

ПАМЯТИ  
*академика*  
А. Д.  
АРХАНГЕЛЬСКОГО

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

П А М Я Т И

А К А Д Е М И К А

А. Д. АРХАНГЕЛЬСКОГО



В О П Р О С Ы Л И Т О Л О Г И И

И С Т Р А Т И Г Р А Ф И И

С С С Р

\*

И З Д А Т Е Л Ь С Т В О  
А К А Д Е М И И Н А У К С С С Р  
М О С К В А · 1 9 5 1



РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Н. А. АРХАНГЕЛЬСКАЯ, М. И. ВАРЕНЦОВ, Н. Н. ДОЛГОПОЛОВ,  
В. В. МЕННЕР, Н. М. СТРАХОВ, П. С. ШАТСКИЙ

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР

член-корреспондент АН СССР Н. С. ШАТСКИЙ



Андрей Дмитриевич  
АРХАНГЕЛЬСКИЙ



СВЕТЛОЙ ПАМЯТИ  
*Андрея Дмитриевича*  
АРХАНГЕЛЬСКОГО  
*посвящают этот сборник*  
*его ученики, сотрудники*  
*и друзья*



---

---

## ТРУДЫ АКАДЕМИКА А. Д. АРХАНГЕЛЬСКОГО

1903

[Заметка об исследованиях эоценовых отложений в прибрежной полосе Вольского уезда Саратовской губернии]. В кн.: Годичный отчет Московского общества испытателей природы за 1902—1903 гг. М., МОИП, 1903, с. 15.

1904

Палеоценовые отложения Саратовского Поволжья и их фауна. «Материалы геол. Рос.», 1904, т. 22, вып. 1, с. 5—207, 12 вкл. л. табл. [Лит-ра аннотированная, с. 5—39].

1905

Палеоценовые отложения Саратовского Поволжья и их фауна. [М., 1905, 207 с., 12 вкл. л. табл. («Материалы геол. Рос.», т. 22)].

Некоторые данные о палеоценовых отложениях Симбирской и Саратовской губерний. «Материалы геол. Рос.», 1905, т. 22, вып. 2, с. 385—415.

О некоторых палеоценовых и верхнемеловых устрицах России. «Ежег. геол. мин. Рос.», 1905, т. 7, вып. 7-8, с. 189—202. [Лит-ра, с. 202—203].

То же на франц. яз. Там же, с. 203—215.

[Сообщение о палеоценовых отложениях Саратовской и Симбирской губерний]. «Зап. Сиб. мин. об-ва», сер. 2, 1905, ч. 43, вып. 1, с. 23—24. (Протоколы).

1906

О юрских отложениях Камышинского и Аткарского уездов Саратовской губернии и Астраханско-Саратовской системе дислокаций. (Предварительная заметка). «Материалы геол. Рос.», 1906, т. 23, вып. 1, с. 245—260.

1907

Геологические исследования в северо-западной части 94 листа Общей геологической карты Европейской России. «Изв. Геол. ком.», 1907, т. 26, № 7, с. 327—349.

Геологическое строение Общего Сырта в пределах Новоузенского уезда Самарской губернии. «Ежег. геол. мин. Рос.», 1907, т. 9, вып. 1—2 с. 8—21, 1 вкл. л. схем. [Совместно с С. Неуструевым].

О буровой скважине на участке Мельниковых в Новоузенском уезде Самарской губернии. Там же, с. 22—23.

## 1908

О меловых и третичных отложениях Камышинского уезда Саратовской губернии. Отчет по исследованиям 1905 года. «Материалы геол. Рос.», 1908, т. 23, вып. 2, с. 431—489.

## 1909

Результаты работ по геологическому исследованию фосфоритов Костромской губернии в 1908 году. В кн.: Отчет по геологическому исследованию фосфоритовых залежей. Под ред. Я. Самойлова. Т. 1. Костромская губерния (рр. Волга и Унжа). М., типолит. Рихтер, 1909, с. 5—16, фиг. [Совместно с А. П. Ивановым и Я. В. Самойловым]. («Тр. Ком. Моск. с.-х. ин-та по иссл. фосфоритов»).

Геологическое описание фосфоритоносных отложений Костромской губернии по Волге к западу от г. Кинешмы и по р. Мере. Там же, с. 17—69, фиг., 2 вкл. л. табл., 1 вкл. л. карт.

О верхнемеловых отложениях Аральского моря и новой зоне верхнего сенона России. «Бюлл. МОИП», нов. сер. 1909, т. 23, с. 34—36. (Протоколы).

## 1910

Исследования залежей фосфоритов по побережью Волги в Симбирской и северной части Саратовской губернии. В кн.: Отчет по геологическому исследованию фосфоритовых залежей. Под ред. Я. Самойлова. Т. 2. М., типолит. Рихтер, 1910, с. 80—130, фиг., 1 вкл. л. карт. («Тр. Ком. Моск. с.-х. ин-та по иссл. фосфоритов», сер. 1).

Краткий очерк геологического строения юго-западной части 94 листа Общей геологической карты Европейской России. «Изв. Геол. ком.», 1910, т. 29, № 7, с. 593—601.

О нижнемеловых отложениях северной части Саратовского Поволжья и псевдовулканических явлениях в дер. Аграфеновке. «Ежег. геол. мин. Рос.», 1910, т. 11, вып. 8, с. 221—226. [Совместно с Б. Д. Архангельским].

Сообщение о валунных образованиях Южного Поволжья. В кн.: Дневник XII съезда русских естествоиспытателей и врачей в Москве с 28 декабря 1909 г. по 6 января 1910 г., № 10. М., тип. Лисснера и Собко, 1910, с. 500.

## 1911

Геологические исследования в Пензенской губернии в 1910 году. Краткий предварительный отчет. Пенза, тип. Губ. правления, 1911, 12 с.

Отчет об исследованиях залежей фосфоритов в Саратовской губернии в 1910 году. В кн.: Отчет по геологическому исследованию фосфоритовых залежей. Под ред. Я. Самойлова. Т. 3. М., типолит. Рихтер, 1911, с. 31—186, рис., 8 вкл. л. табл., 1 вкл. л. карт. [Совместно с С. А. Добровым и А. Н. Семихатовым]. («Тр. Ком. Моск. с.-х. ин-та по иссл. фосфоритов», сер. 1).

Отчет об исследованиях фосфоритовых залежей в Пензенской губернии в 1910 году. Там же, с. 187—253, рис., 2 вкл. л. табл., 1 вкл. л. карт. [Совместно с О. К. Ланге].

Среднее и Нижнее Поволжье. (Материалы к его тектонике). «Землеведение», 1911, кн. 4, с. 19—124, рис., карт, 1 вкл. л. табл. профилей [Среднего и Нижнего Поволжья. Геологические разрезы].

Геологические работы в Пензенской губернии. В кн.: Предварительный отчет о работах по изучению естественно-исторических условий губернии в 1909, 1910 и 1911 годах. Приложение к докладу Управы Губернскому земскому собранию, 1911 г. М., 1911, с. 1—23.

## 1912

Верхнемеловые отложения востока Европейской России. М., 1912, 631 с., 2 вкл. л. карт, 8 вкл. л. табл. («Материалы геол. Рос.», 1912, т. 25).

Нижне-Ломовский уезд. М., Пензенское губ. земство, Оцен. отд., 1912, 98 с., 1 вкл. л. табл., 1 вкл. л. карт. [Совместно с А. В. Красовским и А. В. Рошковским]. («Тр. эксп. Н. А. Димо по изуч. ест.-ист. усл. Пенз. губ.», сер. 1. Геология. Под ред. А. Д. Архангельского, вып. 2).

Ископаемая фауна берегов Аральского моря. I. Верхнемеловые отложения. Вып. 1. СПб., тип. Фроловой, 1912, 79 с., табл. («Изв. Туркест. отд. РГО», т. 8, вып. 2. Научные результаты Аральской экспедиции, снаряженной Туркест. отд. РГО, вып. 11).

К вопросу об истории послетретичного времени в Низовом Поволжье. (Предварительное сообщение). М., Об-во сел. хоз., 1912, 22 с. («Тр. Почв. ком.», т. 1, вып. 1).

Отчет об исследованиях залежей фосфоритов в Керенском и Чембарском уездах Пензенской губернии в 1911 году. В кн.: Отчет по геологическому исследованию фосфоритовых залежей. Под ред. Я. Самойлова. Т. 4. М., типо-лит. Рихтер, 1912, с. 123—228, табл., рис., 1 вкл. л. карт. [Совместно с С. А. Добровым и А. В. Красовским]. («Тр. Ком. Моск. с.-х. ин-та по иссл. фосфоритов», сер. 1).

Геологическое строение и фосфоритовые залежи центральной части Камышинского уезда Саратовской губернии. Там же, с. 465—532, табл., карт., 2 вкл. л. табл. [Лит-ра (с. 467—468) 23 назв.]. [Совместно с А. Н. Семихатовым].

Отчет по исследованию залежей фосфоритов в Краснослободском, Инсарском, Саранском, Мокшанском и Городищенском уездах Пензенской губернии в 1911 году. Там же, с. 533—609, табл., рис., 2 вкл. л. карт. [Совместно с О. К. Ланге, Г. Ф. Мирчинком и А. В. Рошковским].

Успехи изучения палеоценовых отложений в России с 1905 по 1911 г. «Ежег. геол. мин. Рос.», 1912, т. 14, вып. 4-5, с. 121—133.

То же на франц. яз. Там же, с. 134—147.

Из наблюдений над послетретичными отложениями в Курской и Черниговской губерниях. «Журн. засед. Почв. ком. Моск. об-ва сел. хоз.», 1912, вып. 2, с. 60—67. (Приложения).

[Отчет об исследованиях в Заволжской части 94 листа VI или Прикаспийской области Общей геологической карты России, издаваемой Геологическим комитетом]. «Изв. Геол. ком.», 1912, т. 31, № 1, с. 32—34. (Отчет Геол. ком. за 1911 г.).

## 1913

Геологический очерк Саратовской губернии. М., Саратов. губ. земство, 1913, 256 с., табл., черт., 1 вкл. л. табл. профилей, 1 вкл. л. карт. [Лит-ра (с. 240—248) 205 назв.]. [Совместно с С. А. Добровым]. («Материалы изуч. ест.-производ. усл. Саратов. губ.», вып. 1).

Заметка о послетретичных отложениях восточной части Черниговской и западной части Курской губерний. М., Об-во сел. хоз., 1913, 43 с., рис. («Тр. Почв. ком.», т. 2, вып. 2).

Геологическое строение и фосфоритовые залежи Дмитриевского и Рыльского уездов Курской губернии. В кн.: Отчет по геологическому исследованию фосфоритовых залежей. Под ред. Я. Самойлова. Т. 5. М., типолит. Рихтер, 1913, с. 250—303, табл., рис., 2 вкл. л. карт. [Совместно с Н. И. Никшичем]. («Тр. Ком. Моск. с.-х. ин-та по иссл. фосфоритов», сер. 1).

Очерк геологического строения и фосфоритовых залежей Спасского и восточной части Моршанского уездов Тамбовской губернии. Там же, с. 305—354, табл., рис., 2 вкл. л. карт.

Геологическая карта Спасского и северо-восточной части Моршанского уездов Тамбовской губернии. Масштаб — 10 верст в англ. дюйме. Там же, на вкл. л.

Схематические разрезы через Саратовскую губернию. Горизонтальный масштаб — 10 верст в англ. дюйме; вертикальный масштаб — около 5 сажен в миллиметре, многокрас. В кн. автора.: Геологический очерк Саратовской губернии. М., Саратов. губ. земство, 1913, на вкл. л. [Совместно с С. А. Добровым].

Геологическая карта Саратовской губернии по данным почвенных исследований, маршрутным геологическим работам 1909 и 1910 годов и литературным источникам. (Саратовский уезд). Масштаб 1 : 420 000, многокрас., 2 листа. [Совместно с Н. А. Димо, С. А. Добровым и А. Н. Семихатовым]. Там же, отд. вкл.

#### 1914

Наровчатский уезд. М., Пенз. губ. земство, 1914, 60 с., 1 вкл. л. карт. [Совместно с О. К. Ланге и А. В. Рошковским]. («Тр. эксп. Н. А. Димо по изуч. ест.-ист. усл. Пенз. губ.», сер. 1. Геология. Под ред. А. Д. Архангельского, вып. 5).

[Об устойчивости берега р. Волги около пристаней: Симбирск, Ставрополь, Хвалынский, Вольск, Ровное, Банновка и Царицын]. «Изв. Геол. ком.», 1914, т. 33, № 3, с. 4—10. (Протоколы).

Предварительный отчет о геологических исследованиях в низовьях Аму-Дарьи (1-й лист IV ряда и 1-й и 2-й листы V ряда десятиверстной карты Туркестана). «Изв. Геол. ком.», 1914, т. 33, № 6, с. 591—628, 1 вкл. л. карт.

[Материалы по геологическому исследованию полезных ископаемых в Курской, Черниговской и Орловской губерниях.] «Изв. Геол. ком.», 1914, т. 33, № 10, с. 458—459. [Совместно с А. В. Фаасом]. (Протоколы).

#### 1915

Саранский уезд [Пензенской губернии]. М., Пенз. губ. земство, 1915, 60 с., 1 вкл. л. карт. [Лит.-ра с. 5—7]. [Совместно с О. К. Ланге, Г. Ф. Мирчинком, А. В. Рошковским]. («Тр. эксп. Н. А. Димо по изуч. ест.-ист. усл. Пенз. губ.», сер. 1. Геология. Под ред. А. Д. Архангельского, вып. 10).

Исследование залежей фосфоритов в области нижнего течения р. Аму-Дарьи. В кн.: Отчет по геологическому исследованию фосфоритовых залежей. Под ред. Я. Самойлова. Т. 7. М., типолит. Рихтер, 1915, с. 457—517, рис., 2 вкл. л. карт. [Совместно с Б. Н. Семихатовым]. («Тр. Ком. Моск. с.-х. ин-та по иссл. фосфоритов», сер. 1).

Заметки о верхнемеловых отложениях Азиатской России. I. Сеноман и турон Туркестана и прилежащих местностей. «Геол. вестн.», 1915, т. 1, № 4, с. 197—203.

Следы верхнемеловых отложений в Уфимском уезде. «Геол. вестн.», 1915, т. 1, № 5, с. 315—316.

[Отчет о съемке в пределах 1 и 2 листов V ряда десятиверстной карты Туркестана]. «Изв. Геол. ком.», 1915, т. 34, № 1, с. 121—123. (Отчет о состоянии и деятельности Геол. ком. в 1914 г.).

Заметка о послетретичных отложениях Арало-Сары-Камышинской низменности. «Изв. Геол. ком.», 1915, т. 34, № 3, с. 399—413.

О результатах осмотра на месте вариантов обходной линии на участке Сызрань — Батраки. «Изв. Геол. ком.», 1915, т. 34, № 6, с. 339—343. (Протоколы).

[О водоносности окрестностей г. Пензы]. «Изв. Геол. ком.», 1915, т. 34, № 7, с. 401—402. (Протоколы).

[Отзыв по вопросу о глубине залегания подпочвенного водоносного горизонта в усадьбе Крестьянского банка в г. Пензе]. «Изв. Геол. ком.», 1915, т. 34, № 8, с. 460. (Протоколы).

Из геологических наблюдений в пустыне Кызыл-Кум. «Изв. Почв. ком.», 1915, № 3, с. 152—160.

### 1916

Геологический очерк Пензенской губернии. М., Пенз. губ. земство, 1916, 234 с., табл., рис., 3 вкл. л. карт. [Лит-ра 74 назв.] («Тр. эксп. Н. А. Димо по изуч. ест.-ист. усл. Пенз. губ.», сер. 1. Геология, вып. 11).

Верхнемеловые отложения Туркестана. Вып. 1. Верхнемеловые отложения северо-западных Кызыл-Кумов и Ферганы. Пг., Геол. ком., 1916, 100 с., рис., 1 вкл. л. табл., 1 вкл. л. карт. («Тр. Геол. ком.», пов. сер., вып. 151).

Моллюски верхнемеловых отложений Туркестана. Вып. 1. Пг., Геол. ком., 1916, VI, 57 с., рис., 8 вкл. л. табл. [Лит-ра 70 назв.]. («Тр. Геол. ком.», нов. сер., вып. 152).

[Сообщение об исследованиях в низовьях Аму-Дарьи, в пределах 1-го листа IV ряда десятиверстной карты Туркестана]. В кн.: Отчет о состоянии и деятельности Геологического комитета в 1915 г. СПб., тип. Стасюлевича, 1916, с. 134—136.

То же. «Изв. Геол. ком.», 1916, т. 35, № 1, с. 134—136. (Отчет о состоянии и деятельности Геол. ком. в 1915 г.).

Геологическая карта Пензенской губернии. Масштаб 1 : 420 000, многокрас. В кн. автора: Геологический очерк Пензенской губернии. М., Пенз. губ. земство, 1916, на вкл. л.

Карта подпочв Пензенской губернии. Масштаб 1 : 420 000, многокрас. Там же, на вкл. л.

Схематическая геологическая карта низовьев Аму-Дарьи. Масштаб 40 верст в 1 англ. дюйме. В кн. авт.: Верхнемеловые отложения Туркестана. Вып. 1. Пг., Геол. ком., 1916, на вкл. л. («Тр. Геол. ком.», нов. сер., вып. 151).

### 1917

[Отчет об осмотре месторождений нефти и серы в Бухаре, в Калифском, Байсунском, Ширабадском, Денауском и Гиссарском бекствах]. «Изв. Геол. ком.», 1917, т. 36, № 1, с. 428—435. (Отчет о состоянии и деятельности Геол. ком. в 1916 г.).

Записка по вопросу о необходимости издания геологической карты Европейской России в 23-верстном масштабе (1 : 1 000 000). «Изв. Геол. ком.», 1917, т. 36, № 8, с. 394—397. (Протоколы).



О необходимости составления Общей геологической карты Европейской России в масштабе 1 : 1 000 000. (Резюме доклада в Геологическом комитете). «Геол. вестн.», 1917, т. 3, с. 42—45.

#### 1919

Отчет о состоянии работ по составлению геологической карты Европейской России в масштабе 1 : 1 000 000. «Изв. Моск. отд. Геол. ком.», 1919, т. I, с. 22—24. (Журнал присутствия Моск. отд. Геол. ком. Засед. 30 декабря 1918 г. Приложение 1).

Об Окско-Цнинском вале и Рязанско-Костромском прогибе. Там же, с. 106—107. (Засед. 14 апреля 1919 г.).

К вопросу о геологическом строении области Курской магнитной аномалии. Там же, с. 126—133. (Засед. 2 июня 1919 г. Приложение).

#### 1920

Фосфориты. Обзор фосфоритовых месторождений России. Пг., КЕПС, 1920, 43 с., табл., рис., 1 вкл. л. карт. [Совместно с Я. В. Самойловым]. (КЕПС. Естественные производительные силы России. Т. 4. Полезные ископаемые, вып. 25).

Очерки месторождений горючих сланцев в Европейской России. «Нефт. и сланц. хоз.», 1920, № 9-12, с. 60—93.

Карта месторождений горючих сланцев в Европейской России. Масштаб 150 верст в дюйме. Там же, на вкл. л.

#### 1922

Обзор геологического строения Европейской России. Т. 1—2. Пг., Геол. ком., 1922. Т. 1. Юго-восток Европейской России и прилегающие части Азии. Вып. 1. 176 с., табл., рис., карт.; т. 2. Средняя Россия. 467 с. [Лит-ра 1229 назв.].

К вопросу о геологическом строении местности в области Курской магнитной аномалии и о возможных причинах последней. М., Гос. изд., 1922, 36 с., 3 вкл. л. табл. [Лит-ра 89 назв.]. (КЕПС. Материалы по исследованию Курской магнитной аномалии. Под ред. П. П. Лазарева, вып. 3).

#### 1923

Введение в изучение геологии Европейской России. Ч. 1. Тектоника и история развития Русской платформы. М.—Пг., Гос. изд., 1923, 146 с., рис., 5 вкл. л. табл., 1 вкл. л. карт. [Лит-ра 134 назв.].

О некоторых результатах работ по изучению Курской магнитной аномалии. «Горн. журн.», 1923, № 6, с. 307—312, рис.

#### 1924

Курская магнитная аномалия. М.—Пг., Гос. изд., 1924, 84 с., рис., 3 вкл. л. карт. («Современные проблемы естествознания», кн. 19).

Общий обзор работ Геологического отдела за 1920—1923 гг. В кн.: Труды Особой комиссии по исследованию Курских магнитных аномалий при Президиуме ВСНХ. Вып. 5. Труды Геологического отдела. Под ред. А. Д. Архангельского. М., Гос. изд., 1924, с. 5—7.

Результаты разведочных работ в окрестностях с. Лозовки Щигровского уезда к 6 октября 1923 г. Там же, с. 8—37, рис.; 1 вкл. л. табл.

Геологические исследования в области Щигровского и Старооскольского максимума Курской магнитной аномалии в 1921 г. Там же, с. 38 — 59, 2 вкл. л. карт. [Совместно с О. А. Денисовой и В. Н. Крестовниковым].

Общие результаты геологических исследований по северо-западной окраине Донецкого бассейна в 1923 г. Там же, с. 153 — 187, рис., карт., 1 вкл. л. карт. [Совместно с Н. С. Шатским, Н. А. Преображенским и др.].

К вопросу об условиях залегания докембрийских пород в восточных частях Южно-Русской мульды. Там же, с. 194—203.

О соотношении между аномалиями силы тяжести, аномалиями магнитными и геологическим строением в Восточной Европе. Там же, с. 204—225, карт., 1 вкл. л. табл.

Дополнительные сведения о работах на первой разведочной линии в Щигровском районе по 5 февраля 1924 г. Там же, с. 234—239.

Каменноугольные отложения Кудиновского района и кудиновские огнеупорные глины. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1923—1924, т. 2, № 1-2, с. 29—45. [Лит-ра 8 назв.] [Совместно с В. Н. Крестовниковым и И. Д. Курбатовым].

Несколько слов о тектонике Русской платформы. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1923—1924, т. 2, № 3, с. 243—265. [Лит-ра 7 назв.].

Ред.: Труды Особой комиссии по исследованию Курских магнитных аномалий при Президиуме ВСНХ. Вып. 5. Труды Геологического отдела. М., Гос. изд., 1924, 240 с.

Карта аномалий силы тяжести  $g'_0 - \gamma_0$  Восточной Европы по данным А. Гижидского, И. Саввевича, Е. Борра. Аномалия выражена в тысячных долях абсолютной единицы ускорения. В кн.: Труды Особой комиссии по исследованию Курских магнитных аномалий при Президиуме ВСНХ. Вып. 5. Труды Геологического отдела. Под ред. А. Д. Архангельского. М., Гос. изд., 1924, с. 220.

#### 1925

Яков Владимирович Самойлов. Некролог. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1925, т. 3, № 3-4, с. 187—201, 1 вкл. л. портр. [Лит-ра: Список печатных работ Я. В. Самойлова, 133 назв.].

О вероятном возрасте нижних горизонтов третичных отложений северного склона Кавказа. Там же, с. 213—221. [Лит-ра 11 назв.].

Несколько слов о генезисе грязевых вулканов Апшеронского полуострова и Керченско-Таманской области. Там же, с. 269—285. [Лит-ра 12 назв.].

#### 1926

Обзор геологического строения Европейской России. Т. 1. Юго-восток Европейской России и прилежащие части Азии. Вып. 2. Л., Геол. ком., 1926, 245 с., рис., карты. [Лит-ра 583 назв.].

Общие результаты разведочных работ в области Щигровского максимума Курской магнитной аномалии. В кн.: Труды Особой комиссии по исследованию Курских магнитных аномалий при Президиуме ВСНХ. Вып. 7. Труды Геологического отдела. Под ред. А. Д. Архангельского. М.—Л., «Промиздат», 1926, с. 3—108, табл., рис. [Совместно с И. И. Корбушом].

Бурение в области Тимского минимума Курской магнитной аномалии. Там же, с. 109—118, табл., рис. [Совместно с К. П. Козиным].

Разведочные работы в области Салтыковского и Огибнянского хребтов Курской магнитной аномалии. Там же, с. 110—141, табл., рис. [Совместно с К. П. Козыным].

General results of the prospecting in the northern zone of the Kursk magnetic anomalies. Там же, с. 141—151.

Несколько соображений о геологической структуре Ставропольской возвышенности и примыкающих к ней частей Кавказского хребта. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1926, т. 4, № 1-2, с. 39—45. [Лит-ра 4 назв.].

К разработке вопроса о палеогеографии СССР. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1926, т. 4, № 3-4, с. 183—184.

О древности сероводородного заражения в морских бассейнах Крымско-Кавказской области и вероятной связи этих явлений с процессами нефтеобразования. «Нефт. хоз.», 1926, № 4, с. 483—485.

То же на англ. яз. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1926, т. 4, № 1-2, с. 121—131. Резюме на рус. яз. [Лит-ра 14 назв.].

Ред.: Труды Особой комиссии по исследованию Курских магнитных аномалий при Президиуме ВСНХ СССР. Вып. 7. Труды Геологического отдела. М.—Л., «Промиздат», 1926, 279 с.

#### 1927

Условия образования нефти на Северном Кавказе. М.—Л., Совет нефт. пром., 1927, 183 с., табл., рис., 2 вкл. л. табл. [Лит-ра 168 назв.].

Об осадках Черного моря и их значении в познании осадочных горных пород. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1927, т. 5, № 3-4, с. 199—289, табл. [Лит-ра (с. 262—264) 52 назв.].

История изучения русских фосфоритовых месторождений и общие результаты подсчета запасов фосфоритов в СССР. В кн.: Фосфориты СССР. Л., Геол. ком., 1927, с. 1—12, 1 вкл. л. карт.

Стратиграфия и геологические условия образования русских фосфоритов. Там же, с. 13—21. [Лит-ра 7 назв.].

Петрографические и химические типы русских фосфоритов. Там же, с. 23—34, табл., 3 вкл. л. табл. [Лит-ра 13 назв.].

Сеноманские и третичные фосфориты Южно-Русской впадины. Там же, с. 45—63, рис., 1 вкл. л. карт. [Лит-ра 35 назв.] [Совместно с В. Н. Крестовниковым и Н. С. Шатским].

Карта распространения фосфоритоносных пород и их исследованности. 1926. Масштаб 150 верст в дюйме. Там же, на вкл. л.

К 35-летию научно-педагогической деятельности проф. И. М. Губкина. «Правда», 1926, 12/II, № 35.

#### 1928

Общая геологическая карта Европейской части СССР. Лист 94. Сталинград (б. Царицын). Геологическое строение западной половины листа. Л., Геол. ком., 1928, 143 с., 1 вкл. л. карт. [Лит-ра 75 назв.]. [«Тр. Геол. ком.», нов. сер., вып. 155].

Карта и разрезы осадков дна Черного моря. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1928, т. 6, № 1, с. 77—108, рис., 1 вкл. л. карт. [Лит-ра 7 назв.].

Геология за десять лет. В кн.: Наука и техника СССР. 1917—1927. Сборник 2. Под ред. А. И. Иоффе, Г. М. Кржижановского, М. Я. Лапирова-Скобло, А. Е. Ферсмана. М., «Работн. просв.», 1928, с. 249—269.

Об отношениях складчатости Керченского полуострова к тектонике Крымских гор. «Вестн. геол. ком.», 1928, т. 3, № 2, с. 1—6, карта.

О новых исследованиях дна Черного моря. «Геол. вестн.», 1928, т. 6, № 1-3, с. 49—50. [Лит-ра 5 назв.].

Historique de l'étude des gisements de phosphates de la Russie et statistique générale de ses réserves en phosphates. [История изучения русских фосфоритовых месторождений и общие результаты подсчета запасов фосфоритов в СССР]. Les réserves mondiales en phosphates. [Мировые запасы фосфоритов]. Vol. Madrid, Graficas Reunidas S. A., 1928, p. 235—248, tabl. (Geologorum conventus XIV, Hispania, 1926).

Stratigraphie et conditions géologiques de la formation des phosphates de Russie [Стратиграфия и геологические условия образования русских фосфоритов]. Там же, с. 249—260. [Лит-ра 7 назв.].

Les types pétrographiques et chimiques des phosphates de Russie. [Петрографические и химические типы русских фосфоритов]. Там же, с. 261—274, 4 вкл. л. табл. [Лит-ра 13 назв.].

Les gisements des phosphates cénomaniens et tertiaires de la dépression de la Russie méridionale [Сеноманские и третичные фосфориты Южно-Русской впадины]. Там же, с. 275—296, табл., фиг., карт. [Лит-ра 12 назв.]. [Совместно с В. Н. Крестовниковым и Н. С. Шатским].

Carte de l'extension des roches phosphatées et de leur degré d'exploration. 1926. [Карта распространения фосфоритоносных пород и их исследованности. 1926]. Там же.

Общая геологическая карта Европейской части СССР, издаваемая Геологическим комитетом. Лист 94 (западная половина). Сталинград (б. Царицын). Сост. по исследованиям 1907 и 1910 гг. Масштаб 1 : 420 000, многокрас. В кн. автора: Общая геологическая карта Европейской части СССР. Лист 94. Сталинград (б. Царицын). Геологическое строение западной половины листа. Л., Геол. ком., 1928, на вкл. л. («Тр. Геол. ком.», нов. сер., вып. 155).

#### 1929

Задачи Академии Наук СССР в области геологических дисциплин. Л., АН СССР, 1929, 16 с. (Совместно с В. И. Вернадским и А. А. Борисьяком.

К познанию истории развития Черного моря. «Изв. АН СССР», ОФМ, 1929, № 8, с. 691—706, табл. [Лит-ра 7 назв.] [Совместно с М. А. Баталиной].

Причины крымских землетрясений и геологическое будущее Крыма. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1929, т. 7, № 1-2, с. 162—199, рис. [Лит-ра 19 назв.].

К познанию свойств нефтяных песков. Статья 1. «Нефт. хоз.», 1929, № 2, с. 163—173, фиг., табл. [Совместно с М. А. Жиркевич].

К истории изучения Чорелекского нефтяного месторождения. «Нефт. хоз.», 1929, № 3, с. 321—324, фиг. [Совместно с А. А. Блохиным и К. Р. Чепиковым].

Где и как искать новые нефтеносные области в СССР. «Нефт. хоз.», 1929, № 6, с. 791—796.

То же на нем. яз. «Petroleum», Berlin, 1929, Bd. 25, № 37, S. 1253—1256; № 45, S. 1494—1498.

Яков Владимирович Самойлов. Некролог. В кн.: «С а м о й л о в Я. В. Биолиты. Посмертный сборник статей. Л., Научн. хим.-техн. изд-во, 1929, с. 5—11.

Академия Наук и потребности практики. «Торг.-пром. газ.», 1929, 13/1, № 11.

Где искать нефть? «Известия», 1929, 11/VII, № 156.

### 1930

О поисках залежей фосфоритов в СССР. «Докл. АН СССР», сер. А, 1930, № 5, с. 97—101. [Лит-ра 10 назв.].

Несколько слов о диагенезе морских глинистых отложений. «Докл. АН СССР», сер. А, 1930, № 18, с. 475—480. [Совместно с Э. С. Залманзон].

Заметка о происхождении железных руд Липецкого района Центрально-Черноземной области. «Докл. АН СССР», сер. А, 1930, № 24, с. 634—638.

Заметка об органическом веществе, фосфоре и ванадии в отложениях Черного моря. «Изв. АН СССР», ОФМ, 1930, № 3, сер. 205—215, табл. [Лит-ра 19 назв.]. [Совместно с Е. В. Копченовой].

Оползание осадков на дне Черного моря и геологическое значение этого явления. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1930, т. 8, вып. 1-2, с. 32—80, рис. 1, вкл. л. табл. [Лит-ра 32 назв.].

Outline of the structure and history of the Russian platform. [Очерк структуры и истории Русской платформы]. Moscow, Org. Com. of the Second International Congress of soil science, 1930, 37 p., fig., plate. (Guidebook for the excursion of the Second International Congress of soil science, vol. 1).

Готовьте кадры геологов-разведчиков. «Комсомольская Правда», 1930 24/VIII, № 208.

Обеспечим успех подготовки новых научных кадров. «Вечерняя Москва», 1930, 12/XI, № 263.

### 1931

Геологические исследования в низовьях Аму-Дарьи. Лист 1-й IV ряда, лист 1-й V ряда и юго-западная часть 2 листа V ряда десятиверстной карты Туркестана. М.—Л., Геол. изд. ГГРУ, 1931, 194 с., 2 вкл. л. карт. [Лит-ра 118 назв.]. («Тр. ГГРУ», вып. 12).

Геология в борьбе за черный металл. М.—Л., ГНТИ, 1931, 15 с. (АН СССР. Доклады на Чрезвычайной сессии в Москве 21—27 июня 1931г.).

Сравнительно-литологические исследования по вопросу о происхождении подземных вод грозненских нефтяных месторождений. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1931, т. 9, вып. 3-4, с. 282—301, табл. [Лит-ра 4 назв.]. [Совместно с Э. С. Залманзон].

Что может и должен сделать комсомол. «Молодой большевик», 1931, № 14-15, с. 38—41.

Невозможное при капитализме становится реальностью при советском строе. «Известия», 1931 19/VI, № 167.

Одна из задач Экстренной сессии Академии Наук. «Красная газета», веч. вып. 1931, 19/VI, № 143.

За децентрализацию Академии Наук, «Известия», 1931 г.

Геология в борьбе за металл. [Доклады на Чрезвычайной сессии Академии Наук]. «Известия», 1931, 28/VI, 176, портр.

Геологическая карта низовьев Аму-Дарьи, 1917. Масштаб 1 : 420 000, многокрас. В кн. автора: Геологические исследования в низовьях Аму-

Дарьи. Лист 1-й IV ряда, лист 1-й V ряда и юго-западная часть 2 листа V ряда десятиверстной карты Туркестана. М.—Л., Геол. изд. ГГРУ, 1931, на вкл. л. («Тр. ГГРУ», вып. 12).

## 1932

Геологическое строение СССР. Европейская и Среднеазиатская части. Л.—М., Гос. научно-техн. геол.-разв. изд-во, 1932, 425 с., рис., 4 вкл. л. табл. [Лит-ра (с. 375—415) 1447 назв.].

Основные принципы построения профиля специалиста. (Проект конструктивного письма). Материалы к докладу. Май 1932 г. [М.], изд-во «Дер эмес», [1932], 16 с.

Геологическая история Черного моря. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1932, т. 10, вып. 1, с. 3—104, рис. [Лит-ра 147 назв.]. [Совместно с Н. М. Страховым].

К вопросу о покровной тектонике Урала. Там же, с. 105—111. [Лит-ра 5 назв.].

Об условиях накопления меди в осадочных породах. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1932, т. 10, вып. 2, с. 293—307, табл. [Совместно с Е. В. Рожковой].

Успехи изучения геологического строения Европейской части СССР за пятнадцать лет. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1932, т. 10, вып. 3-4, с. 367—381, 1 вкл. л. табл.

Геологические результаты гравиметрических работ в восточном Азербайджане. Там же, с. 461—469, рис., 1 вкл. л. табл. [Лит-ра 12 назв.]. [Совместно с В. В. Федынским].

Заметка о соотношении между геологическим строением и аномалиями силы тяжести в Восточной Европе. «Докл. АН СССР», сер. А, 1932, № 1, с. 13—18, схема.

Краткий очерк геологической истории Черного моря. В кн.: Путеводитель экскурсий Второй четвертично-геологической конференции. Л.—М., Гос. научно-техн. геол.-разв. изд-во., 1932, с. 288—308, рис. [Лит-ра 28 назв.].

Значение гравиметрии для геологии. В кн.: Геолого-разведочные работы во втором пятилетии. Материалы конференции (12—24 апреля 1932 г.). Ред. Ф. Ф. Сыромолотов. Вып. 3. М.—Л., «Станд. и рад.», 1932, с. 292—304.

О геологии Союза ССР. (Доклад). В кн.: Подготовка минерально-сырьевой базы для Второй пятилетки. Итоги Всесоюзного геолого-разведочного совещания 12—19 февраля 1932 г. М.—Л., Геол. изд. ВГРО, 1932, с. 38—43.

К вопросу о происхождении битумов в Волго-Уральской области. «Нефт. хоз.», 1932, № 1, с. 26—29, табл. [Совместно с С. П. Павловой].

Четыре маршрута. Беседа [по поводу организации Комсомолом все-союзной разведки недр]. «Комсомольская правда», 1932, 20/III, № 66, портр.

Новый промышленный нефтяной район. «Правда», 1932, 15/VI, № 164.

## 1933

Геология и гравиметрия. Москва — Ленинград — Новосибирск, ОНТИ, 1933, 112 с., рис., карт. [Лит-ра 74 назв.]. («Тр. НИИ геол. и мин.», вып. 1).

К вопросу об условиях образования хоперских железных руд. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1933, т. 11, № 1, с. 72—77.

Схема тектоники СССР. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1933, т. 11, № 4, с. 323—348, рис., 1 вкл. л. карт. [Лит-ра 11 назв.], [Совместно с Н. С. Шатским].

К вопросу об условиях образования бокситов в СССР. Там же, с. 405—436, табл. [Лит-ра 39 назв.].

Об издании «Геология Союза ССР». «Землеведение», 1933, вып. 1, с. 1—5. [Совместно с А. А. Блохиным].

Перспективы геологического изучения бокситов. «Легк. мет.», 1933, № 6, с. 4—7.

Ред.: Руководящие ископаемые нефтеносных районов Крымско-Кавказской области. Л.—М., Гос. научно-техн. нефт. изд-во, 1933, 36 с.

Тектоническая схема СССР. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1933, т. 11, № 4, на вкл. л.

### 1934

Геологическое строение СССР. Западная часть. Вып. 1. Изд. 2-е, испр. и доп. Москва — Грозный — Ленинград — Новосибирск, Горно-геол. нефт. изд-во, 1934, 224 с., рис., 2 вкл. л. табл.

То же. Вып. 2. М.—Л., ОНТИ, 1934, 427 с., фиг., 2 вкл. л. табл., 1 вкл. л. карт. [Лит-ра (с. 333—406) 2060 назв.].

О зависимости химического состава осадочных железных руд от условий их образования. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1934, т. 12, вып. 2, с. 262—278, табл. [Лит-ра 7 назв.]. [Совместно с Е. В. Копченовой].

Сернистое железо в отложениях Черного моря. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1934, т. 12, вып. 3, с. 431—440, табл., рис. [Лит-ра 5 назв.].

О соотношениях между геологической структурой и аномалиями силы тяжести Европейской части СССР. В кн.: Доклады советской делегации VII Конференции Балтийской геодезической комиссии. Л.—М., 1934, вып. 6. Москва — Ленинград — Грозный — Новосибирск, ОНТИ, 1934, с. 3—11. [Лит-ра 9 назв.].

Теснее связаться с предприятиями. «Правда», 1934, 27/VI, № 175.

[О переводе Академии Наук в Москву]. «Известия», 1934 27/VI, № 148, портр.

Поиски алюминиевых руд. «Известия», 1934, 30/VI, № 151.

### 1935

Геологическое строение СССР. Западная часть. Вып. 1. Изд. 2, испр. и доп. М.—Л., ОНТИ, 1935, 224 с., рис., 1 вкл. л. карт. То же, вып. 2, 427 с., 3 вкл. л. карт, схем. [Лит-ра 2060 назв.]. Дополнительный тираж.

К познанию химического состава железных руд СССР. М.—Л., ОНТИ, 1935, 66 с., табл. [Лит-ра 52 назв.]. [Совместно с Е. В. Копченовой]. («Тр. НИИ геол. и мин.», вып. 11).

Задачи Геологического института. «Вестн. АН СССР», 1935, № 2, с. 14—24.

Месторождения бокситов в СССР. «План. хоз.», 1935, № 4, с. 37—51, табл. [Совместно с Е. В. Рожковой].

Геологическое строение СССР. «Правда», 1935, 26/III, № 84. (Академики о своей работе).

Кладовая богатств советской земли. «Правда», 1935, 23/X, № 293.

### 1936

К вопросу о происхождении некоторых осадочных кремнистых пород СССР. В кн.: Академику В. И. Вернадскому к пятидесятилетию научной и педагогической деятельности. Ч. 2., М. Изд-во АН СССР, 1936, с. 863—873. [Лит-ра 14 назв.].

Геологические результаты гравиметрических исследований в Средней Азии и Юго-Западном Казахстане. «Изв. АН СССР», ОМОН, сер. геол., 1936, № 1, с. 3—33, схемы. [Лит-ра 20 назв.]. [Совместно с В. В. Федькинским].

А. И. Карпинский и «Большой Донбасс». «Вести. АН СССР», 1936, № 7, с. 35—37.

Результаты несвоевременного опубликования научных работ. «Вести. АН СССР», 1936, № 11-12, с. 97.

### 1937

Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1937, 299 с., рис., карты, 3 вкл. л. табл., 9 вкл. л. карт. [Лит-ра 124 назв.]. [Совместно с Н. С. Шатским, В. В. Меннером, Е. В. Павловским и др.].

Приложение: Атлас. Палеогеографические схемы. 33 таблицы, сост. при участии А. Д. Архангельского.

Тектоника докембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы по данным общей магнитной съемки СССР. «Изв. АН СССР», ОМОН, сер. геогр. и геофиз., 1937, № 2, с. 155—194, фиг., 1 вкл. л. карт. [Лит-ра 22 назв.]. [Совместно с Н. В. Розе, В. В. Колобакиным, В. П. Орловым и А. И. Падаревской].

Геологическое значение аномалии силы тяжести в СССР. «Изв. АН СССР», ОМОН, сер. геол., 1937, № 4, с. 701—742, карт., 1 вкл. л. карт. [Лит-ра 38 назв.]. [Совместно с А. А. Михайловым, В. В. Федькинским и Е. П. Люстих].

Геологический институт [Академия Наук СССР]. «Вести. АН СССР», 1937, № 10-11, с. 168—180, илл. [Совместно с М. Ф. Нейбург].

[О развитии советской геологии за годы 1917—1937]. Там же, с. 329—331. («Итоги Великого двадцатилетия»).

О происхождении бокситов и о поисках новых их месторождений. В кн.: Бокситы. Т. 1, ч. 1. Под ред. А. Д. Архангельского. М.—Л., ОНТИ, 1937, с. 6—10, 1 вкл. л. карт.

Тектоническая карта. Масштаб 1 : 35 000 000, многокрас. М., ПИИ. «Большой советский атлас мира», 1937, л. 90, 91.

### 1938

Геологическое строение и история развития Черного моря. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1938, 226 с., табл., фиг., карт., 10 вкл. л. табл. [Лит-ра (с. 193—204) 204 назв.]. [Совместно с Н. М. Страховым].

Успехи изучения геологического строения Европейской части СССР после Октябрьской революции. В кн.: Математика и естествознание в СССР.



Очерки развития математических и естественных наук за двадцать лет. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1938, с. 725—743.

Экспериментальные исследования по вопросу о способах накопления меди в осадочных породах. «Изв. АН СССР», ОМОН, сер. геол., 1938, № 2, с. 279—295, табл., фиг. [Лит-ра 2 назв.]. [Совместно с Н. В. Соловьевым].

Основные черты тектоники северной части Атлантического океана и Арктики. «Докл. АН СССР», 1938, т. 19, № 8, с. 611—613 [Лит-ра 9 назв.].

#### 1939

О некоторых спорных вопросах тектонической терминологии и тектоники СССР. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1939, № 1, с. 25—40. [Лит-ра 10 назв.].

Приблизить нефтяные месторождения к Москве. «Вестн. АН СССР», 1939, № 2-3, с. 83—85.

Геологические результаты общих магнитометрических и гравиметрических работ в СССР. В кн.: Труды XVII Сессии Международного геологического конгресса. Союз Советских Социалистических Республик. 1937. Т. 1. М., ГОНТИ, 1939, с. 241—250, 4 вкл. л. карт. [Лит-ра 3 назв.].

Геологическое строение и геологическая история СССР. В кн.: Труды XVII Сессии Международного геологического конгресса. Союз Советских Социалистических Республик. 1937. Т. 2. М., ГОНТИ, 1939, с. 301—321, табл., схемы, 1 вкл. л. карт. [Лит-ра 18 назв.].

То же на англ. яз.: International Geological Congress. Report of the 17-th Session. The Union of Soviet Socialistic Republics, 1937. Vol. 2. М., ГОНТИ, 1939, с. 285—304, план, карта. [Лит-ра 18 назв.].

Памяти товарища [академика И. М. Губкина]. «Известия», 1939 22/VI, № 94.

#### 1940

О строении Русской платформы. «Бюлл. МОИП», 1940, отд. геол., вып. 3-4, с. 5—37. [Лит-ра 21 назв.].

К вопросу о строении Русской платформы. «Докл. АН СССР», 1940, т. 28, № 2, с. 152—154.

Главнейшие результаты работ экспедиции по равнине Европейской части СССР. «Вестн. АН СССР», 1940, № 3, с. 55—64, карты, 1 вкл. л. схем.

Об интерпретации результатов сейсмических работ в Подмосковной котловине. Сб. «Проблема поисков нефти в центральных районах Союза ССР». Гос. изд. нефти и горно-топл. литературы, М.—Л., 1940, с. 13—15.

Несметные богатства. [Беседа о работе комплексной экспедиции Академии Наук СССР по Европейской части СССР]. «Известия», 1940, 6/II, № 30.

#### 1941

Геологическое строение и геологическая история СССР. Т. 1. [Изд. 3]. М.—Л., Гос. научно-техн. изд-во нефт. и горно-топл. лит-ры, 1941, 376 с., фиг., 1 вкл. л. портр., 21 вкл. л. карт, схем, 6 карт и схем отд. вкладкой. [Лит-ра 582 назв.].

1947

Геологическое строение и геологическая история СССР, в двух томах. Изд. 4. Т. 1. Геологическое строение СССР и его отношение к строению остальной земной поверхности. М.—Л., Гос. изд-во геол. лит-ры, 1947, 415 с., фиг., 17 вкл. л. фиг. [карт]. [Лит-ра 580 назв.].

1948

Геологическое строение и геологическая история СССР, в двух томах. Т. 2. Докембрий и палеозой. Изд. 4. М.—Л., Гос. геол. изд-во, 1948, 372 с., 2 вкл. л. карт. [Лит-ра 986 назв.].

### ЛИТЕРАТУРА О ЖИЗНИ И ТРУДАХ А. Д. АРХАНГЕЛЬСКОГО

А. Д. Архангельский. «Торг.-пром. газ.» от 13 января 1929 г., портр. (Новые советские академики).

Архангельский Андрей Дмитриевич. «Большая советская энциклопедия», т. 3, 1926, стб. 525—526.

Архангельский Андрей Дмитриевич. В кн. Обручев В. А. История геологического исследования Сибири. Период пятый (1918—1940). Вып. 1. Введение. Общий обзор исследований Сибири с 1918 по 1940 г. и их результатов. Краткие биографии главных исследователей Сибири. М.—Л., АН СССР, 1949, с. 15.

Асафова Н. М. и Исакова О. В. Андрей Дмитриевич Архангельский (1879—1940). М., Всес. кн. палата, 1941, 40 с. (Материалы к библиографии трудов ученых СССР. Сер. геол. наук, вып. 3).

Асафова Н. М. и Исакова О. В. Хронологический указатель трудов А. Д. Архангельского. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1940, № 4, с. 18—25 (182 назв.).

Губкин И. М. А. Д. Архангельский. (Перед выборами новых академиков). «Известия», 1928, 2/X, № 229.

Павлов А., Карпинский А., Ферсман А. Записка об ученых трудах профессора А. Д. Архангельского. «Изв. АН СССР», 1925, т. 19, № 18, с. 825—831. [Лит-ра: Список работ А. Д. Архангельского, с. 827—831].

Памяти академика Архангельского. [Некролог]. «Правда», 1940, 18/VI, № 168; «Известия», 1940, 18/VI, № 139; «Наша страна», 1940, № 7, с. 44.

Положение о премии имени А. Д. Архангельского. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1945, № 5, с. 152—153.

Рябинин А. Андрей Дмитриевич Архангельский. [Некролог]. «Ежег. Всерос. палеонт. об-ва», 1945, т. 12, с. 163—164, портр.

Страхов Н. М. Академик А. Д. Архангельский (1879—1940). «Природа», 1941, № 4, с. 106—112, портр. [Лит-ра: Список главнейших работ акад. А. Д. Архангельского, 22 назв.].

Страхов Н. М. Андрей Дмитриевич Архангельский. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1940, вып. 5-6, с. 3—10, 1 вкл. л. портр.

Ферсман А. Е. Записка об ученых трудах профессора А. Д. Архангельского. В кн.: Записки об ученых трудах действительных членов Академии Наук СССР по Отделению физико-математических наук, избранных 12 января 1929 г. Л., Изд-во АН СССР, 1930, с. 1—10. [Лит-ра: Список ученых трудов А. Д. Архангельского, 88 назв.].

Шатский Н. С. Андрей Дмитриевич Архангельский (1879—1940). М., МОИП, 1944, 60 с., 1 вкл. л. портр. [Лит-ра: Список трудов А. Д. Архангельского, с. 46—56]. («Бюлл. МОИП», отд. геол., 1944, № 24, с. 1—60).

Шатский Н. С. Архангельский Андрей Дмитриевич, «Большая советская энциклопедия», 2-изд., т. 3, 1950, с. 160—161.

Шатский Н. С., Меннер В. В., Блохин А. А. Андрей Дмитриевич Архангельский (1879—1940). «Изв. АН СССР», сер. геол., 1940, вып. 4, с. 3—17, 1 вкл. л. портр.; «Вестн. АН СССР», 1940, № 8-9, с. 78—85; «Сов. геол.», 1940, № 7, с. 3—13.

*Библиография составлена Н. М. Асафовой  
и О. В. Псаковой*

Уже в начале исследовательской работы А. П. Архангельского намечались основные направления его научной деятельности, характеризующие его как ученого и получившие в последующие годы полное развитие. Андрей Дмитриевич работал по петрографии осадочных пород, в которой он создал равнозначную петрологии тектонике СССР, особенно Русской платформе, но и формулировал в последующее время основные положения, касающиеся равнины земной коры. Андрей Дмитриевич уделял особое внимание изучению взаимосвязей равнинных и платформенных платформенных осадочных частей земной коры. Также А. П. Архангельский много работал по стратиграфии верхнемеловых и палеогеновых отложений, по палеогеографии СССР и дал крупные сведения по равнинной геологии нашей страны. Кроме того, он уделяет много внимания геологической съемке, а в последующее время — составлению геологических карт. Наконец, в начале своей научной работы он опубликовал несколько исследований по стратиграфической петрологии и платформенным образованиям; несколько бо́льшее внимание уделяется ей в виде некоторого материала по обаяниям в петрографии. В лучшем было положение и за границей. Также в курсах петрографии появились, как правило, формальному описанию осадочных пород, петрологии лишь уделялись случайные петрологические работы, по почти не интересовались породами. В то время в Русской геологической школе осадочными отложениями, занимались их стратиграфией, фазией, они не существовало; более того, геологи, работавшие в областях, связанных с осадочными отложениями, занимались их стратиграфией, фазией, петрологией не только давали описание фазий отложений и их стратиграфической последовательности, но и поставили вопрос широким интересом геологов, особенно геологов. Уже в первой своей монографии о платформенных отложениях Поволжья А. П. Архангельский не только дал описание фазий отложений и их стратиграфической последовательности, но и поставил вопрос широким интересом геологов, особенно геологов.

## ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ НАУЧНОЙ РАБОТЫ АКАДЕМИКА А. П. АРХАНГЕЛЬСКОГО

Член-корр. АН СССР Н. С. ШАТКИНИ



реконструкциям и построениям, основанным на детальном фациальном анализе. В этой области А. Д. Архангельский был последователем А. П. Павлова и А. П. Карпинского. Он разработал новую методику, открывшую широкие перспективы для палеогеографических и литологических исследований. Свои исследования в этом направлении Андрей Дмитриевич начал в 1907—1908 гг., и в 1909—1910 гг. на XII съезде естествоиспытателей и врачей доложил первые результаты своих работ. Это было палеоокеанографическое и литологическое исследование условий отложения мела востока Европейской России, опубликованное в 1912 г.; по единодушному мнению, оно положило основание русской литологии как самостоятельной дисциплины. В нем А. Д. Архангельский показал, как нужно подходить к исследованию осадочных пород, как следует выяснять физико-географические условия их возникновения. Андрей Дмитриевич выяснил петрографический состав верхнемеловых отложений востока Европейской России, в особенности зоны *Belemnitella lancolata*, установил смену фаций по площади их распространения. Основываясь на составе фауны фораминифер в белом мелу и песчаных одновозрастных осадках, А. Д. Архангельский определил примерную глубину бассейна — около 1000 м. Надо отметить, что Андрей Дмитриевич в этой работе рассматривал только родовой состав фораминиферной фауны, так как в то время существовало представление о неизменяемости микрофауны от верхнего мела до наших дней, особенно видов, характеризующих большие глубины. Этот вывод Андрей Дмитриевич приводил как основное возражение Кайе, считавшему белый мел осадком небольших глубин (около 200 м) на основании состава макрофауны, принадлежащей к мелководным формам. А. Д. Архангельский, придавая большое значение фораминиферам, считал, что такие формы моллюсков, которые сейчас живут в перитовой зоне, в прошлом — в верхнем мелу — могли существовать на других глубинах.

Исследования последних лет по фораминиферам заставляют нас в настоящее время притти к иным выводам. Однако, несмотря на эти ошибки, связанные главным образом с неразработанностью микропалеонтологии мела в начале нашего столетия, книга А. Д. Архангельского не потеряла своего значения в методическом отношении: она до сих пор служит и еще долгое время будет служить прекрасным руководством по методике литологических и палеоокеанографических исследований. Заметим, кстати, что новые выводы об условиях отложения белого мела были получены той же методикой, какой пользовался и А. Д. Архангельский.

Н. М. Страхов подробно описывает другие литологические работы А. Д. Архангельского и так оценивает их значение (1940, с. 5—6): «Еще более значительной и приобретшей мировое распространение была данная Андреем Дмитриевичем теория формирования нефтепроизводящих свит в бассейнах с сероводородным заражением воды — теория, выведенная им из изучения условий залегания и фациального парагенеза нефтей Северного Кавказа. Сильную сторону этого исследования А. Д. Архангельского, помимо общей концепции, представляет попытка уловить закономерность появления сероводородных бассейнов во времени и связь их с обстановкой начала и конца крупных орогенических движений, когда морской бассейн разбивается на отдельные опресняющиеся внутриконтинентальные моря... Пользуясь установленной закономерностью, Андрей Дмитриевич уже вскоре попытался сделать прогноз относительно возможных нефтепроизводящих площадей и стратиграфических горизонтов

Европейской части СССР, причем указал как раз на разведываемую ныне территорию Второго Баку — обстоятельство, как-то забываемое при разговорах об этом нефтяном регионе...

«Не меньшую известность приобрели исследования А. Д. Архангельского (с сотрудниками) современных и ископаемых осадков Черного моря. Характерную черту этих работ составляет то, что впервые изучался не только осадок, как таковой (это было и раньше), а осадок плюс механизм седиментационного процесса, причем с редкой наглядностью вырисовывалось значение таких факторов, как рельеф и литологический состав побережий, течения, рельеф и гидрологический режим самого моря, влияние подводных оползней и т. д. Исходя из аналогии черноморских илов неогеновым осадкам Крымско-Кавказской области, А. Д. Архангельский поставил изучение иловых вод осадков и их изменений в процессах диагенеза, причем неожиданно вскрылось большое сходство иловых вод с водами нефтяных месторождений — обстоятельство, бросившее совершенно новый свет на проблемы гидрогеологии нефтяных полей.

«К числу крупных литологических работ Андрея Дмитриевича относится исследование типов и генезиса бокситов СССР. Выполненная в относительно короткий срок, работа эта вошла в число наиболее существенных во всей литературе о бокситах вообще. Исходя из условий залегания бокситов СССР, их структур и текстур, Андрей Дмитриевич решительным образом порывает с господствовавшими прежде взглядами на них как на первичную или механически переотложенную кору выветривания или *terra rossa*, и выдвигает новое толкование бокситов, как настоящих химических осадков, возникших частью в прибрежной зоне морей (палеозойские бокситы), частью в прибрежной (элиторальной) области континентальных пресных озер (мезозойские бокситы). Бокситы трактуются им как ближайшие аналоги осадочных железных руд, в хемогенном происхождении которых у подавляющего большинства геологов сомнений нет, а гипергенная история гидратной  $Al_2O_3$  рассматривается как близко совпадающая с историей  $Fe_2O_3$ . Эти два элемента (Fe и Al) вместе с марганцем объединяются тем самым в одну естественную группу.

«Новая точка зрения на бокситы, как на осадочные образования, позволила А. Д. Архангельскому по-новому организовать их поиски, и в результате — целая серия вновь открытых месторождений, в ряде случаев очень качественных (рязанские) и крупных (катавские на западном склоне Южного Урала). С обычным для Андрея Дмитриевича стремлением увязать свою теоретическую работу с запросами практической жизни, он дает в заключительной главе монографии о бокситах своего рода общий прогноз для дальнейших поисковых работ на это полезное ископаемое. Эти руководящие указания его еще долго будут служить разведчикам отправным пунктом для их собственных исследований.

«Параллельно с изучением бокситов А. Д. Архангельским было выполнено несколько работ по железным рудам и по меди. Из них наиболее интересны с принципиальной стороны работы «К познанию химического состава железных руд СССР» и «Медь в осадочных породах». В первой сделана единственная во всей громадной железорудной литературе попытка изучить содержание малых элементов (Cu, P, Cr, Ni, Co, Ti и др.) в разных фациальных типах железных руд и связать их наличие или отсутствие с условиями отложения руд. Во второй статье дается (также впервые в литературе) историко-геологический анализ биогенной концепции накопления меди в осадочных породах. Надо пожалеть, что работы Андрея Дмитриевича в этом направлении были им скоро оставлены и пока не

пашли продолжателей. Теоретическая (и практическая) значимость их вне сомнений.

«Из других литологических работ А. Д. Архангельского нужно упомянуть сводные статьи по стратиграфии и генезису фосфоритов... В них впервые резюмируются литологические результаты обширных исследований фосфоритной комиссии (возглавлявшейся проф. Я. В. Самойловым), в состав которой в свое время входил и Андрей Дмитриевич.

«Итак, итоги литологических исследований Андрея Дмитриевича обширны и весьма значительны по содержанию. Они сделали А. Д. Архангельского самым крупным советским литологом и одним из крупнейших литологов мира, отцом советской литологии вообще».

В литологии нашего времени намечаются три направления. Первое направление можно, пожалуй, назвать описательным; литологи этого типа, весьма многочисленные, по существу ограничиваются микроскопическим описанием пород, иногда очень детальным определением составляющих их элементов, минеральных и биогенных. Такие исследователи, дающие очень точное описание породы, часто делают ложные выводы о их генезисе, так как рассматривают породу в отрыве от общей геологической обстановки. Другое направление, которое можно было бы назвать геохимическим, достигло у нас в последнее время больших успехов в выяснении генезиса таких образований, как фосфориты, железные руды и т. д.

А. Д. Архангельский положил начало новому направлению в литологии; его литологические исследования являются наиболее всесторонними: он изучал породы в соотношении с соседними фациями, изучал их состав, структуру, текстуру. Палеонтологическая характеристика пород в его руках становилась важным признаком для познания генезиса осадков. Далее, Андрей Дмитриевич считал необходимым при изучении осадочных пород применять сравнительно-литологический метод, т. е. выяснять возможные современные аналоги осадочных пород и условия отложения последних. Наконец, он ввел у нас экспериментальную литологию, как метод познания генезиса осадков прошлого. Все исследования он проводил на всесторонне разработанной стратиграфической основе, с детальным выяснением тех геологических процессов и тех движений, которые господствовали в период отложения изучаемых осадков. Поэтому такое большое значение придавал А. Д. Архангельский изучению современных осадков при исследовании отложений минувших периодов (сравнительная литология), и всегда прибегал к историко-геологическому анализу для выяснения генезиса осадочных пород. Наряду с другими методами, в его исследованиях часто преобладал историко-геологический анализ, поэтому направление это можно было бы назвать историко-геологическим. Только полное и всестороннее применение всех указанных направлений и исследований может дать ясную картину происхождения осадочных пород, и А. Д. Архангельский стремился к этому.

«Именно благодаря многосторонности своего подхода к породе Андрей Дмитриевич мог давать такие убедительные, яркие и запечатлевающиеся картины и схемы, которые сразу входили в «скелетный фонд» литологических знаний, получали широкое распространение и становились порою ходячими взглядами, определяющими геологический кругозор его читателей. При дальнейшем углублении в проблемы, затронутые Андреем Дмитриевичем, можно заметить, что некоторые взгляды и гипотезы его оказались спорными, но вскрыть эту их спорность можно было только применяя его же собственную методику широкого геологического подхода к объекту исследования. В литологии Андрей Дмитриевич был прежде

всего и больше всего геологом в самом широком и лучшем смысле этого слова, а потом уже петрографом, химиком, фаунистом, и в этом широком геологическом подходе его к проблемам литологии — непреходящая поучительность его методики, на которой учились, учатся и еще долго будут учиться советские литологи» (Ш. М. Страхов, 1940, с. 7).

А. Д. Архангельский первый начал углубленно изучать современные осадки. Как уже упоминалось, он создал то направление литологии, которое называется сравнительной литологией. Сущность этого направления заключается в той мысли, что для каждой породы прошлого имеются аналогии в современных осадках и что изучение осадочных пород может считаться законченным, если будет установлен первоначальный осадок, который был материнским для данной породы, и будут выяснены возможные геологические условия его отложения и изменения. Это направление неоднократно подвергалось критике со стороны как формальных петрографов, так и петрографов-геохимиков, видевших в этом отказ от признания своеобразия литогенеза прошлого. Однако надо отметить, что Андрей Дмитриевич всегда подчеркивал постоянную изменчивость условий формирования осадочных пород, тесно связанную с общим развитием земной коры в различные периоды ее геологической жизни.

Если в области литологических исследований А. Д. Архангельский по существу не имел предшественников среди русских геологов и ему пришлось создавать новое направление в нашей науке, то в области стратиграфии и стратиграфической палеонтологии он был учеником А. П. Павлова и продолжателем его исследований. Главнейшие работы его в этой области были направлены на изучение палеоценовых и верхнемеловых отложений. Несколько позднее он провел ряд исследований по стратиграфии третичных отложений Крымско-Кавказской области, выяснил с большой подробностью вопрос стратиграфии четвертичных отложений Черного моря; в первые годы своей работы он уделял много внимания строению четвертичных отложений юга и юго-востока Восточно-Европейской равнины.

Перечисленные исследования А. Д. Архангельского несомненно внесли в науку много новых фактов и обобщений, но по своему объему и значимости они не могут идти в сравнение с его работами по палеоценовым и верхнемеловым отложениям.

В конце прошлого века А. П. Павлов выделил в поволжском верхнем мелу несколько характерных для Западной Европы ярусов, таких, как турон, эмшер, который он предположительно считал лишь фацней первого, и сенонский ярус с его двумя фацнями. Эти работы, опубликованные в ряде заметок в «Бюллетене Московского общества испытателей природы» и в известном путеводителе VII сессии Международного геологического конгресса («Voyage géologique par le Volga»), послужили основанием для исследований А. Д. Архангельского.

После полевых работ в течение 1904—1910 гг. А. Д. Архангельскому удалось дать весьма полную стратиграфию поволжского верхнего мела; он выделил здесь и палеонтологически обосновал все ярусы верхнего отдела меловой системы. Стратиграфическая схема Поволжья и Заволжья, по А. Д. Архангельскому, следующая (снизу):

#### С е н о м а и

1 зона — *Exogyra conica* и *Actinocamax primus*

2 зона — *Lingula krausei*



## Т у р о н

3 зона — *Inoceramus brogniarti*

4 зона — немой мел

## Э м ш е р

5 зона — *Inoceramus involutus*

## Н и ж н и й с е н о н

6 зона — *Inoceramus pachtii*7 зона — *Pteria tenuicostata*

## В е р х н и й с е н о н

8 зона — *Belemnitella mucronata*9 зона — *Belemnitella lanceolata*10 зона — *Belemnitella americana*

При дальнейших исследованиях эта схема испытала сравнительно небольшие изменения. Сам Андрей Дмитриевич показал, что зона *Lingula krausei* является чисто местным горизонтом. И. Ф. Синцов резко протестовал против выделения *Inoceramus pachtii* в качестве нового вида; стратиграфическое значение этого моллюска было подтверждено дальнейшими работами, но было признано как Андреем Дмитриевичем, так и другими геологами тождество *In. pachtii* с *In. cardisoides* G o l d f., хотя А. Д. Архангельский все же выделял долгое время поволжскую форму в качестве разновидности (*In. cardisoides* var. *pachtii* A r k h.). Наконец, в дальнейшем Н. С. Шатским была выделена на Украине зона *Belemnitella langei* выше зоны *B. mucronata*, найденная впоследствии Е. В. Милановским и в Поволжье. Но все эти изменения касались по существу частных стратиграфических схем, основные же подразделения, установленные А. Д. Архангельским, были подтверждены опытом 30-летних последующих исследований. Особенно важно отметить, что стратиграфическая схема верхнего мела, разработанная в последние годы Н. П. Михайловым по аммонитам, вполне совпала с основной схемой А. Д. Архангельского.

Огромную роль сыграли работы Андрея Дмитриевича по стратиграфии верхнего мела, в которых им дано зональное подразделение верхнего мела по остаткам белемнитов и иноцерамов. Это подразделение легло в основу всех последующих исследований. Андрей Дмитриевич переработал и описал в своей монографии все верхнемеловые белемниты, установив ряд новых видов, имеющих крупное стратиграфическое значение: *Actinocamax primus*, *A. intermedius*, *A. verus* var. *fragilis*, *A. laevigatus*, *Belemnitella conica*, *B. curta*, *B. mirabilis*.

Вслед за Поволжьем А. Д. Архангельский разработал стратиграфию верхнего мела в Туркестане, где им были установлены те же ярусы на севере (Мангышлак, Аральское море, устье Аму-Дарьи), характеризующиеся теми же ископаемыми, что и в Поволжье, а на юге иной — южной, африканской фауной. Отсюда Андреем Дмитриевичем был описан ряд новых моллюсков: род *Borissiakoceras*, несколько *Mortonites*, ряд видов *Trigonia*, *Plicatula* и *Inoceramus*. В работах по верхнемеловой фауне и отложениям Туркестана Андрей Дмитриевич дал четкое определение таксономических единиц на примере детального описания верхнемеловых моллюсков Туркестана и выяснил палеогеографические и климатические особен-

ности среднеазиатских меловых бассейнов. Им не только была установлена смена бассейна умеренного пояса западноевропейским и, наконец, африканским, но и выяснен весьма интересный факт соприкосновения африканской и поволжской фауны с выпадением фауны рудистовых образований.

В первых своих стратиграфических работах, посвященных палеоцену, А. Д. Архангельский также продолжал исследования А. П. Павлова. Ему принадлежит детальная разработка стратиграфии этих отложений. Основные выделенные им горизонты сохранились до сих пор, но в деталях стратиграфическая схема была значительно уточнена при работах, связанных с проектированием Волго-Донского канала. Так, Е. В. Милановский доказал, что нижнесаратовский подъярус А. П. Павлова необходимо отделить от саратовского яруса и присоединить к сызранскому, что следует не только из условий залегания, но и из фаунистического сходства его с сызранскими отложениями. Некоторые, правда небольшие, уточнения пришлось внести в стратиграфию царицынского яруса.

Во всех стратиграфических работах А. Д. Архангельский не замыкался в узкие рамки биостратиграфии, а поднял и разрешил ряд важнейших вопросов палеогеографии. Если бы Андрей Дмитриевич не дал обобщающих работ в других областях геологической науки (литологии, тектонике), то даже только его палеонтолого-стратиграфические исследования поставили бы его имя в одном ряду с именами таких крупнейших стратиграфов, как А. П. Павлов, С. Н. Никитин, А. В. Нечаев и Н. И. Андрусов.

В 1911 г. А. Д. Архангельский составил первую сводку по тектонике Поволжья. Эта работа заключается в описании известных в то время дислокаций этой области, сведенных им в несколько основных линий. Каких-либо крупных тектонических выводов в этой статье сделано не было, но это исследование важно в том отношении, что оно положило начало большой серии исследований по тектонике Русской платформы.

В 1918—1922 гг. А. Д. Архангельский подробнейшим образом изучил геологию платформенной части Европейской России, составляя сводки, посвященные этому вопросу, и на основе их в 1923 г. опубликовал первую тектоническую сводку всей территории платформы. Тектонические представления Андрея Дмитриевича относительно Русской платформы можно выразить следующими краткими положениями: 1) вся территория платформы слагается гнейсовым докембрийским фундаментом и покрывающим его чехлом осадочных почти горизонтально лежащих образований; 2) фундамент платформы разбит на ряд крупнейших поднятий, горстов, типом которых является Балтийский щит, и впадин, отграниченных большей частью друг от друга крупными разломами; 3) впадины имеют тенденцию к опусканию, горсты — к поднятию; 4) впадины осложнены вторичными нарушениями — валами; 5) история развития впадин и соседних геосинклиналей показывает, что движения в них были очень сходны и валы образовались в наиболее слабых частях платформы под влиянием тангенциальных движений платформы и окраинных складчатых зон.

В последнее время А. Д. Архангельский неоднократно возвращался к тектонике Русской платформы, и взгляды его на этот предмет претерпели существенные изменения.

В 1932 и 1934 гг. Андрей Дмитриевич дал новую, несколько переработанную карту и сводку по тектонике Русской платформы, в которой подробно были разработаны вопросы об Устюртском горсте и выделен новый — Ставропольский кристаллический массив. Несколько подробнее были описаны и впадины Восточно-Русская и Днепровско-Донецкая. Он

продолжал считать, что структура впадин грабенообразная, но на карте уже не приводил ограничивающих их сбросов, так как в это время было доказано, например на Подольско-Азовском массиве, что погружение массивов во впадины происходит постепенно. Делая вывод о наличии сбросов, Андрей Дмитриевич исходил из своих представлений о генезисе впадин в результате растяжений земной коры. Генезис валов на платформе он продолжал ставить в связь с движениями и тангенциальным напряжением в соседних геосинклиналиях.

В дальнейшем А. Д. Архангельский еще несколько раз уточнял свою тектоническую карту Русской платформы в зависимости от успехов геологического изучения этой области; так, он отказался от намеченного А. П. Карпинским положения о существовании горста Пыткова камня, а также Устюртского массива и внес ряд дополнений и изменений в мелкие дислокации платформы.

В 1940 г. в последней своей работе по тектонике Русской платформы А. Д. Архангельский резко изменил свои воззрения на структуру ее складчатого фундамента. «Вместо единой огромной докембрийской глыбы он рисуется теперь нам,— пишет Андрей Дмитриевич,— как комплекс нескольких докембрийских массивов, которые отделены друг от друга более или менее широкими полосами палеозойских складчатых сооружений. Такими массивами являются Балтийский щит с так называемым Полесским валом или мостом, Воронежский массив и Азовско-Подольский щит, который, в противоположность ранее существовавшим воззрениям, отделяется от Полесского вала очень глубокой впадиной. Балтийский щит отделен от Воронежского массива полосой древнепалеозойской складчатости, которая лежит в основе Подмосковной котловины, а Азовско-Подольский массив от Воронежского, и быть может от Полесского, отделяется герциническими сооружениями, которые, возможно, окаймляют его и с юга, располагаясь в недрах Причерноморской впадины... Складчатый фундамент восточных частей Восточно-Русской впадины Русской платформы, к которой приурочена Волго-Уральская нефтеносная область, имеет не докембрийский, а древнепалеозойский возраст» (ДАН, 1940, т. 28, № 2, с. 154).

К таким выводам А. Д. Архангельский пришел на основании предполагаемого им тождества и связи Тиманского кряжа с валами платформы и предполагаемого древнепалеозойского возраста кристаллических сланцев Тимана. Крпунную роль в этих построениях несомненно сыграло изучение магнитных аномалий платформы, частично совпадавших по простиранию с направлением поверхностных дислокаций осадочного покрова. Выводы о палеозойском возрасте складчатого основания платформы вряд ли справедливы, так как в 1940 г., уже после смерти Андрея Дмитриевича, три скважины — в Москве, Туймазах и Сызрани — вошли в складчатый фундамент и встретили древние архейские породы.

А. Д. Архангельский в своих работах по Русской платформе является последователем и продолжателем исследований в этой области А. П. Карпинского.

Как мы уже отмечали, в своих сводках 1932 и 1934 гг. Андрей Дмитриевич большое внимание уделял вопросам тектоники. В этом направлении его интересы постепенно расширялись, и в последней своей работе он уже дает сравнительный анализ тектоники СССР с тектоникой всей земной коры. Кроме этих крупных работ, им опубликован ряд небольших, но важных статей по общим вопросам тектоники и строения территории СССР.

В своих исследованиях в области тектоники, так же как и в литологии, А. Д. Архангельский сильно отличается от многих советских и иностранных геологов; его тектонические работы ближе всего соприкасаются с исследованиями А. П. Карпинского не только по тематике, но и по методике. В этих работах Андрея Дмитриевича слабее других развита структурная часть, т. е. описание форм и выяснение генезиса отдельных деформаций земной коры с геометрической и механической точек зрения. Возможно, что отсутствие интереса к структурам объясняется тем, что полевые работы Андрея Дмитриевича были сосредоточены преимущественно на Русской платформе, которая, в отличие от горных сооружений, построена чрезвычайно просто и дает крайне мало материала для таких исследований.

Продолжая работы А. П. Карпинского, А. Д. Архангельский развил применение в тектонике палеогеографического метода, позволяющего по изменениям физико-географических условий устанавливать закономерности в движении земной коры. Это основное направление тектонических исследований он разработал с большой детальностью как для платформенных областей, так и для общих основных движений в складчатых областях. Приложение палеогеографии к решению тектонических вопросов является основной темой его главнейших работ по тектонике. А. Д. Архангельский добился огромных успехов в этом отношении; так, ему удалось дать наиболее убедительные тектонические схемы Русской платформы и, вместе с Н. С. Шатским и другими сотрудниками, схемы для всей территории СССР. Схемы эти вошли во все наши учебники и стали широко известны также и за границей.

Основываясь на выведенных закономерностях в развитии складчатых зон и соотношениях их с платформами, А. Д. Архангельский дал ряд ценных обобщений по геотектонике. Он доказал, что закон Ога (регрессиям на платформах соответствуют трансгрессии в геосинклиналях) неверен и должен быть оставлен. Наконец, в 1937 г. в работе о тектонике Азии Андрей Дмитриевич сформулировал вкратце свои общие выводы о развитии геосинклиналей и о платформах. Он дал полное и наиболее современное понятие о геосинклинальных областях и платформах, о превращениях одних в другие, о их непостоянстве, о цикличности в развитии геосинклиналей и платформ, о связи поднятий со складчатостью и т. д. А. Д. Архангельский пришел к выводу о том, что процесс замыкания геосинклиналей начинается с формирования в центральных частях жестких глыб типа межгорных массивов; интересны его замечания о количестве основных складчатых периодов (каледонский, герцинский, альпийский), к которым он прибавлял кембрийский и мезозойский (тихоокеанский). В своих окончательных выводах А. Д. Архангельский категорически отвергал контракционную гипотезу и считал, что колебательные движения земной коры зависят от изменения плотности подкоровых масс под влиянием радиоактивного распада.

А. Д. Архангельский ввел в тектонические исследования новые методы, именно он понял и показал еще в 1924 г. огромное значение геофизических методов для выяснения структур земной коры. В этой области он был единственным у нас ученым, который интерпретировал региональные гравиметрические и магнитные съемки, сперва на небольших площадях (область Курской магнитной аномалии, Бакинский район, Западно-Сибирская низменность), а затем дал обобщения почти на всю площадь Советского Союза. Андрей Дмитриевич создал тот геологический центр, вокруг которого объединились и с которым работали многие геофизики, занимающиеся

региональными исследованиями (А. П. Заборовский, В. В. Кулебакин, В. В. Федынский, А. Г. Гамбурцев); он давал геологическое толкование их геофизическим наблюдениям.

Сравнение карт аномалий с тектоническими привело А. Д. Архангельского к ряду важнейших выводов о строении Русской платформы и об особенностях складчатых областей. Он установил резкие различия гравитационных аномалий в молодых и древних складчатых зонах, что помогло ему сделать указанные выше общие выводы по развитию складчатых геосинклинальных сооружений. Работы по приложению геофизики к геологии остались незавершенными, однако они установили основные способы геологической интерпретации геофизических исследований.

Здесь особенно надо подчеркнуть отрицательное отношение А. Д. Архангельского к теории изостазии, как основе геологического толкования гравитационных аномалий.

Нет возможности в настоящей статье дать полную оценку даже основных достижений А. Д. Архангельского в области тектоники. Однако из изложенного следует, что его работы в этой области геологической науки намечают новую эпоху в геологических исследованиях СССР.

Мы не будем здесь рассматривать другие работы А. Д. Архангельского, посвященные региональным съемкам и геологической картографии. Разнообразие и направление этих его исследований хорошо характеризуется списком работ этой категории. Отметим только, что Андрею Дмитриевичу принадлежит мысль издания общей геологической карты СССР в масштабе 1 : 1 000 000. Еще в 1917 г. он показал, что составление десятиверстной карты идет таким темпом, что оно практически никогда не будет закончено; обзорные же карты такого масштаба совершенно необходимы для решения всех практических задач. Андрей Дмитриевич лично проработал еще в 1917 г., на основании материалов Геологического комитета, 26 листов десятиверстной карты юго-востока Русской платформы и составил 25-верстную карту, которой ему удалось доказать, что карта масштаба 1 : 1 000 000 может быть издана почти с той же геологической нагрузкой и легендой, что и десятиверстная, издание же ее может быть выполнено в короткий срок.

Эта идея была осуществлена лишь после Великой Октябрьской революции, и в настоящее время Министерство геологии уже выпустило большое количество листов карты миллионного масштаба, многие из них под редакцией Андрея Дмитриевича.

За годы научной работы А. Д. Архангельский опубликовал свыше 180 работ, из них не менее 20 крупных монографий. Большинство из этих исследований касается, как было указано выше, стратиграфии, литологии и геотектоники. Эти три направления, намеченные еще в первых работах Андрея Дмитриевича, последовательно развивались на протяжении всей его исследовательской деятельности. По постоянству научных интересов и по систематическому, последовательному углублению и расширению тематики начального периода своей работы, А. Д. Архангельский является ученым-классиком. Его труды — действительно классические, устанавливающие определенные этапы развития геологической науки в нашей стране.

Действительно, А. Д. Архангельский положил у нас основание петрографии осадочных пород и сравнительной литологии, как одной из ветвей первой дисциплины. Продолжая направление работ Н. И. Андрусова и А. П. Павлова, он первый разработал методы палеогеографии, основанные на фациальном анализе осадочных образований, и применил их для

решения вопросов тектоники. Он поднял на новую, высокую ступень методiku выяснения истории формирования земной коры при помощи изучения изменений ее поверхности, созданную А. П. Карпинским.

А. Д. Архангельский организовал большие работы по сводке материалов по аномалиям магнитным и силы тяжести на территории СССР и первый применил и разработал методiku геологической интерпретации региональных геофизических исследований. В этом направлении он шел новыми путями, отличным от идей Борна и Коссмата, и достиг крупнейших результатов, найдя общий язык с геофизиками. Он разработал стратиграфию верхнего мела и палеогена СССР в такой степени, что все последующие работы по существу вносили лишь дополнения. Андрей Дмитриевич первым выполнил огромную работу по региональной геологии, создав единственную, объединенную одной научной идеей, сводку по геологии СССР.

#### МАТЕРИАЛЫ К БИОГРАФИИ А. Д. АРХАНГЕЛЬСКОГО

- Архангельский Андрей Дмитриевич. «Большая советская энциклопедия», т. 3, 1926.  
Страхов Н. М. А. Д. Архангельский. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1940, № 5—6.  
Шатский Н. С. Андрей Дмитриевич Архангельский (1879—1940). «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1944, № 24.  
Шатский Н. С., Меннер В. В. и Блохин А. А. Андрей Дмитриевич Архангельский. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1940, вып. 4; «Вестн. АН СССР», 1940, № 8—9; «Сов. геол.», 1940, № 7.

ОТДЕЛ СТРАТИГРАФИИ  
И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ

---

---

Член-корр. АН СССР В. П. РЕНГАРТЕН

## ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКОЕ ОБОСНОВАНИЕ СТРАТИГРАФИИ НИЖНЕГО МЕЛА БОЛЬШОГО КAVKAZA

Нижнемеловые отложения широко распространены на территории СССР. По заключающимся в них остаткам фауны и флоры они принадлежат в разных областях к различным палеогеографическим провинциям — средиземноморской, бореальной, тихоокеанской. Среди них встречаются осадки самых различных морских, лагунных и континентальных фаций. Для установления общей геохронологии столь разнообразных нижнемеловых отложений в пределах СССР, необходимо стратиграфические подразделения, выработанные в каждой области, сравнивать и сопоставлять с некоторой эталонной или стандартной стратиграфической шкалой.

Стремление выработать универсальную геохронологию зародилось очень давно. Для разрешения этой проблемы привлекались факторы астрономические и внутриземные, высказывались теории периодичности всемирных катастроф, эвстатических колебаний уровня океанов, колебаний в положении земной оси, одновременных движений земной коры, грандиозных внутренних магматических процессов, явлений радиоактивного распада и, наконец, разрабатывалась теория последовательности этапов эволюции органического мира. В дальнейшем была доказана полная несостоятельность многих этих теорий или локальность проявления положенных в основу теории факторов. Другие идеи, например те, на основании которых выработываются методы абсолютного геологического летоисчисления, в настоящее время позволяют различать лишь очень крупные геохронологические этапы.

Современная стратиграфия в основном строится на изучении изменений в характере фауны и флоры, остатки которых погребены в последовательной серии отложений. Однако при выработке универсальной стратиграфической шкалы встречаются серьезные препятствия. Эволюция организмов идет не по каким-то заранее определенным путям, общим для всего земного шара — органический мир развивается и изменяется в полной зависимости от окружающей среды. Вот почему отмечаются существенные различия в фаунах отдаленных (при доказанной одновременности их существования) или даже близких областей, если они принадлежат к разным палеогеографическим провинциям.

Здесь следует отметить, что многие организмы обладают способностью чрезвычайно быстро мигрировать по крайней мере в пределах одного бассейна, что сильно повышает значение руководящих форм. Наконец, особенно важны случаи, когда фауны или отдельные группы их из одного бассейна вторгаются в пределы другого бассейна или другой провинции.



Это позволяет устанавливать геохронологические реперы, увязывающие стратиграфические схемы разных областей между собой.

Эволюционные изменения какой-нибудь группы организмов в близких областях могут идти параллельно под влиянием сходных изменений среды и в соответствии с теми возможностями приспособляющихся органов, которые присущи данной группе организмов. В результате на определенном этапе времени в той или другой области возникнут хотя и не тождественные, но очень близкие формы, которые можно назвать викарирующими видами или расами. Для стратиграфии такие формы очень важны и должны тщательно описываться палеонтологами. Такие местные и заменяющие виды иногда могут считаться настоящими руководящими формами. Например, *Deshayesites dechyi* P a p p. является на Кавказе руководящей формой нижнего апта и полностью замещает западноевропейский *Deshayesites deshayesi* L e y m.

Стратиграфические термины, которыми мы пользуемся для обозначения отдельных этапов геологической истории, должны везде обнимать один и тот же отрезок времени, именно тот, который соответствует отложению толщ пород, принятой автором термина за тип этой стратиграфической единицы.

Степень универсальности стратиграфических единиц весьма различна. Самые крупные единицы для групп, систем и их отделов имеют и самое широкое, всесветное применение. Ярусы и их отделы имеют более ограниченное применение в пределах одной системы морских бассейнов, реже — в смежных провинциях. Наконец, зоны, которые выделяются в соответствии с этапами эволюции какой-нибудь одной группы организмов, имеют еще более ограниченное распространение и иногда различаются лишь в определенных фациях одного бассейна.

При разработке стратиграфии нижнемеловых отложений СССР до сих пор проявлялось стремление опираться на «стандартную» стратиграфическую схему, принятую в Западной Европе. Это имеет основание, когда представляется возможность точно установить нижнюю и верхнюю границы нижнего мела или удастся выделить ярусы, для которых используются названия, установленные во Франции. Но уже для различения отделов внутри ярусов мы в пределах СССР редко находим руководящие формы, вполне тождественные с западноевропейскими типами. Здесь на первый план выдвигаются наши эндемичные или викарирующие виды.

Еще более дробное деление нижнемеловых отложений на зоны, которое бывает особенно важно при разрешении многих прикладных задач, возможно только при тщательном изучении местных фаун и выделении таких руководящих форм, которые, встречаясь достаточно часто в наших отложениях, отчетливо и быстро отражают все изменения физико-географических условий, происходившие в нижнемеловых бассейнах на территории СССР.

Схемы зонального расчленения нижнемеловых отложений, предложенные в Западной Европе (во Франции, Англии, Германии), мало приложимы к нашим отложениям. Особенно критически следует относиться к таким сводкам, как «Стандарт меловой системы», опубликованный Мюллером и Скенком (Muller a. Schenck, 1943; см. реферат В. П. Ренгартена, 1946), где дается схема последовательной смены руководящих видов аммонитов, искусственно сведенная из разных областей и провинций с претензией на универсальность. Такое построение имеет в своей основе реакционные представления авторов о каком-то предопределенном заранее

универсальном ходе эволюции организмов вне зависимости от окружающей среды, в которой они обитали.

Занимаясь ревизией стратиграфии нижнего мела СССР, я должен прежде всего отметить, что для территории Европейской части Союза прочные основы стратиграфического расчленения нижнемеловых отложений бореальной провинции были положены трудами русских геологов и палеонтологов (А. П. Павлов, 1891, 1901; Н. А. Богословский, 1896; С. Н. Никитин, 1888, и др.) гораздо раньше, чем в Западной Европе. Для Англии, Приполярной области и Северной Германии эта схема была разработана позднее (Koenen, 1902, 1908; Spath, 1921—1928, 1924; Frobald, 1937).

Однако своеобразие бореальной провинции и неполнота разрезов нижнего мела в Европейской части СССР не позволяют принять схему А. П. Павлова за эталон для всей территории СССР. В этом отношении особый интерес представляет горная система Большого Кавказа. Чрезвычайное богатство остатков фауны разных классов и особенно аммонитов во всех ярусах нижнего мела давно привлекало внимание палеонтологов к коллекциям, собранным на Кавказе. Относительно много новых, специально кавказских видов уже описано в работах Н. И. Каракаша (1897), Д. Антулы (D. Anthula, 1899), И. Ф. Синцова (1905, 1906, 1908, 1910, 1913), П. А. Казанского (1913), В. П. Ренгартена (1909, 1923, 1926), Н. П. Луппова (1939), В. Ф. Пчелинцева (1926, 1927<sup>1,2</sup>, 1934), Т. А. Мордвилко (1932), А. С. Мойсеева (1939), А. И. Джанелидзе (1926) и И. М. Рухадзе (1930, 1933, 1937), И. И. Никшича (1915) и др. Своеобразие меловых фаун Кавказа подчеркивается еще тем, что в списках фауны, даваемых многими палеонтологами, выделяется еще особыми названиями<sup>1</sup> или при помощи открытой номенклатуры огромное количество новых форм, которые до сих пор еще не изображены и не описаны в палеонтологических работах, но по существу должны занять место руководящих видов в стратиграфии нижнего мела Кавказа и сопредельных стран. Для большинства ярусов нижнего мела здесь удастся выделить дробные аммонитовые зоны. Значительная геологическая изученность Большого Кавказа приводит к тому, что для ряда районов мы имеем весьма детально разработанные стратиграфические колонки нижнемеловых отложений с послойным распределением обильной фауны.

Такое положение позволяет в настоящее время рассматривать стратиграфическую схему нижнего мела Кавказа как эталонную для территории СССР и сопоставлять с ней нижнемеловые разрезы всех других областей.

Следует отметить еще некоторые преимущества кавказской стратиграфической схемы. Кавказские геосинклинальные бассейны нижнемелового времени находились в непосредственной связи как с бассейнами самого Тетиса, так и с эпиконтинентальными морями Средней Европы. Устанавливается ряд моментов, когда между ними происходил обмен фаунами. Миграция организмов шла не только с запада на восток, но и с востока на запад. В результате мы находим в нижнемеловых отложениях Кавказа довольно много руководящих форм, установленных или впервые описанных на Западе и, наоборот, кавказские (а также мангышлакские и крымские) виды были обнаружены в классических местностях Юго-Восточной Франции. Вообще богатство и разнообразие нижнемеловой фауны Кавказа позволяют предполагать, что в большинстве случаев именно здесь

<sup>1</sup> В приводимых ниже списках фауны они сопровождаются отметками «in litt.» и «in coll.».

происходило зарождение новых видов, которые затем мигрировали на Запад.

Наличие на Кавказе большого числа форм, общих с фауной тех отложений, которые послужили авторам стратиграфических терминов (названий ярусов) типами для их установления, позволяет уверенно выделять здесь ярусы, отделы их, а иногда и аммонитовые зоны в соответствии со «стандартной» схемой.

Наконец важно то, что Кавказский нижнемеловой бассейн неоднократно получал сообщение со Средне-Русским морем, что облегчает возможность произвести непосредственную увязку обеих стратиграфических схем.

В настоящей работе я имею в виду проанализировать фауну, приводимую для разных горизонтов нижнего мела в основных разрезах обширной области Большого Кавказа, и выявить, таким образом, палеонтологическое обоснование геологического возраста каждой стратиграфической единицы. Дело в том, что стратиграфическое значение отдельных видов или групп фауны, так сказать их удельные веса, весьма различны. Это нередко забывается или недоучитывается не только в геологических, но и в специальных стратиграфических работах. Приводятся списки палеонтологических определений, и без всякого разбора и обоснования делаются заключения о возрасте горизонтов. Встречаются и такие случаи, когда, например, присутствие банальной и широко распространенной брахиоподы *Rhynchonella multiformis* Roem. считается доказательством валанжинского возраста вмещающих слоев, а тремя страницами ниже та же форма цитируется из слоев, которые автор причисляет к готериву, но которые правильнее относить к баррему, и т. д.

Чтобы не увеличивать объема настоящей статьи, я не буду приводить ни описаний разрезов нижнего мела для обоих склонов Большого Кавказа, ни полных списков фауны. Читатель их сможет найти в работах Н. Б. Васюевича (1938<sub>1,2,3</sub>), О. К. Григорьевой (1935, 1938), В. А. Гроссгейма (1948<sub>1,2</sub>), А. И. Джанелидзе (1940), Д. В. Дробышева (1929, 1930, 1931<sub>1,2</sub>), П. А. Казанского (1913), Н. П. Лупшова (1937, 1939, 1941, 1948), З. А. Мишуниной (1932, 1934, 1935, 1939), Т. А. Мордвило (1937<sub>1,2</sub>, 1939), В. П. Ренгартена (1926, 1927<sub>1,2</sub>, 1933, 1947), В. Е. Хайна (1937, 1947), М. С. Эристави (1945<sub>1,2</sub>, 1946, 1948<sub>1,2</sub>) и др. Мы остановимся здесь главным образом на тех представителях нижнемеловой фауны, которых в первую очередь приходится принимать во внимание для палеонтологического обоснования стратиграфии.

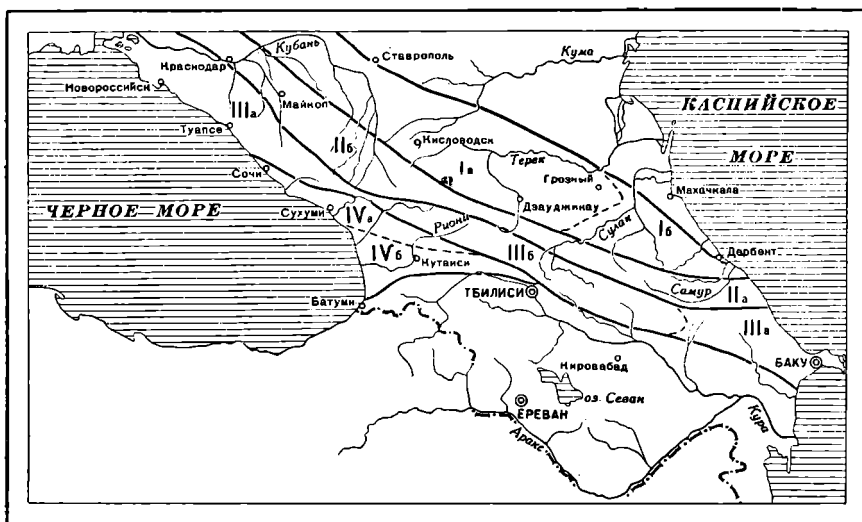
#### ПОДРАЗДЕЛЕНИЕ БОЛЬШОГО КАВКАЗА НА ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ЗОНЫ

В пределах Большого Кавказа можно выделить несколько областей или зон, в которых нижнемеловые отложения выражены весьма различно. От зоны к зоне сильно изменяются фации, литологические особенности, мощности отложений, характер фауны и степень полноты разрезов. В основном эти изменения обусловлены различным характером колебательных движений земной коры в разных зонах. Палеогеографические зоны в известной мере приближаются к тем тектоническим зонам, которые были намечены нами ранее (1939). Следует, однако, иметь в виду, что мы здесь рассматриваем только небольшой отрезок времени, охватывающий нижний мел, для которого расположение и границы седиментационно-тектонических зон имели свои особенности.

Так как в дальнейшем изложении мы неоднократно будем упоминать эти зоны, то здесь приводится схематическая карта их расположения и дается самая краткая характеристика каждой из них.

### I. Северо-Кавказская геосинклиналь

а) Центральный участок Северо-Кавказской геосинклинали представлен выходами нижнего мела вдоль северного склона Большого Кавказа от окрестностей Кисловодска на западе до границ Дагестанской АССР



Схематическая карта палеогеографических зон Большого Кавказа.  
I. Северо-Кавказская геосинклиналь: а — центральный участок, б — Дагестанский участок. II. Промежуточная геосинклиналь: а — Южно-Дагестанский участок, б — Лабинский участок. III. Флишевая геосинклиналь: а — северо-западный участок, б — центральный участок, в — юго-восточный участок. IV. Грузинская зона; а — Абхазско-Рачинская геосинклиналь, б — Дзирульско-Кутаисский участок.

на востоке. Здесь почти вся толща нижнего мела представлена неритическими песчано-глинистыми отложениями, большей частью весьма значительной мощности, и охарактеризована богатой и разнообразной фауной. Только валанжин выражен здесь известняками.

б) Восточная часть Северо-Кавказской геосинклинали протягивается через Центральный Дагестан до Каспийского побережья в устье р. Рубас-Чай. В отличие от предыдущей области здесь мощные пачки известняков развиваются не только в валанжинском, но и в готеривском и в барремском ярусах. При этом роль известняков постепенно увеличивается с севера на юг. В песчано-глинистых фациях фауна такая же, как и в центральной подзоне. В Северном Дагестане и вдоль Каспийского побережья намечается краевая зона геосинклинали.

### II. Промежуточная геосинклиналь

а) Южно-Дагестанский участок представлен выходами нижнего мела в районах г. Касумкента, р. Самур и горы Шах-Даг. Характерны уменьшение мощностей отложений и неполнота разреза.

б) Западный, или Лабинский геосинклинальный участок охватывает отрезок северного склона от р. Кубани до р. Белой. Здесь песчано-глинистые фации нижнего мела резко уменьшаются в мощности, причем вследствие повторных размываний и трансгрессий серия нижнемеловых отложений очень неполна.

### III. Флишевая геосинклиналь

а) Флишевая зона северо-западного участка Кавказа охватывает оба склона хребта от меридиана р. Белой до района г. Новороссийска и характеризуется развитием исключительно мощных песчано-глинистых отложений нижнего мела в флишевых и субфлишевых фациях. Здесь встречаются лишь скудные остатки головоногих, позволяющие определить возраст некоторых подразделений.

б) Флишевая зона центрального участка южного склона Большого Кавказа прослеживается от бассейна р. Цхенис-Цхали до Лагичских гор. Здесь нижний мел представлен типичным песчано-мергельно-глинистым флишем, почти лишенным остатков организмов.

в) На юго-восточном погружении Большого Кавказа, от горной группы Дибрара до ст. Килязи на Каспийском побережье, развиты нижнемеловые отложения все еще очень большой мощности. Они отличаются от типичного флиша присутствием некоторых слоев с обильной фауной и горизонтами грубообломочных пород.

### IV. Грузинская зона

а) Абхазско-Рачинская геосинклинальная подзона охватывает полосу развития нижнемеловых отложений от р. Агуры на Черноморском побережье до широтной части течения р. Риона. Фации нижнего мела здесь резко отличаются как от флишевых отложений зоны южного склона Большого Кавказа, так и от неритических отложений его северного склона. В Западной Грузии большую роль играют толща известняков и мергелей, составляющие валанжинский, готеривский и барремский ярусы. Они характеризуются сравнительно глубоководной фауной (белемнитами и аммонитами). Отложения апта и альба имеют небольшую мощность, но сохраняют мергельный характер, и только в альбе появляются терригенные осадки.

б) Дзирульско-Кутаисскую подзону можно рассматривать как южное ограничение предыдущей геосинклинали. Здесь карбонатные отложения нижних трех ярусов мела принадлежат к мелководной зоогенной фации и характеризуются рудистами (ургонская фация). Апт представлен мергелями, а в альбе, кроме песчаников, появляются и вулканогенные материалы.

### ОБОСНОВАНИЕ ВОЗРАСТА СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ

Изучение стратиграфии нижнемеловых отложений Кавказа, естественно, началось с выделения литологически однородных толщ и свит. Граница между терригенными отложениями нижнего мела и известняковой толщей верхнего мела была сразу намечена достаточно точно, граница же между нижним мелом и юрой была выяснена значительно позднее. Долгое время известняковую свиту валанжина присоединяли к верхней юре. Довольно рано был обнаружен литологически характерный горизонт с аммонитами

апта, и это дало основание подразделить толщу терригенных отложений нижнего мела на две свиты — неокома и «гольта». Под последним в старой литературе подразумевались эквиваленты апта и альба. В Грузии и в Дагестане известняковые толщи нижних ярусов мела объединялись под названием «ургона».

Только углубленное изучение фауны, собранной послойно в ряде разрезов, позволило уточнить все границы и выделить даже среди довольно однородных осадков не только все пять ярусов нижнего мела, но и внутри ярусов различить по два, а в альбе даже три отдела. Эти 11 стратиграфических единиц будут рассмотрены подробно, с критическим разбором палеонтологических оснований для их выделения в разных палеогеографических зонах Кавказа. Расчленение нижнемеловых отложений наиболее полно и прочно обосновано для Северо-Кавказской и Абхазско-Рачинской геосинклинальных зон. В геоантиклинальных зонах и во флишевой геосинклинали не удастся выделить полное число стратиграфических единиц, а палеонтологическое обоснование их остается недостаточным, особенно во флишевой зоне.

Выделение аммонитовых зон пока выполнено в немногих разрезах, и распределение обильной фауны других классов по этим зонам еще не может быть указано. Однако нахождение руководящих форм для ряда зон позволяет более точно и уверенно проводить границы между ярусами и их отделами.

### Валанжинский ярус

Присутствие валанжинского яруса на Кавказе было прочно установлено только со времени находки аммонитовой фауны на северном склоне, в долине р. Ассы (В. П. Ренгартен, 1914). Впоследствии этот горизонт, залегающий в самом основании яруса, был прослежен в ряде пунктов, начиная от долины Баксана (в Нальчикском районе) и далее на восток по рекам Чегему, Черему, Уруху, Фиаг-Дону, Терему, Ассе до р. Гехи в Черных горах, т. е. почти на 200 км по простиранию. Всюду мы имеем серые мергели, более или менее песчанистые, с прослоями почковатых известняков. Фауна, довольно однородная на всем этом протяжении, отвечает самому нижнему отделу валанжинского яруса. Поэтому вышележащая толща грубослоистых известняков до подошвы более песчанистых слоев с фауной нижнего готерива также включается в состав валанжинского яруса. Так как аммонитов в этих известняках не было встречено, то возраст устанавливается по наличию представителей других классов. Средний и верхний отделы валанжина, очевидно, не могут быть выделены с уверенностью.

Итак, на рассматриваемом участке северного склона Большого Кавказа к валанжинскому ярусу относятся две свиты:

1. Серые песчанистые мергели с прослоями почковатых известняков мощностью от 12 до 180 м, причем максимальная мощность наблюдалась по р. Фиаг-Дону.

2. Грубослоистые, иногда доломитизированные известняки мощностью от 120 до 213 м.

Проанализируем заключающуюся в этих двух свитах фауну (мы опускаем те формы, которые вследствие большого вертикального распространения мало характерны).

1. **Н и ж н я я с в и т а** — нижний валанжин — содержит: *Spiticeras* (*Negreliceris*) *negreli* M a t h., *Riasanites rjasanensis* N i k., *R. subrjasanensis* N i k., *Thurmannites* cf. *boissieri* P i c t., *Protacanthodiscus* cf. *malbosii*

Pict., *P. transfigurabilis* Bogosl., *P. cf. hospes* Bogosl., *P. cf. incompositus* Ret., *Neocomites cf. occitanicus* Pict. et Camp., *Pseudobelus bipartitus* Bl., *Tylostoma subnaticoide* Pchel., *Nuculana subscapha* Mordv. (in litt.), *Grammatodon securis* Leym. var. *inguschensis* Mordv., *Barbatia raulini* d'Orb., *Trigonia loevinson-lessingi* Renng., *Pholadomya trigeri* Cott., *Aucella volgensis* Lahus., *Gervillia terekensis* Renng. sp. n. (in coll.), *Plagiostoma dubisiensis* Pict. et Camp., *Chlamys lardy* Pict. et Camp., *Camptonectes arzierensis* Pict. et Camp., *Neithea simplex* Mordv. sp. n. (in litt.), *N. inguschensis* Renng. sp. n. (in coll.), *Arcomytilus couloni* Marc., *Pharomytilus gillieron* Pict. et Camp., *Modiola montmollini* Pict. et Camp., *Rhynchonella cf. corallina* Leym. var. *neocomiensis* Jac. et Fall., *Rh. multiiformis* Roem. var. *contractoides* Jac. et Fall., *Septaliphoria renngarteni* Moiss., *Pedinothuria* (?) *valanginensis* Renng. sp. n. (in coll.), *Toxaster granosus* d'Orb.

Руководящими формами для нижнего валанжина — зоны *Thurmannites boissieri* Pict., кроме указанной формы, встречающейся на Кавказе редко, являются, как и в Юго-Восточной Франции, *Spiticeras negreli* Math., *Protacanthodiscus malbos* Pict., *P. incompositus* Ret. (= *Amm. malbos* Pict. et partim), *Neocomites occitanicus* Pict.

Наряду с этим мы встречаем на Кавказе формы, которые являются руководящими для рязанского горизонта в Европейской части Союза — *Riasanites rjasanensis* Nik. и *R. subrjasanensis* Nik. Эквивалентность рязанского горизонта нижневаланжинской зоне *Thurmannites boissieri* Pict. является общепризнанной. *Protacanthodiscus hospes* Bogosl. и *P. transfigurabilis* Bogosl., как уже отметил Н. А. Богословский, являются в фауне рязанского горизонта формами, особенно близкими к западноевропейским аммонитам из группы *Protacanthodiscus curelensis* Kil. и *P. euthymi* Pict. Следует еще отметить, что по числу экземпляров во всех перечисленных местонахождениях преобладают формы, общие с рязанским горизонтом — *Protacanthodiscus transfigurabilis* Bogosl. и *Riasanites rjasanensis* Nik. Значительно более редко встречаются *Spiticeras* и формы, общие с нижним валанжином Крыма (*Protacanthodiscus incompositus* Ret.).

Вся остальная фауна нижнего горизонта не противоречит валанжинскому возрасту его. Так, *Pseudobelus bipartitus* Bl. распространен в разных зонах валанжина Европы и поднимается также в готерив. Из пелеципод *Pholadomya trigeri* Cott., *Chlamys lardy* Pict. et Camp., *Camptonectes arzierensis* Pict. et Camp. и *Pharomytilus gillieron* Pict. et Camp. принадлежат к числу обычных валанжинских окаменелостей в Юрской области; *Aucella volgensis* Lah. распространена в валанжине русской провинции. Такие формы, как *Barbatia raulini* d'Orb., *Plagiostoma dubisiensis* Pict. et Camp. и *Arcomytilus couloni* Marc., хотя и имеют в Европе широкое вертикальное распространение, на Кавказе были встречены пока только в валанжине.

Ряд новых форм приурочен к рассматриваемому горизонту кавказского валанжина: из гастропод — *Tylostoma subnaticoide* Pchel., из пелеципод — *Nuculana subscapha* Mordv. sp. n. (in litt.), *Grammatodon securis* Leym. var. *inguschensis* Mordv., *Trigonia loevinson-lessingi* Renng., *Gervillia terekensis* Renng. sp. n. (in coll.), *Neithea simplex* Mordv. sp. n. (in litt.), *N. inguschensis* Renng. sp. n. (in coll.), из брахиопод — *Septaliphoria renngarteni* Moiss., из морских ежей — *Pedinothuria* (?) *valanginensis* Renng. sp. n. (in coll.).

Чаще всего в обнажениях встречаются *Lima dubisiensis* Pict. et Camp. и *Toxaster granosus* d'Orb.

Итак, нижняя мергельная свита в центральной части Северного Кавказа может считаться точным эквивалентом нижнего валанжина Европы (зоны *Thurmannites boissieri* Pict.).

2. Верхняя свита — средний и верхний валанжин — заключает в себе следующую фауну:

*Pycnodus couloni* Agass., *Thurmannia* cf. *thurmanni* Pict., *Phasianella peroni* Choff., *Purpuroidea renngarteni* Pchel., *P. longa* Pchel., *Leviathania guerassimovi* Pchel., *Natica allaudiensis* Math., *N. guerassimovi* Pchel., *N. veneliaeformis* Pchel., *N. koklusensis* Pchel., *N. vogdti* Pchel., *N. (Ampullina) macrospira* Pchel., *Tylostoma subnaticoide* Pchel., *Nerinea subbaidarensis* Pchel., *N. angustilonga* Pchel., *N. renngarteni* Pchel., *N. subfunifera* Pchel., *N. triptyxis* Pchel., *N. kurukolensis* Pchel., *N. urlschensis* Pchel., *N. kisilkolensis* Pchel., *N. lachranensis* Pchel., *Itieria rugifera* Zittel, *Phaneroptyxis valanginensis* Pchel., *Pseudonerinea valanginensis* Pchel., *Aporrhais valanginensis* Pict. et Camp., *Ap. ullukolensis* Pchel., *Harpagodes desori* Pict. et Camp., *Grammatodon kabardinensis* Mordv., *Trigonia guerassimovi* Mordv., *Tr. tepsikhensis* Mordv., *Pholadomya valanginensis* Pict. et Camp., *Lima etalloni* Pict. et Camp., *Arctostrea rectangularis* Roem., *Lithodomus oblongus* d'Orb., *Septaliphoria guerassimovi* Moiss., *Pygopyrina incisa* Agass. и *Toxaster granosus* d'Orb.

Единственный аммонит — *Thurmannites thurmanni* Pict., найденный в окрестностях Кисловодска, хотя и является одной из руководящих форм для среднего валанжина, настолько плохо сохранился, что не может служить для прочного обоснования возраста известняковой свиты.

Как известно, впервые термин валанжин (Valanginien) был применен Е. Дезором в 1854 г. для обозначения в Юрской области свиты известняков и мергелей с *Natica (Leviathania) leviathan* Pict. et Camp. и *Pygurus rostratus* Ag. Для этой неритической фации в качестве руководящих форм были еще указаны *Harpagodes desori* Pict. et Camp., *Alectryonia (Arctostrea) rectangularis* Roem. и *Toxaster granosus* d'Orb., имеющиеся и в нашем списке. Правда, эти формы переходят и в нижние горизонты готерива. *Phasianella peroni* Choff., *Aporrhais valanginensis* Pict. et Camp. и *Pholadomya valanginensis* Pict. et Camp. до сих пор указывались только из валанжина Европы. *Natica koklusensis* Pchel. и *Natica vogdti* Pchel. были описаны из валанжинских отложений Крыма. Почти все остальные формы нашего списка представляют собой новые виды, специально характеризующие рассматриваемую толщу известняков. Они установлены В. Ф. Пчелинцевым, Т. А. Мордвилко и А. С. Моисеевым. Следует еще указать, что крупная *Leviathania guerassimovi* Pchel. входит в ту очень небольшую группу валанжинских гастропод, к которой принадлежит и руководящая форма валанжина — *Natica leviathan* Pict. et Camp. (= *Strombus sautieri* Coq.) и для которой В. Ф. Пчелинцевым (1926) было предложено особое родовое название *Leviathania*.

Итак, свита грубослоистых известняков по своему положению и по заключающейся в ней фауне является эквивалентом среднего и верхнего валанжина Европы. На Северном Кавказе для нее характерен главным образом комплекс своеобразных гастропод. Эта толща в своем распространении далеко выходит за пределы развития нижележащей свиты описанных выше нижеваланжинских мергелей. На западе мы видим эти известняки еще в окрестностях Кисловодска, и только в долине Кубани их



замещают более грубообломочные отложения. На востоке, в Черных горах и в Дагестане, всюду под готеривскими отложениями можно выделить свиту известняков, правда, значительно меньшей мощности, в которой местами встречается та же характерная фауна (В. П. Ренгартен, 1927<sub>1</sub>). Таким образом, развитие известняковой фации валанжина установлено на протяжении 650 км вдоль северного склона Большого Кавказа.

Замечательно, что мергельная свита нижнего валанжина с аммонитами всюду подстилается известняками с титонской фауной. Вне этого участка титон выражен только лагунными фациями — доломитами, гипсами, красными глинами, песчаниками и известняковыми брекчиями. Возникает вопрос, считать ли свиту известняков, покрывающих эти лагунные отложения, эквивалентом всего валанжинского яруса или только среднего и верхнего его отделов. Для разрешения этого вопроса следовало бы подвергнуть специальному изучению переходные участки, но более вероятно предположение, что морские фации титона и нижнего валанжина были развиты лишь в средней части Северо-Кавказской геосинклинали, к востоку и к западу они замещались лагунными фациями, в которые, таким образом, включаются эквиваленты нижнего валанжина, а местами, быть может, и более высоких горизонтов этого яруса (уменьшение мощности известняков). Трансгрессия с развитием морских фаций после лагунных, начавшись в Центральном Кавказе в верхнетитонское и нижневаланжинское время, к западу и к востоку происходила все позже и позже — в средне- и верхневаланжинское время.

Рассмотрим теперь эквиваленты валанжинского яруса в других палеогеографических зонах Кавказа. Между долинами рек Кубани и Белой на участке в 150 км валанжин почти полностью отсутствует, будучи размыт во время тех перерывов, которые здесь имели место в течение нижнемеловой эпохи. Этот участок соответствует промежуточной геосинклинали. К западу от р. Белой нижнемеловые отложения принимают характер флиша, свойственного зоне главной геосинклинали Большого Кавказа. На коротком переходном участке (бассейн р. Курджица) констатированы валанжинские отложения в фации песчаных известняков (мощностью 25 м) с характерной для нижнего валанжина аммонитовой фауной: *Berriassella pontica* Ret. var., *Riasanites rjasanensis* Nik. var. *maikopensis* Grig., *Blanfordiceras caucasicum* Grig., *Protacanthodiscus renngarteni* Grig., *P. transfigurabilis* Bogosl. var., *P. malbosi* Pict., *P. breveti* Romel. Кроме нескольких новых форм, установленных О. К. Григорьевой, здесь имеются и руководящие виды для зоны *Thurmannia boissieri* Pict. В верхних слоях этих известняков найдены только гастроподы, в том числе *Itieria rugifera* Zitt.

На всем остальном протяжении Северо-Западного Кавказа, от р. Пшехи до района г. Новороссийска (до 180 км), валанжин представлен флишевой фацией в виде ритмического чередования глин, мергелей, песчаников и глыбовых конгломератов. В некоторых пачках мергелей изредка встречаются нижневаланжинские аммониты: *Berriassella subrichteri* Ret., *Protacanthodiscus euthymi* Pict. и др. Мощность валанжинских отложений значительная. Условно сюда относят свиту в 450—600 м. Однако точно ограничить валанжинские отложения от титонских и готеривских невозможно, так как находки ископаемых здесь редки и фации однообразны.

Для огромного протяжения южного склона Главного хребта, где развита флишевая фация нижнего мела, к валанжину условно относят часть свиты известняковых и мергельных пород мощностью до 250 м. Основанием служит главным образом отношение этой свиты к подстилающим

и покрывающим породам. Нижележащая свита известняков в районе Военно-Грузинской дороги включает прослой грубообломочных пород, что позволяет считать ее аналогом трансгрессивного титона других районов. Верхняя граница карбонатной свиты отмечается очень резким переходом к терригенным песчано-глинистым отложениям. На Северном Кавказе эта смена пород происходит на границе валанжина и готерива. Правильность отнесения к валанжину рассматриваемой свиты карбонатных пород подтверждается находкой в ней в районе Рокского перевала нижневаланжинской *Berriasella subrichteri* R e t.

На юго-восточной оконечности Большого Кавказа, в Дибрарском районе, в валанжинской свите появляются песчаные и даже грубообломочные слои (бабадагская и нардаранская свиты), и мощность ее доходит до 1500 м. Аммонитовая фауна была встречена в нижнем горизонте свиты (угахский горизонт). О нижневаланжинском возрасте свидетельствуют следующие формы: *Berriasella calisto* d' O r b., *B. calisto* d' O r b. var. *carpatica* Z i t t., *B. obtusenodosa* R e t., *B. andrussovi* R e t., *B. euxina* R e t., *Thurmannites* cf. *rarefurcatus* P i c t., *Neocomites suboccitanicus* R e t., *Dalmasiceras* cf. *crassicostatum* D j a n. Это преимущественно формы, описанные О. Ретовским из нижнего валанжина окрестностей Феодосии в Крыму. Верхняя граница валанжинских отложений в Дибрарском районе является условной. Из фораминифер в них распространена *Calpionella alpina* L o g e n z.

В Абхазии, на Черноморском побережье, валанжинский ярус выделяется из очень мощной серии известняков по находкам нижневаланжинских *Astieria drumensis* S a u n, *Negreliceras negreli* M a t h., *Acanthodiscus* cf. *transfigurabilis* B o g o s l. и средневаланжинского *Thurmannites thurmanni* P i c t. Валанжинская свита, мощностью от 50 до 90 м, подстилается известняками титона и покрывается известняками готерива, охарактеризованными аммонитовой и белемнитовой фауной. Подъярусы и зоны в валанжинской свите пока еще не выделены.

Восточнее, в пределах Центральной Грузии, к валанжину относят нижнюю часть неокомской известняковой свиты и подстилающую пачку базальных песчаников (мощность от 15 до 90 м). Палеонтологическим обоснованием для этого служат только гастроподы (*Neoptyxis ratschaensis* P ĉ e l. и *Phaneroptyxis* aff. *valanginensis* P ĉ e l.) и брахиоподы (*Rhynchonella valanginensis* L o r. и *Zeilleria abchatica* N u t z.), встречающиеся также в валанжинских отложениях других областей, где возраст более прочно обоснован аммонитами.

### Готеривский ярус

На Северном Кавказе, на протяжении 300 км, от Кисловодска до границ с Дагестаном готеривский ярус выражен песчано-глинистыми отложениями с богатой пелециподовой фауной. Значительно реже встречаются аммониты, в том числе и основные руководящие формы яруса. Для окрестностей Нальчика, где аммониты встречаются чаще, возможно выделить следующие шесть зон:

#### Нижний готерив

1 зона — *Astieria astieri* d' O r b. и *Polyptychites* cf. *euryptychoides* S p a t h;

2 зона — *Bidichotomites bidichotomus* L e y m. и *Neocraspedites grotriani* W e s e r t h;

3 зона — *Acanthodiscus radiatus* Brug. и *Liticoceras bifalcatum* Коен.

### Верхний готерив

4 зона — *Leopoldia leopoldi* d'Orb.;

5 зона — *Crioceratites nolani* Kil. и *Cr. sablieri* Astier.;

6 зона — *Simbirskites subinversus* M. Pavl.

В других районах удается только выделить два отдела готерива — нижний и верхний. Эти два отдела приблизительно соответствуют тем двум отделам яруса, которые различаются в Западной Европе. Однако схемы зонального подразделения готерива, предложенные для разных областей Европы, плохо увязываются между собой и с той зональной схемой, которая выработана у нас. Кроме того, верхняя и нижняя границы яруса разными исследователями понимаются несколько различно.

Для нижнего готерива на Северном Кавказе можно считать характерными следующие формы, известные и в Европе: *Polyptychites* cf. *euryptychoides* Spath., *P.* cf. *oerlinghusanus* Weerth, *Bidichotomites bidichotomus* Leym., *Neocraspedites grotriani* Weerth, *Astieria astieri* d'Orb., *A. klaatschi* Weg., *Liticoceras planicosta* Коен., *L. bifalcatum* Коен., *Acanthodiscus radiatus* Brug., *Oosterella cultrata* d'Orb., *Proscala neocomiensis* Lor., *Panopaea recta* d'Orb., *Pholadomya minuta* Lor., *Holaster grasi* d'Orb.

Из девяти аммонитов этого списка восемь являются формами, более свойственными северной зоне Европы — Северной Англии, Северной Германии, центральной части Советского Союза и только *Oosterella cultrata* d'Orb. — форма, снабженная килем, наоборот, до сих пор отмечалась только в Южной Европе. Такие виды, как *Astieria astieri* d'Orb., *Acanthodiscus radiatus* Brug. и *Bidichotomites bidichotomus* Leym., являются руководящими формами нижнего готерива не только в северной зоне Европы, но и в средней (Южная Англия, Парижский бассейн, Юрская цепь) и даже в южной (Юго-Восточная Франция).

Ряд новых видов характеризует нижний готерив на Северном Кавказе — *Lytoceras circassense* Renn. sp. n. (in coll.), *Acanthodiscus radiatus* Brug. var. *praematura* Renn. sp. n. (in coll.), var. *baksanense* Renn. sp. n. (in coll.), *Ac. prometheus* Renn. sp. n. (in coll.), *Ac. pelax* Renn. sp. n. (in coll.), *Ac. legatus* Renn. sp. n. (in coll.), *Pleurotomaria pseudoelegans* Pchel., *Pl. obtusoangulata* Pchel., *Pl. sublemanii* Pchel., *Pl. renngarteni* Pchel., *Pl. subjaccardi* Pchel., *Grammatodon securis* Leym. var. *alaeformis* Mordv., *Gr. naltshikensis* Mordv., *Trigonia carinata* Gass. var. *elata* Mordv., *Integricardium baksanense* Mordv., *Pinna sulcifera* Leym. var. *caucasica* (Khud.) Mordv., *Perna inflexa* (Khud.) Mordv. За исключением гастропод, описанных В. Ф. Пчелинцевым, большинство новых видов, выделенных В. П. Ренгартеном и Т. А. Мордвилко, к сожалению, пока еще остается неопубликованным.

Верхний готерив на Северном Кавказе удобно подразделить на два горизонта: нижний — с *Crioceratites nolani* Kil. и верхний — с *Simbirskites inversus* M. Pavl. Для нижнего горизонта характерны формы, распространенные также в верхнем готериве Европы: *Holcodiscus incertus* d'Orb., *Crioceratites nolani* Kil., *Cr. sablieri* Ast. и *Aegocrioceras seeleyi* Neum. et Uhl. К этому мы еще прибавляем *Leopoldia leopoldi* d'Orb. и *L. lorioli* Vam., принадлежность которых к нижнему

или к верхнему готериву в Европе не может считаться выясненной. На Кавказе же эти формы строго приурочены к более высокому горизонту, чем *Acanthodiscus radiatus* Brug.

К нижнему горизонту верхнего готерива в нашем понимании на Кавказе приурочены еще следующие, большей частью новые виды: *Phylloceras stuckenbergi* Kar., *Phyllopacchyceras eichwaldi* Kar., *Trigonia nodosa* Sow. var. *wollemanni* Mordv., *Tr. kudakhurtensis* (KHUD.) Mordv., *Astarte baksanensis* Mordv., *Sphaera caucosica* Mordv., *Pinna renngarteni* (KHUD.) Mordv., *Inoceramus neocomiensis* d'Orb. var. *piriformis* Mordv., *Neithea baksanensis* Mordv.

Верхний горизонт верхнего готерива охарактеризован *Simbirskites inversus* M. Pavl., *S. subinversus* M. Pavl., *S. coronatiformis* M. Pavl., *S. cf. iburgensis* Weert h, а также специально кавказскими видами — *Simbirskites inostranzewi* Kar., *S. zitteli* Kar. и еще *Oxyteuthis jaskowi* Lah. Мы видим здесь формы, свойственные нижнему горизонту симбирскитовых слоев окрестностей г. Ульяновска в Поволжье — зоне *Simbirskites versicolor* Trautsch., и только белемнит *Oxyteuthis jaskowi* Lah., приуроченный в Поволжье к более высокому, барремским, зонам, появляется на Кавказе несколько раньше. *Simbirskites iburgensis* Weert h был описан из слоев, которые в Северной Германии считаются готеривскими. Спэт в Англии относит к верхнему готериву не только слои с симбирскитами, перечисленными выше и выделенными им в особый подрод *Speetonicerus*, но и формы (*Craspedodiscus* и др.), которые в Поволжье и на Кавказе мы относим к нижней зоне барремского яруса. Во всяком случае *Simbirskites (Speetonicerus) inversus* M. Pavl. и *S. (Speetonicerus) subinversus* M. Pavl., по Спэту, появляются в Северной Англии раньше других и совместно с криоцерасами — *Aegocrioceras seeleyi* Neum. et Uhl., *A. capitanei* Bea n и *A. capricornu* Roem.

Приведем еще ряд форм, характеризующих на Северном Кавказе готеривский ярус в целом, т. е. встреченных и в нижнем и в верхнем его отделах: *Astieria jeannoti* d'Orb. var. *crassissima* Weg., *Liticoceras amblygonium* Neum. et Uhl., *Leopoldia buxtorfi* Baum., *Pleurotomaria defrancei* Math., *Proscala albensis* d'Orb., *Aporrhais cf. foudriatensis* Peron, *Trigonia harpa* Leym., *Sphaera cordiformis* Leym., *Thetironia renevieri* Log., *Protocardia peregrina* d'Orb., *Integricardium deshayesi* Log., *Clementia (Flaventia) brongniarti* Leym., *Pinna sulcifera* Leym., *Toxaster amplus* Desor, *T. broucoensis* Log., *Corthis ovulum* Desor и др.

К этому списку можно еще добавить следующие специально кавказские формы, встречающиеся и в нижнем и в верхнем готериве: *Cymatoceras neocomiense* d'Orb. var. *gracilis* Renng. var. n. (in coll.), *Hibolites longior* Schwe z., *Trigonia kabardinensis* Mordv., *Plicatula carteroni* d'Orb. var. *keepingi* Mordv., *Terebratula russillensis* Log. var. *kislovodskensis* Moiss.

В больших списках фауны готеривских отложений для некоторых районов Кавказа фигурирует еще очень много форм разных классов — гастропод, пелелипод, брахиопод, червей, морских ежей, губок и пр., которые не являются руководящими. Из них многие виды встречаются всюду и в большом количестве, например: *Trigonia*, *Panopaea*, *Pecten*, *Exogyra*, *Rhynchonella*, *Terebratula* и др. По большей части это виды, распространенные во всех трех нижних ярусах мела. Есть формы, свойственные валанжину и готериву, другие — готериву и баррему. По их

комбинации иногда удается установить с достаточной достоверностью готеривский возраст отложений даже при отсутствии перечисленных выше руководящих форм.

В восточной части Северо-Кавказской геосинклинали, в Дагестане, фауна готеривских отложений становится беднее, аммониты и белемниты почти полностью отсутствуют. Границы яруса проводятся условно. В качестве руководящих форм принимают для нижнего готерива *Phyllobrissus renaudi* Desog, для верхнего — единичную находку *Simbirskites* sp. ex gr. *S. inversus* M. P a v l.

К западу от Кисловодска также происходит обеднение фауны в готеривских отложениях, а затем они вовсе выпадают из разреза вплоть до бассейна р. Белой. Здесь располагалась геантиклинальная зона.

В северо-западной оконечности Кавказа развиты флишеподобные осадки. Фауна в них встречается крайне редко. К готериву условно относят толщу мощностью от 800 до 1000 м. Нижний готерив характеризуется остатками *Acanthodiscus stenotus* V a u m b., верхний — *Simbirskites auerbachii* E i s c h w.

Также условно выделены готеривские осадки и во флишевой зоне Центрального Кавказа (Лиахва, Арагва и пр.). Они охарактеризованы только *Pseudobelus bipartitus* V l. Такая же скудная палеонтологическая характеристика отмечается и для готеривских отложений юго-восточной оконечности Большого Кавказа (Дибрарский район), где были найдены *Pseudobelus bipartitus* V l. и *Pseudodivalia binervia* R a s p.

На Черноморском побережье (в Абхазии) выделение готеривского яруса среди мощной толщи известняков сделано на основании находок *Neocomites neocomiensis* d' O r b. (нижний отдел) и *Crioceratites duvali* L é v. (верхний отдел), а также *Pseudobelus bipartitus* V l., *Hibolites jaculum* P h i l l., *H. prodromus* S c h w e t z. и др. В Центральной Грузии мощность относящейся к готериву пачки известняков уменьшается до 10—50 м. Подразделения на отделы и зоны еще не было сделано, хотя среди фауны отмечаются *Puzosia pontica* K a r., *Neocomites* cf. *mortilleti* P i c t. et R e n., *Hibolites zulfusiformis* R a s p., *H.* cf. *longior* S c h w e t z., а к верхним слоям, повидимому, приурочены находки *Simbirskites auerbachii* E i s c h w., *Crioceratites* cf. *duvali* L é v. и *Oxyteuthis jasikowi* L a h.

Итак, дробное, зональное подразделение готеривских отложений можно провести на Кавказе в областях развития песчано-мергельной неритической и мергельно-известняковой фаций, в которых встречаются аммониты, т. е. на севере — от Кисловодска до долины Ассы, а на юге — от Гагр до долины Риона. В областях накопления флиша и мелководных фаций, развитых в Дагестане, аммониты встречаются крайне редко, и установить здесь дробные подразделения по макрофауне невозможно.

Из шести зон, которые могут быть выделены в готеривских отложениях Кавказа, большая часть хорошо сопоставляется с зонами, известными в Западной Европе. Это относится прежде всего к третьей зоне с *Acanthodiscus radiatus* B r u g. и *Liticoceras bifalcatum* K o e n. Она фигурирует как зона первого порядка в «стандартной» схеме Мюллера и Скенка (1943, В. П. Ренгартен, 1946). Спэт (Spath, 1924) называет ее веком литиоцерасов (*Liticoceratan*). Так же хорошо известна наша пятая зона с *Crioceratites nolani* K i l. и *Cr. sablieri* A s t. Во Франции она была выделена под именем зоны *Crioceras duvali* L é v., а в Англии Спэт отмечает ее как век криоцерасов (*Crioceratan*), причем там преобладают представители рода *Aegocrioceras*. Между этими двумя крупными зонами мы выделяем еще зону четвертую с *Leopoldia leopoldi* d' O r b. Этот вид в Южной Европе

является довольно обычным для готерива и часто цитируется совместно с *Acanthodiscus radiatus* B r u g. На Кавказе он занимает более высокое положение и встречается совместно с *Aegocrioceras seeleyi* N e u m. et U h l. Это дает нам основание относить зону с *Leopoldia leopoldi* d' O r b. уже к верхнему готериву.

Верхняя, шестая зона с *Simbirskites (Speetonicerus) subinversus* M. P a v l. вполне соответствует нижним симбирскитовым слоям Поволжья (зона *S. versicolor* T r a u t s c h.) и, вероятно, веку симбирскитов (Simbirskitan) Англии. Нахождение в последней местности в этом же горизонте *Spitidiscus rotula* S o w., распространенного также во Франции в зоне *Subsavnella sayni* P a q., позволяет считать последнюю зону эквивалентом нижних симбирскитовых слоев. Это верхняя зона готеривского яруса.

Труднее подыскать аналогов для наших двух нижних зон готерива. *Bidichotomites bidichotomus* L e u m. в окрестностях г. Готерива (Швейцария, кантон Нейшатель) встречается совместно с *Acanthodiscus radiatus* B r u g. в голубых мергелях, принятых за тип готеривского яруса. Такое же положение этот вид занимает и во Франции и в Германии и даже в Англии. Впрочем, Спэт цитирует *Bidichotomites bidichotomus* L e u m. не только в готериве, но и в верхнем валанжине. На Кавказе этот вид совместно с *Neocraspedites grotriani* W e e r t h встречен непосредственно ниже слоев с *Acanthodiscus radiatus* B r u g. и характеризует нашу вторую зону. *Neocraspedites grotriani* W e e r t h был описан из песчаной фации неокома в Германии (Тевтобургский лес), где зональное распределение аммонитов еще не выяснено. Представители рода *Neocraspedites* S p r a t h, весьма близкого к *Bidichotomites* S p r a t h, отмечаются в нижнем готериве Северной Англии и в Германии. Таким образом, нашу вторую зону мы с уверенностью включаем в состав готерива.

Нижнюю, первую зону с *Astieria astieri* d' O r b. и *Polyptychites* cf. *eurptychoides* S p r a t h мы относим к готериву прежде всего на том основании, что *Polyptychites eurptychoides* S p r a t h был установлен для одного из многочисленных видов *Polyptychites*, встреченных в нижних слоях готеривского яруса в Северной Англии (Спитон). Эта форма тождественна *Polyptychites* sp. ind. «Е». Н. А. Богословского (1902) из неокома р. Пижмы (Тиман). Что касается *Astieria astieri* d' O r b., то в Южной Франции она была найдена в готеривском ярусе, но севернее в Юрской области этот вид был встречен ниже, в желтых мергелях верхнего валанжина совместно с *Saynoceras verrucosum* d' O r b. В Англии наибольшее развитие представителей рода *Astieria* приходится на верхи валанжина и низы готерива. На Кавказе, кроме первой зоны, некоторые виды *Astieria* поднимаются и в более высокие горизонты, вплоть до пятой зоны верхнего готерива. Таким образом, нет препятствий для включения нашей первой зоны в состав готеривского яруса. Для геологического картирования и прослеживания границ ярусов это представляет большое удобство, так как валанжин на Северном Кавказе мы ограничиваем мощной толщей крепких известняков, а готерив начинаем мягкими песчано-мергельными отложениями.

### Барремский ярус

В области Северо-Кавказской геосинклинали барремский ярус выражен песчано-глинистыми отложениями, всегда известковистыми и с прослоями песчаных известняков. Как и в отложениях готерива, в составе фауны

преобладают пелециподы. Более редкие находки аммонитов позволяют установить наличие двух отделов яруса.

Нижний баррем характеризуется следующими видами: *Simbirskites kowalewskii* A. P a v l., *Craspedodiscus subphillipsi* W e e r t h, *Pseudothurmannia angulicostata* d' O r b., *P. stanislasi* T o r c., *Pleurotomaria orbensis* P i c t. et S a m p., *Tylostoma depressum* P i c t. et S a m p. Мы видим в этом списке прежде всего *Simbirskites kowalewskii* A. P a v l.— форму, характерную для верхнего горизонта симбирскитовых слоев Поволжья. В этом же горизонте имеют исключительное развитие представители рода *Craspedodiscus*. На Кавказе встречен ряд новых видов этого рода и *C. subphillipsi* W e e r t h, описанный из неокома Северной Германии. Нижнебарремский возраст рассматриваемых отложений на Северном Кавказе, а также и эквивалентного им верхнего горизонта симбирскитовых глин Поволжья устанавливается по наличию *Pseudothurmannia angulicostata* d' O r b.— руководящей формы нижней зоны барремского яруса в Юго-Восточной Франции, где этот ярус был установлен впервые. Из этого же горизонта была описана и *Pseudothurmannia stanislasi* T o r c.: Приведенные в нашем списке гастроподы известны из нижнебарремских отложений Швейцарии.

Богатая фауна гастропод, пелеципод, морских ежей, губок и пр. в нашем нижнем барреме имеет безусловно много элементов, общих с готеривской фауной Европы. Основная причина этого явления — сходство фаций готерива и нижнего баррема, но, быть может, здесь сказывается еще то обстоятельство, что в Европе слои с *Pseudothurmannia angulicostata* d' O r b. и их аналоги долгое время многими палеонтологами включались в состав готерива.

За отнесение рассматриваемого горизонта к нижнему баррему говорит еще то обстоятельство, что на Северном Кавказе встреченная в нем фауна отличается от готеривской появлением многих видов, распространенных в вышележащих, несомненно барремских и даже аптских отложениях. Назовем следующие виды: *Phylloceras ponticuli* K a r., *Hibolites minaret* R a s p., *Pleurotomaria gigantea* S o w., *Pl. anstedii* F o r b e s, *Trigonia nodosa* S o w. var. *orbignyana* L y c., *Tr. etheridgei* L y c., *Cyprina ervi-ensis* L e y m., *Protocardia sphaeroidea* F o r b e s, *Pecten (Chlamys) urgouensis* L o r., *Rhynchonella gibbsi* S o w., *R. gibbsi* S o w. var. *bedouliensis* J a c. et F a l l., *Pseudocidaris clunifera* A g., *Phymosoma loryi* G r a s и др.

Специально кавказские формы, характеризующие нижний баррем, следующие: *Lytoceras eichwaldi* K a r., *Craspedodiscus caucasicus* R e n n g. sp. n. (in coll.), *C. narzanensis* R e n n g. sp. n. (in coll.), *Pleurotomaria sinuata* P ê l., *Cyclorisma faba* S o w. var. *narzanensis* M o r d v., *Pliotoxaster collegnoi* S i s m. var. *praecox* R e n n g. var. n. (in coll.).

Верхнебарремская свита на Северном Кавказе, очень мощная, включает фауну главным образом в своих верхних горизонтах. Руководящими являются: *Lytoceras simpheropolitanum* K u l.-V o r., *Phylloporachyeras prendeli* K a r., *Barremites vocontius* S a y n, *Matheronites* cf. *feraudi* d' O r b., *Crioceras plicatum* K o e n., *Cr. barremense* K i l., *Paracrioceras emerici* d' O r b., *P. denckmanni* K o e n., *Hemicrioceras rude* K o e n., *Ancylloceras hammatoptychum* U h l., *Heteroceras astieri* d' O r b., *H. obliquatum* d' O r b., *H. (Imerites) giraudi* K i l.

В противоположность нижнему баррему мы видим здесь преобладание средиземноморских форм, и только *Paracrioceras denckmanni* K o e n., *Hemicrioceras rude* K o e n. и *Crioceras plicatum* K o e n. связывают северо-

кавказский верхний баррем с барремом Северной Германии. Здесь интересно отметить, что эти три вида встречены у нас в одном, самом верхнем слое, тогда как в Германии они указываются для разных зон средних и верхних горизонтов баррема. Вряд ли можно считать прочно установленным даже в Германии то чрезвычайно дробное зональное распределение аммонитов, которое было указано Кененом (Koepen, 1902).

Среди форм Средиземноморской провинции на верхний баррем указывают *Matheronites feraudi* d'Orb., *Crioceras barremense* Kil., *Ancyloceras hammatopychum* Uhler, и особенно все три вида *Heteroceras*. Из них *Heteroceras astieri* d'Orb. в Юго-Восточной Франции характеризует особую зону (вторую сверху), которую Спэт предлагает называть веком гетероцерасов (*Heteroceratan*). Только *Barremites vocontius* Saun в Франции является более обычным в нижнем барреме.

Приведем еще список форм, установленных для верхнего баррема Кавказа и не выходящих за пределы этого яруса: *Matheronites soulieri* Math. var. *persulcata* Renn. var. n. (in coll.), *Crioceras mundum* Renn. sp. n. (in coll.), *Paracrioceras undifer* Renn. sp. n. (in coll.), *Metacerithium sablyense* Pchel., *Trigonia subnodosa* Mordv., *Tr. subnalschikensis* Mordv., *Tr. subdaedalea* Renn. var. *curta* Mordv., *Tr. ornata* d'Orb. var. *woodsii* Mordv., *Astarte renngarteni* Mordv., *Pseudocallistina guli* Kar., *Gervillia pseudocaucasica* (Khucl.) Mordv., *Hemidiadema faasi* Renn. sp. n. (in coll.).

Видами, встречающимися во всем барремском ярусе (без подразделений), можно считать следующие широко известные формы: *Trigonia caudata* Agass. var. *etheridgei* Lyc., *Astarte buchi* Roem., *A. cantabrigensis* Woods, *Gonyomya archiaci* Pict. et Camp., *Pseudocidarid clunifera* Agass., *Phymosoma loryi* Grass., *Catopygus nasutus* Desor.

Наконец, в качестве специально кавказских видов, свойственных всему баррему в целом, можно назвать *Hibolites jaculiformis* Schwetz., *Pleurotomaria daghestanica* Anth., *Trigonia abichi* Anth. var. *renngarteni* Mordv., *Thetironia picteti* Kar. и *Neithea daghestanensis* Renn.

Настоящими руководящими формами для барремского яруса являются, конечно, только головоногие. Перечисленные выше виды гастропод, пелеципод и морских ежей, как уже известные в Европе, так и установленные на Кавказе, имеют меньшее значение. Их ближайшие родичи обычно не ограничиваются в своем распространении пределами одного какого-нибудь яруса, и приуроченность перечисленных видов к одному только барремскому ярусу, возможно, является результатом того, что действительные пределы существования этих форм еще не выяснены. Однако на Кавказе мы можем все-таки пользоваться для определения возраста слоев представителями других классов, кроме головоногих, если будем опираться не на единичные находки, а на ассоциации видов. В этом отношении можно воспользоваться видами, не упомянутыми выше, но встречающимися часто и в больших количествах. Таковы разнообразные *Trigonia*, *Astarte*, *Exogyra*, *Pecten*, морские ежи и пр.

Достаточно хорошо охарактеризованы фауной барремские отложения в разрезах Кисловодска, Налчика и долины Ассы. При переходе в Дагестан мы констатируем увеличение мощностей и частоты горизонтов известняков, которые встречались западнее лишь в виде нетолстых прослоев песчанистого известняка. Вместе с тем в Дагестане фауна баррема приобретает характер, свойственный более теплой литоральной зоне — аммониты становятся крайней редкостью, на первое место выступают брахиоподы,



затем морские ежи, мшанки, губки, кораллы; из пелеципод встречаются главным образом устрицы и пектиниды.

К нижнему баррему более или менее условно относят мощную пачку известняков, налегающих на более мягкие песчано-мергельные породы, в которых был встречен верхнеготеривский *Simbirskites* (*Speetonicerus*). Характерными формами для этой свиты, прослеженной через весь Дагестан, являются только *Columbellina maxima* L o r. и *Pseudodiadema bourgueti* D e s o r.

К верхнему баррему относят свиту песчано-мергелистых пород с прослоями известняков, причем верхняя граница яруса отбивается главным образом по появлению горизонта с нижеаптскими аммонитами. Реже в верхах свиты встречались барремские *Paracrioceras*, а в области Южно-Дагестанской геосинклинали — *Phylloceras ponticuli* R o u s s., *Costidiscus recticosiatus* d' O r b., *Heteroceras* sp., *Requienia gryphoides* M a t h.

Ясно, что указанные две свиты в Дагестане — известняковая и песчано-мергельная — являются не отделами яруса, а только местными свитами различного литологического состава, причем увеличение мощности карбонатной свиты на юге скорее всего идет за счет замещения части песчано-мергельной свиты. Для последней можно назвать еще следующие характерные формы: *Grammatodon kchiutensis* M o r d v., *Trigonia abichi* A n t h. var. *renngarteni* M o r d v., *Tr. ornata* d' O r b. var. *woodsii* M o r d v., *Tr. subheridgei* M o r d v., *Ptychomya elongata* A n t h., *Pt. robinaldi* d' O r b.

На Северо-Западном Кавказе, в переходной зоне между Северо-Кавказской геосинклиналию и геосинклиналию Главного хребта, отложения барремского яруса большей частью отсутствуют. Барремская трансгрессия отмечается по границам этой геосинклиналиюной зоны — в долинах рек Кубани и Белой. Нижний баррем устанавливается по нахождению *Pseudothurmannia angulicostata* d' O r b., в верхнем — по р. Белой — встречаются такие обычные для баррема виды, как *Barremites subdifficilis* K a r., *B. hemiptychus* K i l., *Saynella suessi* S i m i o n. и *S. davydovi* T r a u t s c h., которые все же не являются руководящими для верхнего баррема.

В зоне Главной геосинклинали, к которой принадлежит вся северо-западная оконечность Кавказа, развиты флишеподобные песчано-глинистые отложения большой мощности. О присутствии эквивалентов нижнего баррема можно судить по находкам *Simbirskites umbonatus* L a h., *Craspedodiscus* cf. *dis ofalcatus* L a h. и *Pseudothurmannia pseudomalbosi* S a r. et S c h ö n d. в толще до 700 м. Общебарремские виды характеризуют вышележащую толщину, мощностью до 1300 м: *Barremites psilolatus* U h l., *B. tenuicinctus* S a r. et S c h ö n d., *B. fallaciosus* K i l., *Puzosia* cf. *neumayri* H a u g., *P. uhligi* H a u g., *Saynella davydovi* T r a u t s c h., *Holcodiscus nodosus* K a r., *Crioceratites zitteli* U h l. Собственно верхнебарремских форм мы здесь указать не можем. Во всяком случае, в верхней свите баррема здесь отмечаются исключительно формы, свойственные барремским отложениям Южной Европы. На южном склоне Главного хребта такой же характер имеет фауна и нижнего и верхнего баррема.

На огромном протяжении полосы развития флишевых отложений южного склона Большого Кавказа фаунистических доказательств правильности выделения барремских отложений в сущности не имеется. В районе Военно-Грузинской дороги в пасанаурской свите, содержащей мощные пачки песчаников в чередовании с глинистыми сланцами, встречаются

только скопления раковинного детритуса, среди которого выделяются уцелевшие, но слишком банальные формы *Neithea*, *Plicatula*, *Exogyra*, *Terebratulina* и большое количество мшанок. Можно провести лишь некоторую аналогию с теребратулиновыми слоями района Дибрара, относимыми к баррему. Границы эквивалентов барремского яруса в таком понимании совершенно условны.

В Дибрарском районе барремский возраст халчайской свиты был установлен после определения фауны филлоцератового и теребратулинового горизонтов, представленных прослоями детритусовых известняков с *Mesohibolites minaret* R a s p., *M. gagricus* S c h w e t z., *Turbo fleuriensis* P i c t. et S a m p., *Trochus per'yi* P i c t. et S a m p., *Itieria truncata* P i c t. et S a m p., *Orbitolina lenticularis* (B l u m.) L e y m.

По существу руководящих форм для баррема здесь нет, но наличие непосредственно выше отторженцев и глыб зоогенных известняков с верхнебарремскими рулистами — *Requienia gryphoides* M a t h., *Monopleura urgonensis* M a t h., *M. imbiricata* M a t h. и *Agria marticensis* d' O r b. — позволяет прочно установить верхнюю границу барремского яруса. Это подчеркивается еще нахождением в тех же глыбах известняков одного нижеаптского вида — *Caprinula douvillei* P a q. Мощность флишевой халчайской свиты оценивается в 1500 м.

Прочное обоснование двух отделов барремского яруса мы вновь встречаем на Черноморском побережье в пределах Абхазии и Центральной Грузии. Среди огромной толщи известняков и мергелей выделяются две свиты, охарактеризованные аммонитами. Эти же отделы баррема прослеживаются на восток до долины Риона.

Для нижнего баррема характерными можно считать следующие виды: *Hamulina haueri* U h l., *H. astieri* d' O r b., *H. cf. paxilosa* U h l., *H. subcylindrica* d' O r b., *H. cf. meyrati* O o s t., *Barremites ponticus* K a r., *B. cassidoides* U h l., *B. stretostoma* U h l., *Holcodiscus perezi* d' O r b., *H. seunesi* K i l., *Spitidiscus oosteri* S a r. et S c h ö n d., *Sp. van-den-heckei* d' O r b., *Sp. fallacior* C o q., *Sp. intermedius* d' O r b., *Sp. cf. hugi* O o s t., *Sp. alcoyensis* N i c k l., *Pseudothurmannia angulicostata* d' O r b., *Pulchellia cf. compressissima* d' O r b., *P. matura* H y a t t, *Crioceratites emerici* d' O r b., *Cr. emerici* d' O r b. var. *densicostata* K i l. и *Hibolites pistilliformis* B l.

В этом списке мы видим руководящую форму для самой нижней зоны барремского яруса — *Pseudothurmannia angulicostata* d' O r b., но без *Sibirskites* и *Craspedodiscus*, и в большом количестве формы, свойственные второй зоне, которая в Южной Европе была выделена под именем зоны *Crioceratites emerici* d' O r b. и *Pulchellia pulchella* d' O r b. На эту зону указывает присутствие: *Hamulina astieri* d' O r b., *Barremites cassidoides* U h l., *Holcodiscus perezi* d' O r b., *H. seunesi* K i l., *Spitidiscus van-den-heckei* d' O r b., *Sp. alcoyensis* N i c k l., *Sp. fallacior* C o q., *Pulchellia cf. compressissima* d' O r b. и *Crioceratites emerici* L é v. var. *densicostata* K i l. Основная форма *Cr. emerici* d' O r b. отмечается не только в нижнем, но и в верхнем барреме. Для остальных видов приведенного списка пока еще не имеется точных указаний на строгую приуроченность их к той или иной зоне барремского яруса, даже в местностях, где они впервые были описаны. Повидимому, в Грузии в дальнейшем удастся выделить в нижнебарремской свите несколько зон с руководящими видами аммонитов.

Верхний баррем в Грузии охарактеризован следующими видами аммонитов: *Costidiscus recticostatus* d' O r b., *Ptychoceras puzosi* d' O r b.,

*Saynella* cf. *suessi* Simon., *Barremites subdifficilis* Kar., *B. stretostoma* Uhl., *B. rebouli* Kil., *B.* cf. *falloti* Kil., *B. tenecticus* Sar. et Schönd., *Holcodiscus gastaldi* d'Orb., *Pulchellia* cf. *changarnieri* Saun, *Crioceratites thiollieri* Ast., *Heteroceras leenhardti* Kil., *Imerites* cf. *giraudi* Kil., *Mesohibolites carpaticus* Uhl., *Neohibolites varians* Schwetz. Руководящими формами здесь можно считать *Heteroceras leenhardti* Kil. и *Imerites* cf. *giraudi* Kil., которые в Юго-Восточной Франции приурочены к зоне *Heteroceras astieri* d'Orb. верхнего баррема. *Costidiscus recticostatus* d'Orb. считается руководящим видом самой верхней зоны верхнего баррема, но эта же форма, а также *Macroscaphites yvani* Puzos встречаются на Кавказе и были обнаружены в Европе равным образом и в нижней зоне апта. Можно еще отметить *Barremites stretostoma* Uhl. как обычную для Европы верхнебарремскую форму, но в Грузии она встречена также и в нижнем барреме. Из остальных форм *Saynella suessi* Simon., *Holcodiscus caillaudi* d'Orb., *H. gastaldi* d'Orb. и *Crioceratites thiollieri* Ast. являются в Западной Европе более обычными для нижнего баррема. Так как в Грузии граница между нижним и верхним барремом проведена условно, то вполне возможно, что в некоторых разрезах верхние слои с нижнебарремскими формами могли быть включены в состав верхнего баррема. Повидимому, и верхнебарремскую свиту в Грузии в дальнейшем удастся подразделить по аммонитам на несколько зон.

В барремское время к югу от геосинклинальной полосы развития известняково-мергельных осадков с аммонитами в пределах Грузии располагалась окраинная область более мелководных зоогенных фаций, где возраст осадков определяется главным образом по рудистам — *Requienia ammonia* Goldf., *R. zlatarskii* Paq., *Toucasia lonsdalei* d'Orb., *Monopleura varians* Math.

Подводя итоги палеонтологическому обоснованию для выделения и расчленения барремского яруса на Кавказе, можно указать, что нижняя и верхняя границы яруса для областей, где были встречены аммониты, устанавливаются точно присутствием внизу зоны *Pseudothurmannia angulicostata* d'Orb., а сверху зоны с *Heteroceras astieri* d'Orb., *H. leenhardti* Kil. и *Imerites giraudi* Kil. Выделение зон внутри барремского яруса и уточнение границы между нижним и верхним барремом — задача будущих исследований.

### Аптский ярус

На протяжении 600 км от р. Зеленчука на западе до г. Касумкента в Юго-Восточном Дагестане аптский ярус хорошо охарактеризован аммонитами. Отложения всюду терригенные с некоторыми колебаниями фаций — от тонких, обычно мергелистых глин до песчаников, иногда грубозернистых. Мощности тоже изменяются: в Северо-Кавказской геосинклинали они больше, в западной (Лабинской) геоантиклинальной области и в Южно-Дагестанской геоантиклинали мощности апта уменьшаются даже до 0. Почти всюду удастся выделить два отдела — нижний и верхний апт. Как увидим далее, они не могут быть точными эквивалентами бедульского и гаргазского подъярусов, различаемых во Франции. В наиболее детально разработанных разрезах Кисловодска и Нальчика аптские отложения могут быть по аммонитам подразделены на шесть зон.

## Н и ж н и й а п т

- 1 зона — *Matheronites ridzewskyi* К а р., *Tropaeum hillsi* S o w. и *Imerites densecostatus* R e n n g.  
 2 зона — *Deshayesites dechyi* П а р р и *D. weissii* N e u m. et U h l.  
 3 зона — *Dufrenoya subfurcata* К а с а н. и *D. furcata* S o w.

## В е р х н и й а п т

- 4 зона — *Colombiceras gargasense* d' O r b. и *C. crassicoatum* d' O r b.  
 5 зона — *Parahoplites melchioris* A n t h. и *P. subcampichei* S i n z.  
 6 зона — *Acanthoplites aschiltaensis* A n t h. и *Ac. evolutus* S i n z.

Из этих зон только вторая и шестая отмечены теми же руководящими видами аммонитов, что и соответствующие зоны апта в «стандартной» схеме Мюллера и Скенка (В. П. Ренгартен, 1946).

В самой нижней зоне нижнего апта встречается *Tropaeum hillsi* S o w., который занимает такое же положение и в Северной Германии. Голотип этого вида был описан Дж. Соверби из Атерфильда на острове Уайте в горизонте выше зоны *Deshayesites deshayesi* L e y m. В схеме Мюллера и Скенка зона *Tropaeum hillsi* S o w. помещается даже в основании верхнего апта (вместе с *Cheloniceras martini* d' O r b.). Штоллей высказывает предположение, что в Англии *Deshayesites deshayesi* L e y m. с острова Уайта определяется неправильно и что это в действительности аммонит из группы *Hoplitiides bodei* К о е н., т. е. возраст слоев с *Tropaeum hillsi* S o w. должен быть понижен до нижней зоны апта. Однако наблюдения в пределах СССР заставляют признать, что *Tropaeum hillsi* S o w. и близкий к нему *Tr. bowerbanki* S o w. являются формами, распространенными в разных зонах нижнего апта. Так, в Саратовском Поволжье и на Мангышлаке эти виды указываются в верхней части нижнего апта. Все же на Северном Кавказе *Tropaeum hillsi* S o w. может считаться одной из руководящих форм нижней (первой) зоны апта. Другие руководящие виды этой зоны — *Matheronites ridzewskyi* К а р. и *Imerites densecostatus* R e n n g., установленные на Кавказе, встречаются в массовых количествах и всегда строго приурочены только к этой зоне.

Для второй зоны такую же роль играет *Deshayesites dechyi* П а р р. Он замещает у нас *D. deshayesi* L e y m. — руководящую форму верхней части нижнего апта в Западной Европе — и отличается от нее главным образом формой поперечного сечения оборотов. *D. weissii* N e u m. et U h l. — широко распространенный руководящий вид для второй зоны нижнего апта Средней Европы. Следует все же отметить, что оба вида *Deshayesites* иногда встречаются и в первой зоне, что, быть может, связано с малой ее мощностью и следами подводного размывания.

Что касается третьей зоны, то она характеризуется представителями рода *Dufrenoya* — *D. subfurcata* К а с а н. и реже — *D. furcata* S o w. и несколько сомнительной *D. dufrenoyi* d' O r b. Хотя последние два вида в Юго-Восточной Франции обычно встречаются в гаргазском подъярусе, но, как указал Спэт (1930), голотип *D. furcata* S o w. происходит в Англии из слоев, лежащих даже ниже горизонта с *Deshayesites deshayesi* L e y m., т. е. заведомо из нижнего апта. Для группы форм, примыкающих к *Ammonites furcatus* S o w., Спэт предложил новое подродовое название — *Stenhoplites* (1922) в отличие от гаргазской группы *Dufrenoya dufrenoyi* d' O r b. На Кавказе указанные виды *Dufrenoya* встречаются совместно с нижнеаптскими *Deshayesites sublavaschiensis* R e n n g. и *Cheloniceras*

*seminodosum* S i n z. Только один вариант *Ch. subnodosocostatum* S i n z. var. *pusilla* S i n z. связывает ассоциацию форм нашей третьей зоны с фауной верхнего апта. Стратиграфические подъярусы, имеющие узко местное значение для Юго-Восточной Франции, мало приложимы для Кавказа. Третью зону с *Dufrenoya si furcata* K a s. и *D. furcata* S o w. мы считаем более правильным включить еще в состав нижнего отдела апта.

Четвертая зона относится уже к верхнему отделу аптского яруса. Она характеризуется *Colombiceras gargasense* d' O r b. и *C. crassicostatum* d' O r b. — формами, широко распространенными в верхнем апте (в газгоном подъярусе) Юго-Восточной Франции. Важно отметить также такую форму, как *Cheloniceras tschernyschevi* S i n z. var. *waageni* A n t h., хотя она вместе с основной формой этого вида отмечается в Юго-Восточной Франции уже в нижнем апте. *Cheloniceras tschernyschevi* S i n z. и его вариант var. *laticostata* S i n z. встречены на Кавказе в верхнем горизонте нижнего апта, но особенно пышно эта группа развивается в верхнем апте. Для четвертой зоны можно назвать еще такие обычные для верхнего апта формы, как *Colombiceras gargasense* d' O r b. var. *aptiensis* R o s h., *Cheloniceras martini* d' O r b. var. *caucasica* S i n z., *Ch. subnodosocostatum* S i n z. var. *robusta* S i n z.

Пятая зона охарактеризована развитием типичных парагоплитов — *Parahoplites melchioris* A n t h. и *P. subcampischei* S i n z. Первая из этих форм поднимается и в шестую зону. Для пятой зоны еще характерны: *Jaubertella latericarinata* A n t h., *Parahoplites schmidti* J a c., *Colombiceras planidorsatum* K a s a n., *Ammonitoceras pavlovi* W a s s., *A. carinato-verrucosum* S i n z.

В шестой зоне появляются акантоплиты — *Acanthoplites aschillaensis* A n t h. и *Ac. evolutus* S i n z., сопровождающиеся еще верхнеаптскими парагоплитами, *Colombiceras tobleri* J a c., *Cheloniceras subnodosocostatum* S i n z. и др., но клансейских руководящих видов здесь еще нет. *Acanthoplites aschillaensis* A n t h. и некоторые другие виды акантоплитов поднимаются и в нижний альб.

Для очень многих разрезов апта северного склона Кавказа еще не достигнуто выделение всех шести аммонитовых зон, но почти всюду удается не только разделить аптские отложения на нижний и верхний отделы, но и в этих отделах различать по два горизонта. При этом нижний горизонт нижнего апта соответствует первой зоне; верхний горизонт включает зоны вторую и третью. В верхнем апте нижний горизонт соответствует четвертой зоне, а верхний объединяет зоны пятую и шестую.

Самый нижний горизонт нижнего апта Северного Кавказа содержит особенно обильную и разнообразную фауну. Кроме тех трех видов аммонитов, которые были указаны выше как руководящие формы первой зоны, мы, правда, можем назвать лишь немногие аптские виды, известные за пределами Кавказа и характеризующие у нас только нижний горизонт — *Saynella termieri* K i l. et R e b., *Tropaeum bowerbanki* S o w., *Tr. sub-sibirskense* S i n z. и *Ancyloceras urbani* N e u m. et U h l. Зато очень многочисленны в этом горизонте специально кавказские виды (частично еще не опубликованные): *Phyllopacyceras baborensense* C o q. var. *elliptica* R e n n g., *Costidiscus nodosostriatus* U h l. var. *paucinodosa* R e n n g., *Matheronites lumarius* R e n n g. sp. n. (in coll.), *Cheloniceras seminodosum* S i n z. var. *naltschikensis* N i k s c h., *Tropaeum ramososeptatum* A n t h., *Tr. biramosum* R e n n g. sp. n. (in coll.), *Tr. acutecostatum* R e n n g. sp. n. (in coll.), *Paracrioceras undifer* R e n n g. sp. n. (in coll.), *Parancyloceras subtrispinosum* R e n n g. sp. n. (in coll.), *P. balkarens*

*Renningsia* sp. n. (in coll.), *Leptoceras sexformale* Renningsia sp. n. (in coll.), *Acrioceras caucasicum* Kasan., *Ptychoceras minimum* Roukh., *Heteroceras elegans* Roukh., *Colchidites naltshikensis* Renningsia sp. n. (in coll.), *C. amplexus* Renningsia sp. n. (in coll.), *C. legibilis* Renningsia sp. n. (in coll.), *C. multifurcatus* Renningsia sp. n. (in coll.), *Serpenticeras perornatum* Renningsia gen. sp. n. (in coll.), *Mesohibolites naltshikensis* Grym.

В остальной фауне нижнего горизонта нижнего апта, даже среди головоногих, содержится много видов, начавших свое существование в барреме и переходящих в апт. Точно так же имеется немало форм, которые появляются в нижнем горизонте апта и переходят в более высокие горизонты этого яруса. Ясно, что по сочетанию таких форм нередко можно с уверенностью установить наличие рассматриваемого нижнего горизонта нижнего апта. Таким же образом могут быть использованы и представители других классов — гастроподы, пеллециподы и морские ежи.

В верхнем горизонте нижнего апта встречается менее разнообразная фауна, преобладают аммониты. Кроме указанных выше руководящих видов для зон второй (*Deshayesites dechyi* Parr. и *D. weissii* Neum. et Uhl.) и третьей (*Dufrenoya subfurcata* Kasan. и *D. furcata* Sow.), для верхнего горизонта характерны еще виды, известные за пределами Кавказа: *Deshayesites deshayesi* Leum., *D. consobrinus* d'Orb., *D. consobrinoides* Sinz., *D. latilobatus* Sinz., *Dufrenoya dufrenoyi* d'Orb., *Chelonicerias albrechti-austriacae* Uhl., *Ch. seminodosum* Sinz. var. *gottschei* Kil., *Ch. tschernyschevi* Sinz. var. *laticostata* Sinz., *Prochelonicerias amadei* Uhl., *Crioceras aegoceras* Koен., *Cr. elatum* Koен., *Cr. aequicinctum* Koен.

Несколько характерных для верхнего горизонта верхнего апта видов было установлено впервые на Кавказе: *Deshayesites subakuschaensis* Renningsia sp. n. (in coll.), *D. kasanskyi* Renningsia sp. n. (in coll.), *D. sublavaschensis* Renningsia sp. n. (in coll.), *Chelonicerias cornuelli* d'Orb. var. *latispinosa* Niksch., *Crioceras caucasicum* Kasan.

В верхнем апте нижний горизонт включает только четвертую зону с *Colombicerias gargasense* d'Orb. и *C. crassicostatum* d'Orb. Из установленных за пределами Кавказа в этом горизонте имеют исключительное распространение только *Colombicerias gargasense* d'Orb. var. *aptiensis* Rosch., *Chelonicerias martini* d'Orb. var. *occidentalis* Jac. и *Tonohamites decurrens* Rom. Кроме того, из этого горизонта описаны следующие специально кавказские формы: *Salfeldia guettardi* Rasp. var. *guelmiensis* Renningsia sp. n., *Chelonicerias seminodosum* Sinz. var. *naltshikensis* Renningsia sp. n. (in coll.), *Ch. subnodosocostatum* Sinz. var. *robusta* Sinz., *Ch. martini* d'Orb. var. *caucasica* Sinz. Остальные аммониты принадлежат к видам, либо общим с нижним аптом, либо появляющимся в нижнем горизонте верхнего апта и продолжающим свое существование в верхнем горизонте.

Очень большая фауна характеризует на Северном Кавказе верхний горизонт верхнего апта, включающий пятую парагоптитовую и шестую акантоплитовую зоны. Сюда относится огромное число видов, описанных в палеонтологических монографиях Антулы (1899), П. А. Казанского (1913) и И. Ф. Синцова (1908, 1910). Кроме руководящих видов для этих зон и упомянутых выше форм, имеющих исключительное распространение в каждой из этих зон в отдельности, мы можем назвать следующие, установленные за пределами Кавказа виды, которые распространены на Северном Кавказе только в верхнем горизонте верхнего апта: *Tetragonites duvali* Rasp., *Melchiorites emerici* Rasp., *Aconeceras nisum* d'Orb.,

*Ac. nisoides* S a r., *Uhligella zürcheri* J a c. et T o b l., *Colombiceras tobleri* J a c., *Parahoplites schmidti* J a c., *Chelonicerases buxtorfi* J a c., *Ammonitoceras pavlovi* W a s s. и *A. carinatioverrucosum* S i n z. Все неразвернутые аммониты этого списка цитируются в гаргазском подъярусе Франции. Два вида *Ammonitoceras* были описаны из верхнего апта Мангышлака, причем *Am. pavlovi* W a s s. встречается там уже в горизонте, соответствующем нижней зоне верхнего апта.

В верхнем горизонте верхнего апта Кавказа были встречены и впервые описаны как новые виды: *Jaubertella latericarinata* A n t h., *Uhligella subzürcheri* R e n n g., *Parahoplites multicostatus* S i n z., *P. maximus* S i n z., *P. sjogreni* A n t h., *Acanthoplites sinzowi* K a s a n., *Ac. rectangularis* K a s a n., *Ac. quadratus* K a s a n., *Ac. stephanoides* K a s a n., *Ac. compressus* K a s a n., *Colombiceras tobleri* J a c. var. *discoidalis* S i n z., *C. planidorsatum* K a s a n., *C. laticostatum* S i n z., *Chelonicerases subnodosocostatum* S i n z. var. *pusilla* S i n z.

Важно указать, что на Кавказе ни один вид *Parahoplites* и *Colombiceras*, столь богато представленных в верхнем апте, не переходит в выше лежащие альбские отложения. Наоборот, из появившихся только в самой верхней (шестой) зоне апта акантоплитов три вида переходят в нижний альб: *Acanthoplites aschillaensis* A n t h., *Ac. lorioli* S i n z., *Ac. anthulai* K a s a n. В альбе появляется также много новых видов этого рода.

Нижняя граница апта на Северном Кавказе всюду отмечается резкой сменой фаций. Барремские отложения, более мелководные, изобилуют пелециподами и брахиоподами. Нижний апт представлен более тонкозернистыми песчаными, глинистыми и мергелистыми осадками с резким преобладанием головоногих. Во многих местах на границе этих двух ярусов наблюдаются следы перерыва и размывания, например в Нальчикском и Ассинском районах. Однако этот размыв скорее можно считать подводным. Здесь накапливаются почки фосфоритов, и к аптской фауне иногда подмешиваются фосфоритизированные ядра барремских форм.

Границы между горизонтами и отделами апта, а также между аптом и альбом проводятся исключительно по фауне; фации более или менее одинаковы. В верхнем апте и в нижнем альбе это песчано-мергелистые осадки с уплотненными известковистыми прослоями, линзами и конкрециями. Кроме аммонитов, здесь большую роль начинают играть также гастроподы и некоторые пелециподы, образующие банки — ракушники.

В северо-западной части Кавказа аптские отложения принимают переходный к флишу характер — сидеритовых глин. Бедность фауны и редкость ее нахождения не позволяют провести дробные подразделения. Кроме того, во многих местах предверхнемеловой размыв уничтожил часть аптских отложений.

Во флишевой зоне Центрального Кавказа выделение эквивалентов аптского яруса совершенно условно (нижняя часть свиты Дгнали) и фауной не обосновано.

В юго-восточной части Большого Кавказа палеонтологическое обоснование для выделения нижнего и верхнего апта также еще недостаточно и опирается на находки белемнитов. Нижний апт характеризуется только тем, что в нем наряду с белемнитами, обычными в обоих его отделах, присутствует еще *Mesohoplites* cf. *beskidensis* U h l., более распространенный в барреме. Для выделения верхнего апта можно опираться на находки *Neohoplites ewaldisimilis* S t o l l. и *N. cairicus* N a t s., описанные из верхнего апта Германии и Мангышлака, и на кавказский вид *N. notus* M i s c h u n.

Богатые аммонитами фации апта мы встречаем вновь в пределах Абхазии и Центральной Грузии. Здесь хорошо выделяются два отдела нижнего апта и верхний апт. Более дробного зонального подразделения еще нет. Этому несколько препятствует относительно малая мощность аптских отложений.

Нижний горизонт нижнего апта соответствует первой зоне Северного Кавказа. В качестве руководящих видов здесь можно назвать *Imerites densecostatus* R e n n g., *Colchidites securiformis* S i m. и *C. colchicus* D j a n. Первая форма является также руководящим видом для первой зоны Северного Кавказа. *Colchidites colchicus* D j a n. послужил генотипом установленного А. И. Джанелидзе (1926) очень своеобразного рода развернутых аммонитид, многочисленные представители которых в громадном количестве экземпляров переполняют нижнюю зону апта Грузии.

Отнесение рассматриваемого нижнего горизонта к апту основывается на присутствии в нем таких аптских видов, как *Ptychoceras laeve* M a t h., *Deshayesites weissii* N e u m. et U h l., *Chelonicerias cornuelli* d' O r b. var. *pygmaea* N i k s c h. и *Ch. seminodosum* S i n z. Однако отличительная особенность этого горизонта — в чрезвычайном изобилии развернутых и изогнутых не в одной плоскости аммонитид, близких к роду *Heteroceras* d' O r b. Представители этого рода были описаны из верхнего баррема Средиземноморской области и Средней Европы, и Спэт (1924) даже предложил называть верхнюю зону барремского яруса веком гетероцерасов (*Heteroceratan*). В Грузии в нижней зоне апта получило чрезвычайное развитие огромное количество новых видов *Heteroceras*, *Colchidites*, *Imerites* и *Argvetites*, описанных И. М. Рухадзе (1933). Подобного пышного расцвета эта группа аммонитид не имеет нигде в мире, и необходимо отметить, что этот момент падает не на верхний баррем, а на нижний апт.

Перечислим здесь те установленные на Кавказе виды, которые приурочены исключительно к нижнему горизонту нижнего апта Грузии: *Costidiscus latus* R o u k h., *Cost. nodosostriatus* U h l. var. *paucinodosa* R e n n g., *Heteroceras imericum* R o u k h., *H. devii* R o u k h., *H. elegans* R o u k h., *H. vermiforme* R o u k h., *Colchidites colchicus* D j a n., *C. intermedius* D j a n., *C. ellipticus* R o u k h., *C. securiformis* S i m., *C. ratschaensis* R o u k h., *C. schaoriensis* R o u k h., *C. rionensis* S i m., В а щ., S o r., *C. atschaensis* R o u k h., *C. longus* R o u k h., *C. renngarteni* R o u k h., *C. phasiensis* R o u k h., *C. rotundus* R o u k h., *C. costatus* R o u k h., *C. kakhadzei* R o u k h., *C. lakhephaensis* R o u k h., *C. laticostatus* R o u k h., *C. djanelidzei* R o u k h., *C. colleti* R o u k h., *C. sarasini* R o u k h., *C. gamkrelidzei* R o u k h., *C. kvadaurensis* R o u k h., *C. tzot-snei* R o u k h., *C. nicortsmindaensis* R o u k h., *C. horeschensis* R o u k h., *Imerites densecostatus* R e n n g., *Im. sparsicostatus* R o u k h., *Im. gumbriensis* R o u k h., *Im. favrei* R o u k h., *Im. katscharavai* R o u k h., *Im. semituberculatus* R o u k h., *Im. microcostatus* S i m., В а щ., S o r., *Im. ladjanurensis* R o u k h., *Im. tscholaschensis* R o u k h., *Im. planus* R o u k h., *Argvetites laschaensis* R o u k h., *Ar. communis* R o u k h., *Ar. minor* R o u k h., *Ar. minus* R o u k h., *Neohibolites horeschensis* R o u k h.

На общем фоне столь своеобразной фауны присутствие нескольких форм, более обычных для баррема — *Costidiscus recticostatus* d' O r b., *Tetragonites crebriculatus* U h l., *Macroscaphites* aff. *yvani* P u z o s, *Ptychoceras* cf. *meyrati* O o s t., *Matheronites* cf. *soulieri* M a t h., *Mesohibolites beskidensis* U h l. и др. — не может служить основанием для отнесения этого горизонта к баррему.



Верхний горизонт нижнего апта в Грузии характеризуется такими широко распространенными формами, как *Deshayesites deshayesi* L e y m., *D. dechyi* P a r r. и *Chelonicerac-albrechti austriacae* H o h. Присутствие *Dufrenoya* aff. *furcata* S o w. позволяет предполагать наличие и самой верхней (третьей) зоны нижнего апта. Для этого горизонта характерны еще специальные, описанные в Грузии виды: *Paracrioceras lakhephaense* R o u k h., *Ancyloceras steinmanni* S i m., B a č., S o r., *A. tzotsnei* R o u k h. и *A. tschalziheliense* R o u k h.

Верхний апт, при мощности от 1 до 7 м в пределах Грузии, еще не был подразделен на более дробные слои и горизонты. Его возраст определяется такими широко распространенными верхнеаптскими видами, как *Puzosia emericus* d' O r b., *Uhligella* cf. *zürcheri* J a c. et T o b l., *Chelonicerac martini* d' O r b. var. *occidentalis* J a c. et var. *orientalis* J a c., *Colombiceras tobleri* J a c., *Ammonitoceras transcaspium* S i n z., *Neohibolites semicanaliculatus* B l., *N. semicanaliculatus* B l. var. *mayor*. K i l. и *N. aptiensis* K i l. var. *ewaldisimilis* S t o l l. Характерными для верхнего апта являются также установленные на Кавказе виды: *Parahoplites mechioris* A n t h., *Colombiceras subtobleri* K a s a n., *C. laticostatum* S i n z., *Acanthoplites subangulicostatus* K a s a n., *Chelonicerac subnodosocostatum* S i n z., *Ch. tschernyschevi* S i n z. var. *waageni* A n t h. et var. *laticostata* S i n z., *Ancyloceras anthulai* R o u k h. и *A. phasiense* R o u k h. Наконец, здесь же появляются виды, продолжающие свое существование и в нижнем альбе: *Acanthoplites aschillaensis* A n t h., *A. sinzovi* K a z a n. и *A. multispinatus* A n t h.

Мы видим, что фауна аптских отложений Грузии, сохраняя сходство с фауной соответствующих отложений Северного Кавказа, только в самом нижнем горизонте отличается обилием своеобразных развернутых форм аммонитид. Вместе с тем здесь отсутствуют элементы, связывающие фауну северокавказского апта с Северной Германией и Саратовским Поволжьем (представители рода *Tropaeum* и др.). Во всех горизонтах апта Грузии большое развитие получают также специальные и общие со Средиземноморьем виды *Ancyloceras*. Характерно также почти полное отсутствие гастропод, бедность и однообразие целециподовой фауны. Из брахиопод можно отметить развитие в верхнем горизонте верхнего апта своеобразной формы — *Dzirulina dzirulaensis* A n t h.

### Альбский ярус

Альбские отложения в области Северо-Кавказской геосинклинали и отчасти в Лабинской и Южно-Дагестанской геоантиклиналях сохраняют на протяжении 660 км приблизительно одинаковые фации и сходный состав фауны. Нижний альб представлен всюду песчаными отложениями, средний и верхний — глинисто-мергельными, обычно черной окраски, и только в Дагестане окраска этих отложений более светлая и породы имеют более мергельный характер. Песчаная фация нижнего альба в Северо-Кавказской геосинклинали и в Лабинской геоантиклинали обнаруживает колебания мощности от 90 до 200 м. На Рубас-Чае и в Южном Дагестане она уменьшается до 30 м и даже до нуля. Мощность глинисто-мергельных фаций среднего и верхнего альба колеблется от 14 до 100 м.

Кроме указанного деления альбских отложений на две свиты разного литологического состава, в каждой из них местами удается выделить еще по несколько зон на основании распространения руководящих форм

аммонитов. Почти везде в глинистой свите можно выделить средний и верхний альб и, таким образом, получается обычное трехчленное деление альбского яруса на нижний, средний и верхний отделы. Аммонитовые зоны, различаемые в разных разрезах Северного Кавказа, распределяются в такой последовательности:

#### Нижний альб

- 1 зона — *Hypacanthoplites nolani* S e u n.
- 2 зона — *Hypacanthoplites jacobi* C o l l. и *Hyp. tscharlokensis* G l a s u n.
- 3 зона — *Leymeriella tardefurcata* L e y m. и *L. bogdanovitschi* (N a t s.) G l a s u n.

#### Средний альб

- 4 зона — *Douvilleiceras mammillatum* S c h l o t h.
- 5 зона — *Hoplites dentatus* S o w.
- 6 зона — *Anhoplites daghestanensis* G l a s u n.

#### Верхний альб

- 7 зона — *Hysterocheras orbigny* S p a t h.
- 8 зона — *Pervinquieria inflata* S o w.

Для этих зон имеются аналоги в альбских отложениях Закаспия и в стандартных стратиграфических схемах Западной Европы и особенно Англии. На Северном Кавказе отмечаются те же руководящие виды аммонитов, только в нашей шестой зоне *Anhoplites daghestanensis* G l a s u n., видимо, замещает *An. intermedius* S o w. Добавочными формами являются также *Hypacanthoplites tscharlokensis* G l a s u n., замещающий в некоторых местах *Hyp. jacobi* C o l l. во второй зоне, и *Leymeriella bogdanovitschi* (N a t s.) G l a s u n., появляющаяся в Дагестане в третьей зоне вместо *Leymeriella tardefurcata* L e y m. Следует еще отметить, что четвертую и пятую зоны не удается четко разграничить, так как фауна в черных глинах сохранилась недостаточно хорошо и при расплюснутости аммонитов различить отдельные виды в группе *Hoplites dentatus* S o w. часто невозможно.

По сравнению с Мангышлаком северокавказская схема расчленения альба менее полна. Лежащая в основании верхнего альба Закаспия зона с *Anhoplites rossicus* S i n z. и самая верхняя зона с *Dischoplites coelonotus* S e e l e y на Кавказе отсутствуют. Руководящая форма верхней зоны альба в Западной Европе — *Stoliczkaia dispar* d' O r b. — на Северном Кавказе не встречена. Неудивительно также, что мы не имеем здесь ряда подзон, которые Спэт (1921—1928) различает в альбских отложениях Англии и которые имеют чисто местное значение.

На Северном Кавказе богатой фауной охарактеризована только нижняя зона нижнего альба — клансейский горизонт в узком смысле. С последним горизонтом ее связывают следующие виды, установленные в Европе: *Puzosia kilianii* F a l l., *Hypacanthoplites nolani* S e u n., *Acanthoplites bergeroni* S e u n., *Chelonicerus bigourei* S e u n. и *Ch. clinseyense* J a c. Преобладают установленные на Кавказе формы: *Hypacanthoplites nolani* S e u n. var. *pygmaea* S i n z. et var. *subretangulata* S i n z., *Hyp. aplanatus* S i n z., *Acanthoplites abichi* A n t h., *Ac. mulispinatus* S i n z.

var. *tenuicostata* S i n z., *Ac. lorioli* S i n z., var. *submultispinata* S i n z., *Ac. trautscholdi* S i m., В а щ., S o r., *Ac. uhligi* A n t h., *Ac. cf. subangulicostatus* S i n z. Кроме того, в нижний альб переходят еще некоторые виды акантоплитов, появившихся в верхнем альбе, например: *Acanthoplites multispinatus* S i n z., *Ac. aschillaensis* A n t h., *Ac. lorioli* S i n z., *Ac. anthulai* К а з а н.

Две верхние зоны нижнего альба, кроме руководящих аммонитов, почти не содержат других форм, исключительно к ним приуроченных. Для зоны с *Hypacanthoplites jacobi* C o l l. можно назвать только *Hyp. pseudonolani* L u p p. (in litt.), а для зоны с *Leymeriella tardefurcata* L e y m. еще *L. cf. reyni* J a c. и *L. pseudoregularis* S e i t z var. *crassa* S p a t h.

Следует отметить, что нижним альбом ограничено распространение рода *Acanthoplites*, последние представители которого — *Ac. trautscholdi* S i m., В а щ., et S o r. и его вариеет var. *subangulata* S i n z. — еще встречаются во второй и третьей зонах.

В связи с изменением фациальных условий гастроподы и некоторые пеллециподы, широко распространенные в альбе и в нижнем альбе Северного Кавказа, совершенно исчезают в средне- и верхнеальбских отложениях.

Для среднего альба в целом можно назвать следующие виды, хорошо известные в соответствующем горизонте Западной Европы: *Helicoceras astieri* d' O r b., *Hystacoceras cf. senegueri* d' O r b., *Hoplites dentatus* S o w., *H. bonarellii* S p a t h, *Douvilleiceras mammillatum* S c h l o t h., *D. inaequinodus* Q u e n s t., и один новый вид — *Anhoplites daghestanensis* G l a s u n.

Для верхнего альба, без подразделения на зоны, можно отметить наличие следующих широко распространенных в верхнем альбе Европы видов: *Hamites (Torneutoceras) virgulatus* B r o n g n., *H. attenuatus* S o w., *H. (Anisoceras) armatus* S o w., *Scaphites meriani* P i c t. et C a m p., *Puzosia communis* S p a t h, *P. cf. planulata* S o w., *Hysteroceas cf. orbigny* S p a t h, *H. binum* S o w., *H. serpentinum* S p a t h и *Pervinquieria inflata* S o w.

Для глинистой свиты среднего и верхнего альба Северного Кавказа характерны также: *Neohibolites minimus* L i s t., *N. pinguis* S t o l l., *N. stylioides* R e n n g., *N. spiniformis* К р у м h., *Barbatia narzanensis* R e n n g., *Aucellina parva* S t o l i c z k a, *Inoceramus concentricus* P a r k., *In. concentricus* P a r k. var. *subsulcata* W i l t s h., *In. sulcatus* P a r k., *In. salomoni* d' O r b., *Pecten (Chlamys) vracconensis* P i c t. et C a m p. и *P. (Variamusium) ninae* К а р.

На юго-восточном продолжении геоантиклинали Главного хребта в Южном Дагестане и на плато Шах-Дага альбские отложения представлены неполно. Здесь сохранились только остатки верхнеальбских отложений с *Pervinquieria inflata* S o w., *Neohibolites stylioides* R e n n g., *Aucellina gryphaeoides* S o w. и др. На северо-западном продолжении той же Главной геоантиклинали, в Лабинской геоантиклинальной области альбские отложения трансгрессивно перекрывают верхнюю юру, но представлены всеми тремя отделами, хотя и при сокращенной мощности.

В предгорьях Северо-Западного Кавказа выступают осадки переходной зоны между геоантиклиналью и флишевой депрессией. Альбские отложения здесь были в значительной части размыты перед верхнемеловой трансгрессией. Сохранившиеся участки, судя по фауне, принадлежат разным горизонтам альба в тех же фациях, что и в других частях Северного Кавказа.

Во флишевой зоне южного склона Большого Кавказа аналоги альбского яруса выделяются условно. В районе Военно-Грузинской дороги сюда отнесена верхняя часть (500 м) глинисто-сланцевой свиты Дгнали без фауны и 150 м пестроцветных аргиллитов (свиты Павлури и Нафтис-Хеви) с *Aucellina gryphaeoides* S o w.

В юго-восточной части Большого Кавказа к альбскому ярусу относят несколько довольно мощных свит, отличающихся по литологическим признакам. По находимым белемнитам и другим скудным остаткам фауны отличаются два комплекса: нижний, в котором наряду с переходящими из алта *Neohibolites strombecki* M ü l l. и *N. strombeckiformis* S t o l l. появляются альбские *N. minor* S t o l l. и *N. minimus* L i s t., и верхний, где встречаются только *Neohibolites stylioides* R e n n g., *N. subtilis* K r y m h. и *Parahibolites pseudodivalia* S i n z.— формы, обычные в среднем и верхнем альбе Кавказа. Условно нижний комплекс считается объединяющим нижний и средний отделы альба, а верхний — эквивалентным только верхнему отделу альба.

В пределах Грузии мы снова встречаем фации альба, прекрасно охарактеризованные аммонитами. Здесь, вероятно, удастся при дальнейшем изучении выделить еще больше аммонитовых зон, чем на Северном Кавказе, но в настоящее время мы можем обосновать выделение только двух горизонтов в нижнем альбе и подтвердить существование среднего и верхнего альба.

Нижний горизонт нижнего альба соответствует нолановой (или клансейской) зоне и характеризуется *Hypacanthoplites nolani* S e u n., *Acanthoplites* cf. *bergeroni* S e u n. и *Chelonicerias bigoureti* S e u n., а также кавказскими формами: *Hypacanthoplites nolani* S e u n. var. *subrectangulata* S i n z., *Hyp. anthulai* K a s a n., *H. stephanoides* K a s a n., *Acanthoplites rectangularis* K a s a n., *Ac. abichi* A n t h., *A. cf. uhligi* A n t h.

Верхний горизонт нижнего альба объединяет зоны с *Hypacanthoplites jacobi* S o l l. и *Leymeriella tardefurcata* L e y m. и характеризуется еще наличием *Leymeriella tardefurcata* L e y m. var. *intermedia* S p a t h et var. *jacobi* E r.

Средний альб выделяется по наличию таких руководящих видов, как *Kossmatella rencurelensis* J a c., *Beudanticeras beudanti* B r o n g n., *Uhligella walleranti* J a c. и *Douvilleicerias mammillatum* S c h l o t h., а также по появлению видов, отсутствующих в Европе и на Кавказе в нижнем альбе, но обычно распространенных в среднем и верхнем альбе: *Torneutoceras virgulatum* B r o n g n., *Puzosia majori* d' O r b., *Latidorsella latidorsata* M i c h l., *Neohibolites minimus* d' O r b., *Neohibolites stylioides* R e n n g., *Aucellina gryphaeoides* S o w., *Inoceramus concentricus* P a r k., *Actinoceramus sulcatus* P a r k., *Ac. subsulcatus* W i l t s h., *Pecten (Variamussium) ninae* K a r.

Наконец, в верхнем альбе Грузии найден ряд видов, считающихся руководящими формами для разных его зон: *Hamites venetianus* S o w., *Turrilites bergeri* B r o n g n., *Anisoceras armatum* S o w., *Puzosia cf. planulata* S o w., *Brancoeras verrucosum* S o w., *Pervinquieria inflata* S o w., *P. inflata* S o w. var. *spinosa* P e r v. et var. *aequatorialis* K o s s m., *P. cf. bouchardi* d' O r b., *Stoliczkaia dispar* d' O r b., *Neohibolites ultimus* d' O r b., *N. spiniformis* K r y m h., *Aucellina parva* S t o l i c z k a. Менее ясно стратиграфическое положение упоминаемых в верхней части альбских отложений Грузии *Hoplites deluci* B r o n g n., *Anhoplites splendens* (S o w.) d' O r b. и *Euhoplites lautus* d' O r b.

Для всего Кавказа в целом можно отметить, что богатая и разнообразная фауна нижнего альба, при общем ее средневропейском характере, отличается, как и для верхнего апта, большим развитием представителей рода *Acanthoplites*. Повидимому, Кавказ и Закаспийская область были центрами зарождения многих новых видов, которые отсюда только частично перекечевывали на Запад. Средний и верхний альб в этом отношении имеют меньше своеобразных черт. Многие виды пользуются всеветным распространением, например, *Pervinquieria inflata* S o w., *Stoliczkaia dispar* d' O r b. и др. Вместе с тем на Кавказе совершенно отсутствуют такие обычные в Поволжье и Закаспии роды, как *Sonneratia*, *Archthoplites*, *Cleonicerias* и пр.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Богословский Н. А. Рязанский горизонт. «Матер. для геол. Рос.», 1896, т. 18.
- Богословский Н. А. Материалы для изучения нижнемеловой аммонитовой фауны Центральной и Северной России. «Тр. Геол. ком.», нов. сер., 1902, вып. 2.
- Вассоевич Н. Б. (1). Новые данные по стратиграфии верхней юры и неокома Северо-Восточного Азербайджана. «Докл. АН СССР», 1938, т. 21, № 3, с. 135—140.
- Вассоевич Н. Б. (2). О присутствии альбских отложений в Северо-Восточном Азербайджане. «Докл. АН СССР», нов. сер., 1938, т. 11, № 8.
- Вассоевич Н. Б. (3). О присутствии неокомских и юрских отложений в Лагичских горах Азербайджана «Докл. АН СССР», 1938, т. 22, № 8.
- Григорьева О. К. О возрасте некоторых известняковых свит верхнего мезозоя в Майкопском районе. «Геол. на фронте индустр.», Ростов н/Д, 1935, № 1—3, с. 36—39, 1 рис.
- Григорьева О. К. Фауна аммонитов нижнего валаджина из бассейна р. Белой на северном склоне Кавказа (Майкопский район). «Материалы по геол. и полезн. ископ. Азово-Черном. геол., треста», Ростов н/Д, 1938, сб. 1, с. 83—122, 7 табл., 13 рис.
- Гроссгейм В. А. (1). Дибрарские утесы Юго-Восточного Кавказа. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1948, № 2, с. 105—120, 11 рис.
- Гроссгейм В. А. (2). К палеогеографии Юго-Восточного Кавказа в верхнеальбскую эпоху. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1948, т. 23, вып. 2, с. 23—39, 10 рис.
- Джанелидзе А. И. *Colchidites*, un genre nouveau d'ammonites crétacées. [*Colchidites* — новый род меловых аммонитов], «Бюлл. Тифлисск. ун-та», 1926, т. 6, с. 253—266, 1 табл., 2 рис.
- Джанелидзе А. И. Геологические наблюдения в Окрибе и в смежных частях Рачи и Лечхума. Груз. филиал АН СССР, Тбилиси, 1940, с. I—VII + 1—408, 86 рис., 2 табл.
- Дробышев Д. В. Предварительный отчет о геологических работах 1925—1927 гг. по Дагестанскому пересечению Кавказского хребта. «Изв. Геол. ком.», 1929, т. 48, № 7, с. 931—962, 2 табл.
- Дробышев Д. В. К вопросу о генезисе месторождений серы горного Дагестана. Материалы по общей и прикл. геол. Геол. ком., 1930, вып. 152, с. 1—44, 2 табл., 2 рис.
- Дробышев Д. В. (1). Притоки Сулака. Материалы по исследованию рек Северного Дагестана. «Тр. Гл. геол.-разв. упр.», 1931, вып. 77, с. 1—54, 10 табл.
- Дробышев Д. В. (2). Хребет Лес в Даргинском округе Дагестана. «Тр. Гл. геол.-разв. упр.», 1931, вып. 86, с. 1—43, 2 табл., 6 рис.
- Казанский П. А. Описание коллекции головоногих из меловых отложений Дагестана. «Изв. Томск. технолог. ин-та», 1913, т. 32.
- Каракаш Н. И. Меловые отложения северного склона Главного Кавказского хребта и их фауна. СПб., 1897, с. 1—205, 8 табл., 8 рис.
- Лупов Н. П. О возрасте «верхних сидеритовых глин» бассейна р. Кубани (Сев. Кавказ). «Докл. АН СССР», 1937, т. 16, № 2, с. 117—120.
- Лупов Н. П. Материалы к фауне и стратиграфии нижнего мела Северо-Западного Кавказа. «Тр. Нефт. геол.-разв. ин-та», сер. А, 1939, вып. 128, с. 1—44, 8 табл., 6 рис.
- Лупов Н. П. О фауне аммонитов из пограничных горизонтов юры и мела в Юго-Восточном Кавказе. «Докл. АН СССР», 1941, т. 32, № 4.

- З у н о в П. П. Некоторые вопросы стратиграфической корреляции нижнемеловых отложений Северо-Западного Кавказа. «Материалы ВСЕГЕИ», палеонтология и стратиграфия, 1948, сб. 5, с. 65—86, 2 рис.
- М и ш у н и н а З. А. К стратиграфии меловых отложений Северного Кабристана. «Тр. Нефт. геол.-разв. ин-та», сер. Б, 1932, вып. 14, с. 1—11, 1 табл.
- М и ш у н и н а З. А. Геологические исследования в Северо-Западном Кабристане. «Тр. Нефт. геол.-разв. ин-та», сер. Б, 1934, вып. 49, с. 1—16.
- М и ш у н и н а З. А. Белемниты мелового флиша Юго-Восточного Кавказа. «Тр. Нефт. геол.-разв. ин-та», сер. А, 1935, вып. 74, с. 1—37, 3 табл.
- М и ш у н и н а З. А. Очерк стратиграфии мезозойских отложений района Халташ-Длагич (Юго-Восточный Кавказ). «Тр. Нефт. геол.-разв. ин-та», сер. А, 1939, вып. 127.
- М о н с е е в А. С. О стратиграфии и брахиоподах нижнего мела Гагринского района (Абхазия). «Уч. зап. Ленингр. гос. ун-та», сер. геол.-почв. наук, 1939, № 34, вып. 7, с. 186—208, 2 рис., 2 табл.
- М о р д в и л к о Т. А. Целепидолы из отложений аптекского и альбского ярусов на Северном Кавказе. «Тр. Всес. геол.-разв. объедин.», 1932, вып. 140, с. 1—86, 6 табл.
- М о р д в и л к о Т. А. (1). Геология окрестностей Гагр. XVII сессия Международного геологического конгресса, СССР, 1937. Экскурсия по Кавказу. Черноморское побережье. 1937, с. 15—25, 2 рис.
- М о р д в и л к о Т. А. (2). Разрез нижнего мела в окрестностях г. Кисловодска. XVII сессия Международного геологического конгресса, СССР, 1937. Экскурсия по Кавказу, Ростов — Тбилиси. 1937, с. 50—58, 2 рис.
- М о р д в и л к о Т. А. К стратиграфии нижнемеловых отложений в Кисловодском районе на Северном Кавказе. «Зап. Всерос. мин. об-ва», сер. II, ч. 68, 1939, № 1, с. 112—135, 2 рис.
- Н и к и т и н С. Н. Следы мелового периода в Центральной России. «Тр. Геол. ком.», 1888, т. 5, № 2.
- Н и к и т и ч Н. И. Представители рода *Douvilleiceras* из аптекских отложений на северном склоне Кавказа. «Тр. Геол. ком.», нов. сер., 1915, вып. 121, с. 4—53, 6 табл., 6 рис.
- Н а в л о в А. Le Crétacé inférieur de la Russie et sa faune. [Нижний мел России и его фауна]. «Nouv. mém. Soc. Nat. Moscou», 1901, t. XVI, livre 3.
- Н а в л о в А. и Гэмплю Г. Argiles de Speeton et leur équivalents. [Глины Спиктона и их эквиваленты]. «Bull. Soc. Nat. Moscou», n. s., 1891, t. V.
- П ч е л и ц е в В. Ф. *Leviathania gerassimovi* gen. nov., sp. n. из верхнепалеозойских отложений Кавказа. «Изв. Геол. ком.», 1926, т. 45, № 9, с. 1000—1003, 1 табл.
- П ч е л и ц е в В. Ф. (1). Брюхоногие меловых отложений Кубанской области. «Изв. Геол. ком.», 1927, т. 46, № 10, с. 1175—1193, 1 табл.
- П ч е л и ц е в В. Ф. (2). Фауна юры и нижнего мела Крыма и Кавказа. «Тр. Геол. ком.», нов. сер., 1927, вып. 172, с. I—XVI+1—320, 9 табл.
- П ч е л и ц е в В. Ф. Некоторые данные о фауне мезозоя Западной Грузии. «Тр. Всес. геол.-разв. объедин.», 1934, вып. 252, с. 1—69, 6 табл.
- Р е н г а р т е н В. П. О фауне меловых и титонских отложений Юго-Восточного Дагестана. «Изв. Геол. ком.», 1909, т. 28, № 9, с. 637—690, 2 табл.
- Р е н г а р т е н В. П. Краткий геологический очерк местности вдоль северной части проектируемой Перевальной железной дороги. Геол. исслед. в области Перев. ж. д. через Главный Кавказский хребет. Изд. Упр. по сооруж. ж. д., СПб., 1914, 10 с., 4 табл.
- Р е н г а р т е н В. П. О кавказских *Peregrinella*. «Изв. Геол. ком.», 1923, т. 42, № 5—9, с. 119—127, 2 табл.
- Р е н г а р т е н В. П. Фауна меловых отложений Ассинско-Камбилеевского района на Кавказе. «Тр. Геол. ком.», нов. сер., 1926, вып. 147, с. 1—132, 9 табл.
- Р е н г а р т е н В. П. (1). Геологические наблюдения в Кайтаго-Табасаранском и Даргинском округах в Дагестане. «Материалы по общ. и прикл. геол.», Геол. ком., 1927, вып. 66, с. 1—54, 1 табл.
- Р е н г а р т е н В. П. (2). Геологический очерк окрестностей Мацестинских и Агурских минеральных источников. «Материалы по общ. и прикл. геол.», Геол. ком., 1927, вып. 58, с. 1—108, 3 табл.
- Р е н г а р т е н В. П. Геологические исследования в Тагаурской Осетии на Северном Кавказе. «Тр. Нефт. геол.-разв. ин-та», сер. А, 1933, вып. 25, с. 1—52, 3 табл., 1 рис.
- Р е н г а р т е н В. П. Общий очерк тектоники Кавказа. «Тр. XVII сессии Междунар. геол. конгресса», т. 2, 1936.

- Рейгартен В. П. Реферат работы: Мюллер С. В. и Скеник Г. Г. Стандарт меловой системы. Сб. рефератов Гл. упр. геол. фондов, 1946, вып. 1.
- Рейгартен В. П. Нижний мел. «Геология СССР», т. IX, Северный Кавказ, ч. 1, 1947, с. 109—205.
- Рухадзе П. М. Notices sur les Bélémites et les Nautilus de l'Aptien de Kouthais [Заметки о белемиттах и наутилусах из апта Кутаиса]. «Бюлл. Гос. музея Грузии», Тифлис, 1930, т. 16.
- Рухадзе П. М. Les Ammonites aptiennes de la Géorgie Occidentale [Аптекие аммониты Западной Грузии], «Бюлл. Геол. ин-та Грузии», Тифлис, 1933, т. 3, кн. 3.
- Рухадзе П. М. Аптекие аммониты Северного Кавказа. «Бюлл. Геол. ин-та Грузии», 1937—1938, т. 4, вып. 2, с. 113—209, 4 табл., 34 рис. [то же: «Бюлл. Гос. музея Грузии», т. 9 (A), вып. 1].
- Синцов И. Ф. О некоторых развернутых формах аммонитид из верхнего неокома России. «Матер. для геол. Рос.», 1905, т. 22, с. 292—332, 8 табл., 4 рис.
- Синцов И. Ф. Die Beschreibung einiger Douvilleicerias-Arten aus dem oberen Neocom Russlands. [Описание некоторых видов дувиллецерасов из верхнего неокома России]. «Зап. Русск. мин. об-ва», 1906, ч. 44, вып. 1, с. 157—197, 4 табл., 5 рис.
- Синцов И. Ф. Untersuchung einiger Ammonitiden aus dem unteren Gault Mangyshlaks und des Kaukasus. [Исследование некоторых аммонитид из нижнего голыта Мангышлака и Кавказа]. «Зап. Рус. мин. об-ва», 1908, ч. 45, вып. 2, с. 455—519, 8 табл., 7 рис.
- Синцов И. Ф. Beiträge zur Kenntniss des südrossischen Aptien und Albien. [Материалы к познанию южнорусского апта и альба]. «Зап. Русск. мин. об-ва», 1910, ч. 47, вып. 1, с. 1—48, 4 табл.
- Синцов И. Ф. Beiträge zur Kenntniss der unteren Kreideablagerungen des Nord-Kaukasus. [Материалы к познанию нижнемеловых отложений Северного Кавказа]. «Гр. Геол. музея Акад. Наук», СПб., 1913, т. 7, вып. 3, с. 93—117, 3 табл.
- Хани В. Е. Опыт сопоставления меловых отложений южного склона Большого Кавказа. Изд. Треста «Азнефтеразведка», Баку — Москва, 1937, 48 с., 2 рис., 2 табл.
- Хани В. Е. Разрез и фации мезозой Юго-Восточного Кавказа по данным новейших исследований. «Гр. Ин-та геологии Акад. Наук Аз. ССР», 1947, т. 13, с. 85—124, 19 рис.
- Эрнстави М. С. (1). О границе апта и альба в Западной Грузии. «Сообщ. Акад. Наук Груз. ССР», 1945, т. 6, № 1, с. 31—36.
- Эрнстави М. С. (2). О подразделении апта Западной Грузии. «Сообщ. Акад. Наук Груз. ССР», 1945, т. 6, № 5, с. 347—353, 1 табл.
- Эрнстави М. С. Стратиграфия средней части меловых отложений окрестностей Кутаиси. «Гр. Тбилиск. гос. ун-та», 1946, т. 28, с. 179—219, 8 рис.
- Эрнстави М. С. (1). Грузинская глыба и смежные области в нижнемеловое время. Автореферат диссертации. Тбилисский гос. ун-т и Ин-т геол. и минерал. Акад. Наук Груз. ССР, 1948, с. 1—28, 5 рис.
- Эрнстави М. С. (2). Среднемеловые ауцеллиты Грузии. «Гр. Ин-та геол. и мин. Акад. Наук Груз. ССР», 1948, т. 4 (9), вып. 1—2, с. 101—113, 10 рис.
- Antfuila D. Ueber die Kreidefossilien des Kaukasus. «Beitr. zur Pal. u. Geol. Oester.-Ung. u. d. Orients», 1899, Bd. 12, Heft 2—3, S. 55—159, 14 Taf.
- Frebold H. u. Stolley E. Das Festungsprofil auf Spitzbergen. III. Stratigraphie und Fauna des Jura und der Unterkreide. «Skrift. om Svalbard og Ishavet», Oslo, 1937, № 68.
- Koenen A. Die Ammonitiden des norddeutschen Neocoms. «Abh. Preuss. geol. Landesanst.», 1902, N. F., Heft 24.
- Koenen A. Bemerkungen zur Gliederung der unteren Kreide. «Cbl. Min., Geol. u. Pal.», 1908, S. 289—293.
- Muller S. W. and Schenck H. G. Standard of Cretaceous system. «Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.», 1943, vol. 27, № 3, p. 262—278, 7 figs.
- Spath L. F. A monograph of the Ammonoidea of the Gault. «Palacontograph. Soc.», 1921—1928, vol. 75 a. 82.
- Spath L. F. On the Ammonite horizons of the Gault and contiguous deposits. «Mem. Geol. Surv.», Summary of progress for 1922, Append. II, p. 139—1949.
- Spath L. F. On the Ammonites of the Speeton Clay and the subdivisions of the Neocomian. «Geol. Mag.», 1924, vol. 61.
- Spath L. F. On some Ammonoidea from the Lower Greensand. «Ann. a. Mag. Nat. Hist.», London, 1930, ser. 10, vol. 5, № 29, p. 417—464, 4 pls, 1 textfig.

В. Н. СОВОЛЕВСКАЯ

## ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И СТРУКТУРА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ В ВЕРХНЕМЕЛОВУЮ ЭПОХУ

### ВВЕДЕНИЕ

Настоящая статья — результат нескольких лет работы автора, в течение которых был проведен ряд полевых (в Поволжье, Донбассе, Крыму и на Кавказе) и камеральных исследований по заданию и под руководством академика А. Д. Архангельского; кроме того, обобщен обширный литературный материал по верхнему мелу Русской платформы.

Работа была начата в 1937 г. в Институте геологических наук Академии Наук СССР в связи с поставленной А. Д. Архангельским темой: «Сравнительно-литологическое изучение отложений верхнего мела на платформах и в геосинклиналях». К этому времени относятся и начало составления прилагаемых палеогеографических карт.

В начале 1939 г. работа была прервана и только в конце 1944 г. исследование фациальных изменений и палеогеографии верхнемеловых отложений платформы было возобновлено в отделе тектоники Института геологических наук АН СССР под руководством Н. С. Шатского в связи с изучением платформенных формаций. Работа приобрела характер выяснения зависимости между распределением фаций и мощностей отложений меловой формации и основными структурными элементами платформы.

Под «меловой формацией» здесь подразумеваются не только отложения собственно белого песчого мела, но также и вся совокупность его фациальных изменений в горизонтальном и вертикальном направлениях.

Основная задача этой работы заключалась в составлении палеогеографических и фациальных карт по всем основным горизонтам верхнего отдела меловой системы: сеноману, турону, коньяку, сантону, кампану, иппиксему и верхнему маастрихту (зона *Belemnitella lanceolata* Schlot h. и зона *B. americana* Mort.) и датскому ярусу Русской платформы. В результате сделаны некоторые выводы о развитии структуры платформы в течение верхнемеловой эпохи.

Карты составлены в масштабе 1 : 5 000 000 (с последующим уменьшением) для центральной и южной частей Русской платформы, где широко развиты отложения верхнего мела: в одном случае — для сантонского времени — карта охватывает также часть северной окраины платформы.

Таким образом, изучаемая территория с востока ограничивается уральской складчатой областью, с юга — альпийским складчатым поясом Кавказа, Крыма и Карпат, с запада, чисто условно, — меридианом Люблина, не совпадающим с предполагаемой границей платформы (от Подольского



выступа на Ютландию), ввиду недостаточности имевшегося в нашем распоряжении фактического материала для Германской впадины. Северная граница определяется границей распространения верхнемеловых отложений.

Для сокращения объема текста фактический материал с соответствующими ссылками на использованные источники прилагается в виде списков мест наблюдения для каждой палеогеографической карты. Порядковая нумерация в списке соответствует нумерации мест наблюдения на карте и цифрам, поставленным в тексте после названий географических пунктов.

## ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ВЕРХНЕГО МЕЛА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Исторический обзор большого числа исследований, посвященных региональной геологии, стратиграфии и литологии верхнемеловых отложений Русской платформы, которыми пришлось воспользоваться при составлении прилагаемых палеогеографических и структурных карт, мог бы по своему объему составить самостоятельную обширную работу. Несомненно, что степень достоверности палеогеографических реконструкций стоит в прямой зависимости от состояния изученности стратиграфии и литологии данных отложений, но объем настоящей работы позволяет нам лишь кратко остановиться на истории изучения стратиграфии, литологии и палеогеографии интересующей нас территории.

Первые сведения о наличии верхнемеловых отложений на территории Европейской России встречаются в конце XVIII в. в работах Лепехина, Палласа, Гмелина и др. На основании этих материалов в 1822 г. была впервые опубликована геологическая карта России, давшая первые представления о распространении меловых отложений.

С 1822 по 1880 г. появляются работы П. Языкова, Мурчисона, Е. Эйхвальда, Н. Барбот де Марни и И. Ф. Синцова, позволившие уточнить распространение верхнемеловых отложений и впервые расчленить их на три свиты (песчаную, мергельно-опокую и меловую) по литологическим признакам.

Вслед за тем начинается период работ А. П. Павлова (1900, 1903), С. Н. Никитина (1890) и др., изучавших верхнемеловой разрез главным образом волжского правобережья и выделивших ряд горизонтов уже на основании палеонтологических данных.

Наконец, в 1912 г. А. Д. Архангельский, в результате изучения фауны и литологии того же поволжского разреза, разработал стратиграфическую схему верхнего мела (см. табл. 1), являющуюся руководящей для всей Русской платформы и положенную в основу дальнейшего изучения стратиграфии этих отложений в различных районах СССР. На основе этой схемы Н. С. Шатский (1924) дал описание верхнемелового разреза северной окраины Донбасса (см. табл. 1). Этот разрез является эталоном для всей территории Днепровско-Донецкой впадины.

Для западной окраины платформы (Галиция, Волынь) нами принимается стратиграфическая схема Повака и Рогалья (Kogala, 1916), разработанная по образцу германско-скандинавского расчленения Штолля (Stolley, 1897), которая также приводится в табл. 1. Эта схема не совпадает со схемой, разработанной А. Д. Архангельским для восточной части Русской платформы. Выделенный им горизонт с *Belemnitella mucronata* Schlotz. охватывает

не только нижнемелкратовые слои, но и часть квадратного мела западно-европейского расчленения. Такое сопоставление подтверждается и более поздними исследованиями.

Необходимо отметить большое значение работ С. А. Доброва (1929), изучавшего стратиграфию верхнемеловых отложений средней части Русской платформы и установившего коньякский возраст песчано-глауконитовых отложений и опок в пределах московского мелового поля; им изучены также разрезы Брянско-Орловского района, бассейна р. Хопер и т. д.

Для восточной окраины платформы основным материалом послужили многолетние работы А. Л. Яншина, сводку которых, с учетом других исследований по этой территории, мы и используем в настоящей работе.

Таким образом, приступая к построению палеогеографических карт, мы располагаем в настоящее время обширным материалом в области познания геологии и стратиграфии верхнемеловых отложений платформы. Но следует оговориться, что основная масса фактического материала относится к тем территориям, где эти отложения выходят на поверхность или опускаются на незначительную глубину. Хуже обстоит дело с центральными частями впадин, где чрезвычайно ценные сведения, полученные при глубоком бурении и микропалеонтологическом изучении, ввиду своей малочисленности не могут в достаточной степени осветить строение этих элементов структуры платформы. Это обстоятельство вызывает необходимость экстраполяции имеющихся данных иногда на большие площади.

Расчленение верхнемеловых отложений наиболее глубоких частей впадин, вскрытых буровыми скважинами и представляющих собой большей частью литологически очень однообразные мергельно-меловые породы, проводится на основании микропалеонтологических данных. Такое расчленение разреза нижнего течения Эмбы дано в 1944 г. Мятлюком и Василенко при консультации А. В. Фурсенко, а для центральной части Днепровско-Донецкой впадины — Б. М. Келлером (1935—1936).

Появление первых палеогеографических карт для больших территорий, которым предшествовали карты палеоботанические, палеоклиматологические и палеозоологические, относится приблизительно к середине прошлого столетия, когда геология различных районов была еще очень слабо изучена.

Основной задачей палеогеографических реконструкций того времени было восстановление географии минувших геологических периодов, т. е. выяснение распространения морей и суши в различные моменты геологического прошлого.

Таковыми работами, затрагивавшими и верхний мел Русской платформы, были работы А. П. Павлова, М. Неймайра, Э. Ога и др. Но основным исследованием, впервые осветившим палеогеографию различных геологических периодов для Европейской части России, была работа А. П. Карпинского (1887), давшего первые палеогеографические схемы для всех систем Русской платформы.

Рисуя простирание бассейнов для различных геологических периодов то широтным, то меридиональным, А. П. Карпинский приходит к выводу, что мы имеем здесь два направления последовательного понижения земной коры, которые почти согласуются с направлением окраинных горных краев Уральского и Кавказского, и что кражеобразовательные и вообще дислокационные процессы имеют ближайшее отношение к распределению вод на платформе, иногда являясь главной его причиной (1894).

## Сопоставление стратиграфических схем верхне

Общепринятая для Русской платформы стратиграфическая схема (по А. Д. Архангельскому)		Ульяновское Поволжье (по Е. Е. Милановскому)	Подмосковный район (по С. А. Доброву)	Донецкий бассейн, северная окраина (по И. С. Шатскому)
Верхний сенон	Датский ярус	<i>Belemnitella americana</i> Mort.	Перерыв между лянцелятовой зоной и палеогеном	Отсутствует
	Маастрихт	<i>Belemnitella americana</i> Mort.		Отсутствует
		<i>Belemnitella lanceolata</i> Schloth.	<i>B. lanceolata</i> Schloth.	<i>B. lanceolata</i> Schloth.
			<i>B. langei</i> Schat.	Отсутствует
Кампан	<i>Belemnitella mucronata</i> Schloth. <i>Actinocamax mammillatus</i> Nils.	<i>B. mucronata</i> Schloth. сверху <i>Belemnitella</i> nov. sp.	<i>B. mucronata</i> Schloth. и редко <i>In. balticus</i> Böhm.	
		<i>B. mucronata</i> Schloth. <i>A. mammillatus</i> Nils.	<i>In. balticus</i> Boehm <i>B. mucronata</i> Schloth. <i>B. mucronata</i> Schloth.	
Нижний сенон	Сантон	<i>Pteria tenuicostata</i> Roem. <i>Inoceramus lobatus</i>	Наличие сантонских отложений не доказано	Пемые мергели
		<i>In. cardisoides</i> Schloth. <i>Belemnitella praecursor</i> Stol., <i>Actinocamax verus</i> var. <i>fragilis</i> Arkh.		<i>B. praecursor</i> Stol.

Таблица 1

## меловых отложений Русской платформы

Белгород-Кочетовский район (по В. П. Крестовицкому)	Галлция — Волянь (по Новаку и Роголю)	Германско-скандинавское расчленение (по Штоллею)		
Перерыв между палеогеном и мукронатовым горизонтом	По Зуйковскому — имеется в Люблинской впадине	Верхний мукронатовый мел	Мукронатовый мел	Верхний сенон
	Зона <i>B. micronata</i> mut. junior Now., <i>Hoplоссаphites consrictus</i> , <i>B. lanceolata</i> mut. junior			
	<i>B. lanceolata</i> Schloth., <i>Bostrychoceras polyplacum</i> Роemer и редко <i>B. micronata</i> Schloth.	Средний мукронатовый мел		
<i>B. supramicronata</i> Den. et Krest.	<i>B. micronata</i> mut. senior Now. <i>In. balticus</i> Boehm, <i>Ostrea vesicularis</i> Lam.	Пижмный мукронатовый мел		
Мел с <i>B. micronata</i> Schloth.				
Глинистый мел с <i>B. micronata</i> Schloth.	<i>A. (Goniotheuthis) quadratus</i> (Bl.) губки, <i>In. cf. balticus</i> Boehm, <i>B. micronata</i> mut. senior Now.	Верхний квадратный мел	Квадратный мел	Нижний сенон
1. Мел с обломками губок 2. <i>B. micronata</i> Schloth. и <i>B. praecursor</i> Stol.		Нижний квадратный мел	мел	
<i>B.</i> типа <i>praecursor</i> Stol.	<i>A. granulato-quadratus</i> ( <i>Goniotheuthis</i> ) (Wegn.), <i>In. lobatus</i> (?), <i>A. granulatus</i> ( <i>Goniotheuthis</i> ) (Bl.), <i>A. verus</i> Mill.	Верхний гранулятовый мел	Гранулятовый мел	
		Средний гранулятовый мел	мел	
		Нижний гранулятовый мел		

Общепринятая для Русской платформы стратиграфическая схема (по А. Д. Архангельскому)		Ульяновское Поволжье (по Е. Е. Милашовскому)	Подмосковный район (по С. А. Доброву)	Донецкий бассейн, северная окраина (по Н. С. Шатскому)
Коньяк	<i>Inoceramus involutus</i> Sow. <i>In. russiensis</i> Nils.	<i>In. involutus</i> Sow. в бассейнах рек Суры и Барыша	Космополитные формы и формы общие с германским эппером	<i>In. involutus</i> Sow.
T <sub>2</sub> Турон T <sub>1</sub>	Немой мел	<i>In. Lamarcki</i> Park.	Проблематичный	<i>In. Lamarcki</i> Park.
	<i>Inoceramus brogniarti</i> Sow.	<i>In. labiatus</i> Schloth. (фосфоритный слой)		
Сеноман	<i>Exogyra conica</i> Sow. <i>Actinocamax primus</i> Arkh. <i>Schloenbachia varians</i> Sow. <i>Schl. coupei</i> Br.	Отсутствует	<i>Schloenbachia varians</i> Sow.	<i>Schl. varians</i> Sow.

Характерными для следующего этапа развития палеогеографии можно считать попытки палеогеографических реконструкций для более дробных стратиграфических горизонтов, а также введение в них элемента распределения фаций, что помогало решать вопросы о былых границах суши и моря. Изучение распределения фаций повлекло за собой изучение условий образования различных типов отложений. В результате появились классические работы А. Д. Архангельского, изучавшего физико-географические условия образования осадков верхнемелового периода на юго-востоке России. Им были составлены фациальные карты почти для всех ярусов верхнего мела, охватившие территорию правобережья Волги и частично Заволжье. На этих картах отчетливо показана смена фаций в области Поволжья, от более глубоководных на востоке к более мелководным на западе. На основании фациального анализа были сделаны палеогеографические выводы.

В период 1912—1934 гг. А. Д. Архангельским составлены палеогеографические схемы по ряду ярусов верхнего мела, охватывающие всю территорию Русской платформы; фациальных изменений на них не показано. Некоторые из этих схем были позднее переработаны Н. М. Стреховым (1938) и дополнены данными о распределении фаций.

По мере развития геологических наук, палеогеография привлекается для решения новых задач. Если первоначально решались главным образом вопросы географии, т. е. распределения суши и моря в различные моменты геологического прошлого, для выяснения которых изучалось изменение состава отложений и размещение фаций, то в дальнейшем все определеннее ставился вопрос о связи палеогеографии и фациальных изменений с тектоническим строением земной коры.

Таблица 1 (продолжение)

Белгород-Кочетовский район (по В. Н. Крестовникову)	Галлия — Вольн (по Повату и Рогало)	Германско-скандинавское расчленение (по Штоллею)		
	<i>Ptychodus rugosus</i> Dix., <i>In. involutus</i> Sow.		Копьяк	
	<i>In. cuvieri</i> Sow.	Верхний	Турон	
		Средний		
	<i>Scaphites aequalis</i> Sow. <i>Mantelliceras mantelli</i> (Sow.)	Верхний	Сеноман	
	<i>Schl. varians</i> Sow. <i>Baculites baculoides</i>	Средний		
	<i>Pecten asper</i> Lam. <i>Rucellina gryphaeoides</i> Sow.	Нижний		

Ярким представителем тектонического направления в палеогеографии был А. П. Карпинский. Как мы уже указывали, им составлены палеогеографические схемы для всех систем Русской платформы, в которых изменения в распределении суши и моря увязываются с тектоническими движениями обрамляющих платформу геосинклинальных областей. Вопрос размещения фаций в пределах основных структурных элементов платформы А. П. Карпинским не был затронут.

Вопросам соотношения изменений состава отложений с тектоникой посвящена работа Коссмата (Kossmat, 1936), который выделил области распространения различных формаций, характеризующих огромные участки земной коры, отличающиеся один от другого тектоническим развитием, т. е. области геосинклинальные, платформенные и краевых прогибов (по Коссмату, зоны развития «англо-французских и германских образований», «средиземноморских» и «флиша»). Внутриформационные фации он не рассматривал.

Кроме этих общих схем, в настоящее время имеется ряд детальных фациальных карт для отдельных участков изучаемой нами территории: Н. С. Шатского (1924) — для северной окраины Донецкого бассейна, Б. М. Келлера (1947) — для северо-западного окончания Кавказского хребта, Маковен и Атанасиу (Macovei et Atanasiu, 1931) — для Прикарпатской зоны и ряд других.

Следует особо остановиться на истории изучения отложений датского века Русской платформы.

На протяжении долгого времени считалось, что датские отложения отсутствуют в пределах Европейской равнины. Отдельные указания на наличие датских отложений, которые мы находим в работах начала

настоящего столетия (И. Ф. Спичков, В. В. Богачев и др.), при дальнейшей проверке оказывались ошибочными.

Тем не менее, за период с 1927 по 1936 г. наличие на платформе фаунистически охарактеризованных датских отложений было доказано находками Г. Н. Каменского (1928), Д. И. Иловайского (устное сообщение), Н. Т. Зонова (1932<sub>1,3</sub>) и главным образом П. Л. Безрукова (1936<sub>2</sub>). На основе этих данных П. Л. Безруковым составлена палеогеографическая карта, устанавливающая широкое распространение датского моря на Русской платформе. Одновременно автор стремится восстановить характер движений земной коры на границе мела и палеогена. На основании полученных результатов он относит датский ярус к палеоцену.

Так же, как и П. Л. Безруков, я пришла к заключению о справедливости отнесения датских отложений к палеоцену, поскольку они тесно генетически с ним связаны и знаменуют, повидимому, начало новой крупной трансгрессии, являясь первым звеном единого трансгрессивного цикла, тогда как между верхним сеноном и датскими отложениями почти повсеместно наблюдается резкое несогласие.

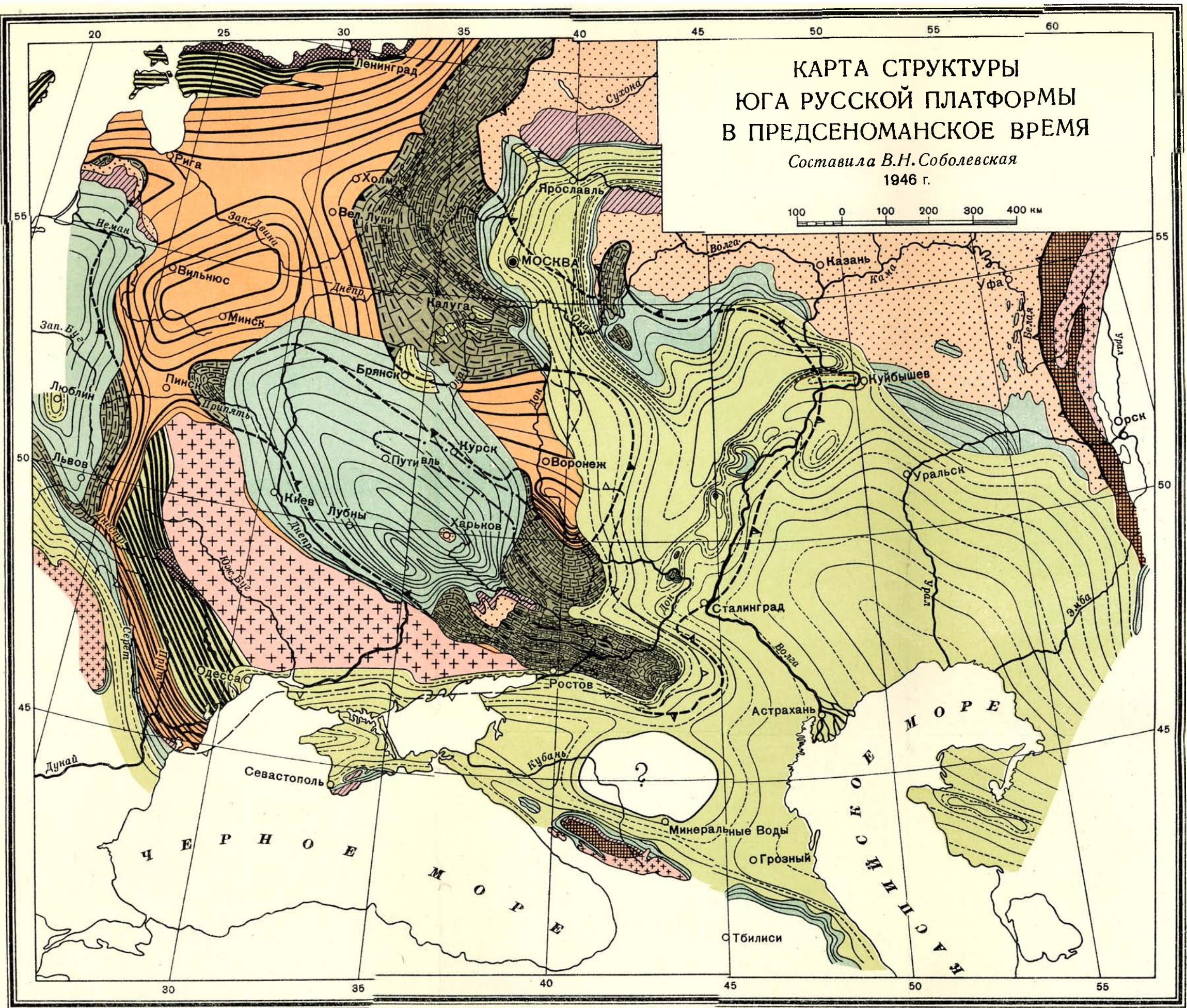
Иначе рассматривали этот вопрос исследователи западной окраины Русской платформы (Люблинского района), которые, как, например, Конгиель (Kongiel, 1935) и др., вслед за Лапшараном относили к меловой системе не только датские отложения, но и тесно связанные с ними отложения монтекого яруса палеоцена, практически не поддающиеся разграничению ввиду их однообразия (свита сивак). С этой точкой зрения трудно согласиться, ибо здесь упускается из виду наличие перерыва в основании датских отложений, а также то обстоятельство, что по фаунистической характеристике датские отложения стоят ближе к палеогену, чем к мелу, так как в них полностью исчезают аммониты, белемниты и иноцерамы, столь характерные для меловой системы. Тем не менее, так как вопрос о датских отложениях еще нельзя считать решенным, эти отложения не исключаются нами из настоящей работы, посвященной верхнему мелу.

В 1944 г. (когда графическая часть нашей работы была почти закончена) вышла работа В. В. Белоусова о фациях и мощностях осадочных толщ Европейской части СССР, в которой наряду с фациальными схемами для всех систем Русской платформы дается также пять схем для верхнемеловой эпохи. В этой интересной работе автор приходит к выводу о зависимости изменения фаций и мощностей от общего плана распределения субгеосинклиналей и субгеоантиклиналей на территории Европейской части СССР.

## ПРЕДВЕРХНЕМЕЛОВАЯ СТРУКТУРА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Прежде чем приступить к анализу фациальных изменений, мощностей, закономерности размещения фаций и к палеогеографическим реконструкциям для отложений верхнемеловой эпохи Русской платформы, интересно выяснить, что встретила верхнемеловая трансгрессия на этой территории в структурном отношении. С этой целью обратимся к рассмотрению прилагаемой предверхнемеловой палеогеологической карты (фиг. 1), на которой, кроме геологических контуров отложений древнее верхнего мела, выявляющих наличие основных структурных элементов, показаны в условных изометриях, не имеющих цифрового выражения, некоторые особенности их строения (простирание, смена крутых наделов пологими и т. д.). К этой карте прилагается схема структурных элементов (фиг. 2), для со-





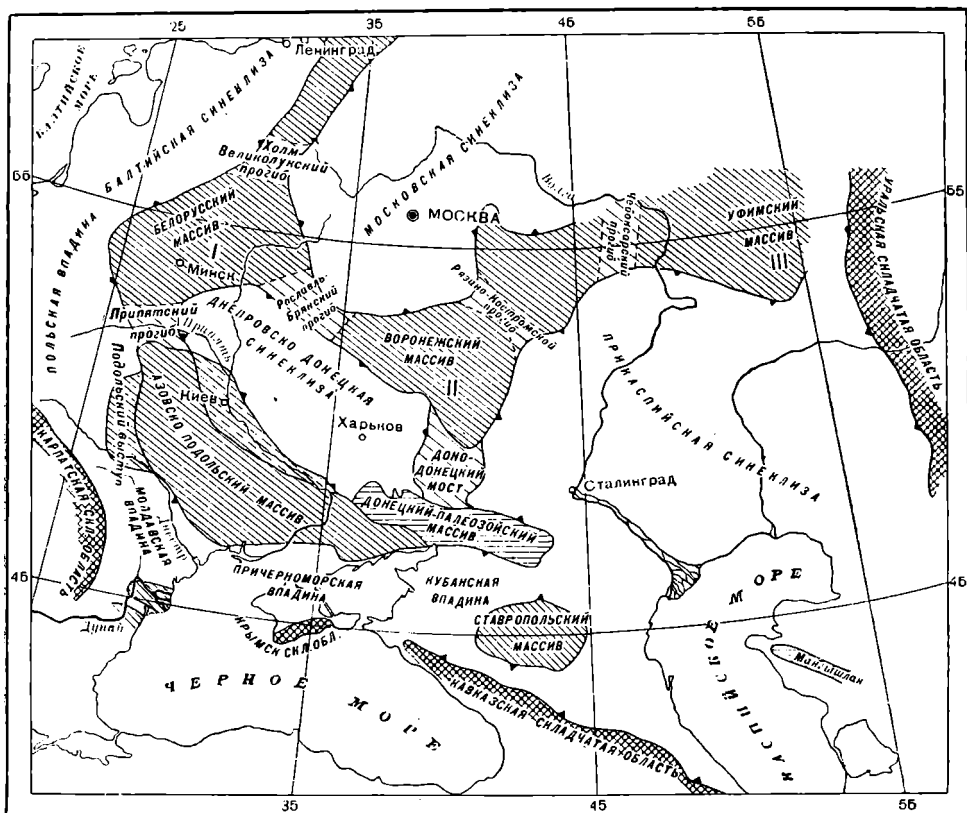
-  нижний отдел меловой системы
-  юра
-  триас
-  пермь
-  карбон
-  девон
-  силур
-  кембрий
-  палеозойские нерасчлененные отложения
-  докембрий платформы
-  докембрий складчатых областей
-  континентальные отложения
-  границы между системами
-  границы распространения и направление падения карбона
-  то же для пермских отложений
-  то же для юры
-  те же границы, перекрытые вышележащими отложениями
-  область залегания карбона на докембрии (отсутствует девон)

Фиг. 1



ставления которой были использованы геологические контуры, подчеркивающие наличие той или иной структуры на изучаемой территории.

Положение этих контуров, конечно, условно, в особенности в тех случаях, когда мы имеем дело с двумя сопряженными антиклинальным и синклинальным структурными элементами, строгое разграничение которых



Фиг. 2. Схема основных структурных элементов Русской платформы в верхнемеловое время.

I—II — Белорусско-Воронежская антеклиза; II—III — Волго-Уральская антеклиза.

вообще невозможно. В тех случаях, когда ограничения структур являются распространенные на платформе тектонические уступы, положение этих линий гораздо определеннее и часто совпадает с местами резкого изменения мощностей и фаций.

На этой карте вырисовывается ряд отрицательных и положительных структурных элементов платформы.

Первые, т. е. синеклизы, выполнены мощным комплексом палеозойских и мезозойских отложений. Наиболее молодые нижнемеловые отложения занимают центральную часть Московской синеклизы и распространяются также на всей площади Прикаспийской синеклизы, сливаясь с областью развития нижнего мела южной окраины платформы в пределах Причерноморской впадины и Предкавказья.

В расположенной на западе Прибалтийской синеклизе мезозойские отложения приурочены лишь к ее южной части, сливающейся с Польско-

Германской впадиной и краевой Галицийской впадиной (или Львовской мульдой). О былом, более широком распространении мезозойских отложений, проникавших в северную часть синеклизы, можно судить лишь на основании анализа фаций и мощностей.

Доверхнемеловой разрез Днепровско-Донецкой синеклизы заканчивается образованиями верхней юры; в нижнемеловую эпоху здесь устанавливается длительный континентальный режим.

Между перечисленными синеклизами располагаются основные положительные структурные элементы платформы — антеклизы. Определение этого термина принимается полностью по Н. С. Шатскому (1946), который считает, что «антеклизами» следует называть положительные гомологи синеклиз. Эти структуры теснейшим образом связаны друг с другом, и по существу синеклиза и связанная с ней антеклиза представляют одну полную волну: крылья синеклиз являются также крыльями соседних антеклиз. Как указывает Н. С. Шатский, в длительном развитии синеклиз в их осевых частях накапливаются наиболее мощные толщи, здесь развиты наиболее полные разрезы иногда с меньшим количеством перерывов; наоборот, в сводовых частях антеклиз, в результате длительного поднятия, мощности формаций часто уменьшены, здесь особенно часты перерывы, нередко отсутствуют целые серии и формации, развитые в соседних синеклизах.

Принимая такую трактовку, в дальнейшем будем называть антеклизами не отдельные массивы высоко поднятого кристаллического основания, а систему этих массивов, полностью или частично перекрытых чехлом осадочных пород и образующих антиклинальную зону между двумя синклинальными структурами. Таким образом, мы будем иметь Белорусско-Воронежскую антеклизу, опирающуюся на Белорусский и Воронежский кристаллические массивы и отделяющую Московскую синеклизу от Днепровско-Донецкой, затем Волго-Уральскую антеклизу, опирающуюся на Воронежский и Уфимский массивы и расположенную между Московской и Прикаспийской синеклизами, и т. д. (см. фиг. 2).

Строение антеклизы между Московской и Балтийской синеклизами, опирающейся с юга на Белорусский массив, пока еще недостаточно изучено. Возможно, она ограничивает с востока область распространения некоторых отложений, выполняющих Балтийскую синеклизу.

Кембро-силурийские отложения протягиваются, повидимому, за пределы Балтийской синеклизы, огибая с северо- и юго-запада Белорусский массив, на юго-западную окраину Азовско-Подольского массива, где под верхним мелом устанавливается присутствие кембрия, силура и девона (Sujkowsky, 1939).

Как видно на карте, антеклизы осложняются поперечными прогибами, расположенными между массивами. Эти прогибы зачастую характеризуются появлением более молодых, мезозойских образований, отсутствующих на всей остальной площади антеклизы. Так, между Белорусским и Воронежским массивами располагается Рославль-Брянский прогиб, в пределах которого под островками верхнемеловых отложений сохранились местами также отложения юры и нижнего мела. В области Рязано-Костромского прогиба под верхнемеловой толщей развиты значительной мощности отложения юры и нижнего мела. Несколько слабее в мезозое выражены Мокшинский и Чебоксарский прогибы, осложняющие Волго-Уральскую антеклизу.

Кроме перечисленных, следует отметить еще один чрезвычайно ясно выраженный на палеогеографической карте структурный элемент. Это

так называемый Доно-Донецкий мост (по терминологии Д. Н. Соболева), замыкающий с востока Днепровско-Донецкую впадину, сложенный известняками карбона (лежащими на докембрийском основании), моноклиinally и полого падающими от Воронежского массива на юг в сторону Донецкого бассейна и круто погружающимися на запад, в Днепровско-Донецкую синеклизу. В зоне этого крутого падения на запад появляются отложения юры и начинается быстрое нарастание мощности мезо-кайнозойских образований.

Западный борт Днепровско-Донецкой синеклизы осложняется Припятским прогибом, располагающимся между Азовско-Подольским и Белорусским массивами. В пределах этого прогиба непосредственно под верхнемеловым покровом залегают отложения проблематичного девона и частично карбона.

По юго-западному и южному краю платформы располагается цепь краевых или опоясывающих впадин, в пределах которых, видимо, развиты отложения нижнего мела. Эти впадины обрамляются с юга и юго-запада складчатыми сооружениями Карпат, Крыма и Кавказа.

Таково в общих чертах строение платформы к началу верхнемеловой эпохи.

### ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Современное распространение верхнемеловых отложений Русской платформы приурочено, как это нетрудно заметить на геологической карте, к основным отрицательным структурным элементам этой территории. Они развиты в пределах Прикаспийской, Московской, Днепровско-Донецкой и Балтийской синеклиз, а также в краевых впадинах южной и западной окраин платформы и в Предуралье.

Большие пространства, захваченные осадками верхнемелового времени, являются результатом трансгрессии, начавшейся в конце нижнемеловой эпохи. Эта так называемая альб-сеноманская трансгрессия является величайшей трансгрессией в геологической истории, которая проявилась не только на Русской платформе, но охватила также все материк земного шара. Громадные пространства в Азии, Африке, Америке, Австралии и Европе, представлявшие собой континенты, оказались затопленными морем. Южная, западная и центральная части Русской платформы были покрыты морем, оставившим здесь всю серию отложений верхнего мела — от сеноманского до датского времени включительно.

Не останавливаясь на описании всех использованных при составлении карт разрезов, что привело бы к повторению известных в литературе материалов, переходим к описанию палеогеографических карт и характеристике отложений всех горизонтов верхнего отдела меловой системы в нормальной стратиграфической последовательности.

Объем и детальность описаний отдельных карт неравноценны: с одной стороны, этого не допускает разнородный фактический материал, а с другой — излишне было бы повторять положения, общие для всех горизонтов и достаточно ясно вытекающие из палеогеографических карт.

#### Сеноман

Карта фациальных изменений и мощностей сеномана (фиг. 3) составлена для отложений, характеризующихся фауной двух зоогеографических провинций. Фауна северной провинции развита в северной и центральной

частях Русской платформы. Здесь, кроме почти повсеместно присутствующей *Schloenbachia varians* S o w., широко распространены *Exogyra conica* S o w., *Ostrea haliotidea* S o w., *Pecten asper* L a m., актинокамаксы и многие другие формы, образующие несколько обедненный комплекс по сравнению с западноевропейским.

В южной провинции, т. е. по южной и юго-западной окраине платформы главную роль играют широко развитые аммониты *Acanthoceras rhoto-maguense* В г. и др.; кроме того, присутствуют *Inoceramus crippsi* M a n t., *Turritiles bergeri* В г o n g. и ряд других форм, список которых мы здесь не приводим.

При составлении карты учитывалась вся констатируемая толща образованний сеномана, за исключением некоторых случаев; так, например, в Днепровско-Донецкой впадине песчаный мел — так называемая «сурка», венчающая толщу сеноманских отложений и представляющая собой постепенный переход к турону, — на карте не показана. Кроме того, не приняты во внимание известняки со *Scaphites aequalis* S o w. западной окраины Подольского выступа по следующим соображениям. Сеноман этой территории подразделяется, по западноевропейскому образцу, на три зоны: нижнюю с *Neohibolites ultimus* (d'O r b.), среднюю с *Schloenbachia varians* S o w. и верхнюю со *Scaphites aequalis* S o w. Последняя установлена лишь в одном пункте и не является вполне достоверной. Эта зона, так же как «сурка» Днепровско-Донецкой синеклизы, исключалась с целью по возможности приблизиться в изображении на карте к одному моменту времени для всей территории платформы, так как в огромном большинстве случаев мы сталкиваемся с отсутствием верхов сеномана. Основой фактический материал, которым мы располагаем, относится к окраинным частям бассейна, где отсутствует ряд горизонтов верхнего мела в связи с колебаниями береговой линии, регрессиями и размытиями. Так, в Урало-Эмбенском районе наблюдается срезание сеномана отложениями турона и сантона, в Поволжье сеноман перекрывается туроном также со следами перерыва.

В Подмосковном районе на размытой поверхности сеномана залегают отложения турон-сантонского возраста.

Таким образом, будет более правильным считать, что карта отражает не самый конец, а несколько более ранний момент сеноманского времени.

Вообще следует иметь в виду и при рассмотрении последующих карт, что определение единого момента геологической истории для такой обширной территории с абсолютной точностью невозможно, в особенности если принять во внимание, что детального расчленения в большинстве случаев нет, вследствие чего сопоставление отдельных толщ и зональная параллелизация в достаточной степени затруднительны.

Нижняя граница сеноманской толщи не всегда достаточно четкая и по существу не может быть точно установлена в тех случаях, когда отложения верхов альба и начала сеномана являются результатом единого трансгрессивного цикла. В таких случаях эта граница принимается до некоторой степени условно. Верхняя граница, как правило, сомнений не вызывает.

Переходя к характеристике литологии сеноманских отложений, можно сказать, что в основном они представлены довольно однообразной серией песчаных пород, среди которых трудно выделить различные фациальные типы. Лишь учитывая некоторые особенности состава отложений, удается выделить такие разновидности, которые характеризуют различную обстановку.

новку седиментации и, следовательно, дают возможность перейти к палеогеографической реконструкции. В настоящей работе выделяются следующие фациальные типы платформенных отложений сеномана.

1. Пески кварцевые, безглауконитовые (или содержащие глауконит в минимальных количествах), иногда слюдястые, железистые, местами косослоистые, гравийные, переходящие в грубый кластический материал.

2. Фосфоритовые отложения, представляющие собой глауконитовые, известковистые пески, содержащие фосфориты, часто образующие прослой, иногда сцементированные в сплошные фосфоритовые плиты. Последние могут разделяться прослойками глауконитового песка.

3. Пески глауконитовые, зеленые или зеленовато-серые, мелкозернистые, большей частью известковистые, иногда с рассеянными желваками фосфорита.

4. Глины и глины песчанистые.

5. Мергель и глины известковистые.

С юга и юго-запада область развития терригенных фаций обрамляется полосой верхнемелового флиша, не характерного для платформенных областей и поэтому в дальнейшем не рассматриваемого. На карте он фигурирует лишь как южное и юго-западное обрамление области распространения платформенных отложений.

Перейдем к описанию распределения фаций и мощностей сеномана, причем ссылки будут даны лишь на некоторые основные разрезы. При составлении прилагаемой карты принимались во внимание только фации крупного регионального масштаба, образование которых связано с основными структурными элементами платформы, а не локальные изменения литологического состава, обусловленные мелкими тектоническими или геоморфологическими особенностями.

Фациальные изменения и распределение фаций в пределах основных отрицательных структурных элементов платформы рисуются в следующем виде.

На территории Прикаспийской синеклизы отложения сеномана распространены почти всюду, начиная от восточного склона Воронежского массива на западе до западного склона Урала, Мугуджар и Чушкакульского кряжа на востоке. На севере они ограничиваются южным склоном Волго-Уральского свода, причем не имеют здесь сплошного распространения. На северо-востоке, в районе Орска и Актюбинска, о былом распространении сеномана свидетельствуют отдельные островки отложений, сохранившиеся в депрессиях, а также (на водоразделе рек Илека и Хобды и в бассейне р. Темир) перебитая сеноманская фауна в основном сантонском галечнике.

По северо-западному борту синеклизы, в Ульяновском Поволжье, отложения сеномана пока не обнаружены севернее линии Беднодемьяновск—Лох, но их отсутствие здесь, т. е. в центральной части Ульяновско-Саратовской мульды<sup>1</sup>, не доказано из-за отсутствия достаточно глубоких скважин. На былом распространение здесь сеноманского моря указывают остатки переоотложенной фауны в основании турона к югу от Ульяновска, в районе Сенгилея.

Южнее г. Саратова в классических разрезах сеномана правобережья Волги (западный борт Прикаспийской синеклизы) отбивка границ не

<sup>1</sup> Под Ульяновско-Саратовской мульдой здесь подразумевается пассивная структура, сопровождающая с запада полосу приволжских дислокаций и вместе с последней отклоняющаяся на восток вдоль северного края Самарской Луки.

вызывает затруднений. По восточному же борту, в Урало-Эмбенском районе, нижняя граница сеномана является до некоторой степени спорной. Альб-сеноманская толща здесь представлена внизу безглауконитовыми континентальными песками, вверх постепенно переходящими в фаунистически охарактеризованные морские отложения сеномана, в которых присутствуют глауконит, рассеянные желвачки фосфорита, уменьшается размер зерен и появляется карбонатность.

Нижняя граница сеномана для этого района принимается по А. Л. Яншину, который считает, что развитый в верхней глауконитовой пачке песков комплекс фауны (*Schloenbachia coupei* В r o n g., *Inoceramus orbicularis* М ü n s t., *Pecten asper* L a m., *Pteria pectinata* S o w.) свидетельствует о несомненном наличии низов сеномана и, следовательно, вся нижележащая толща кварцевых песков должна быть отнесена к альбу.

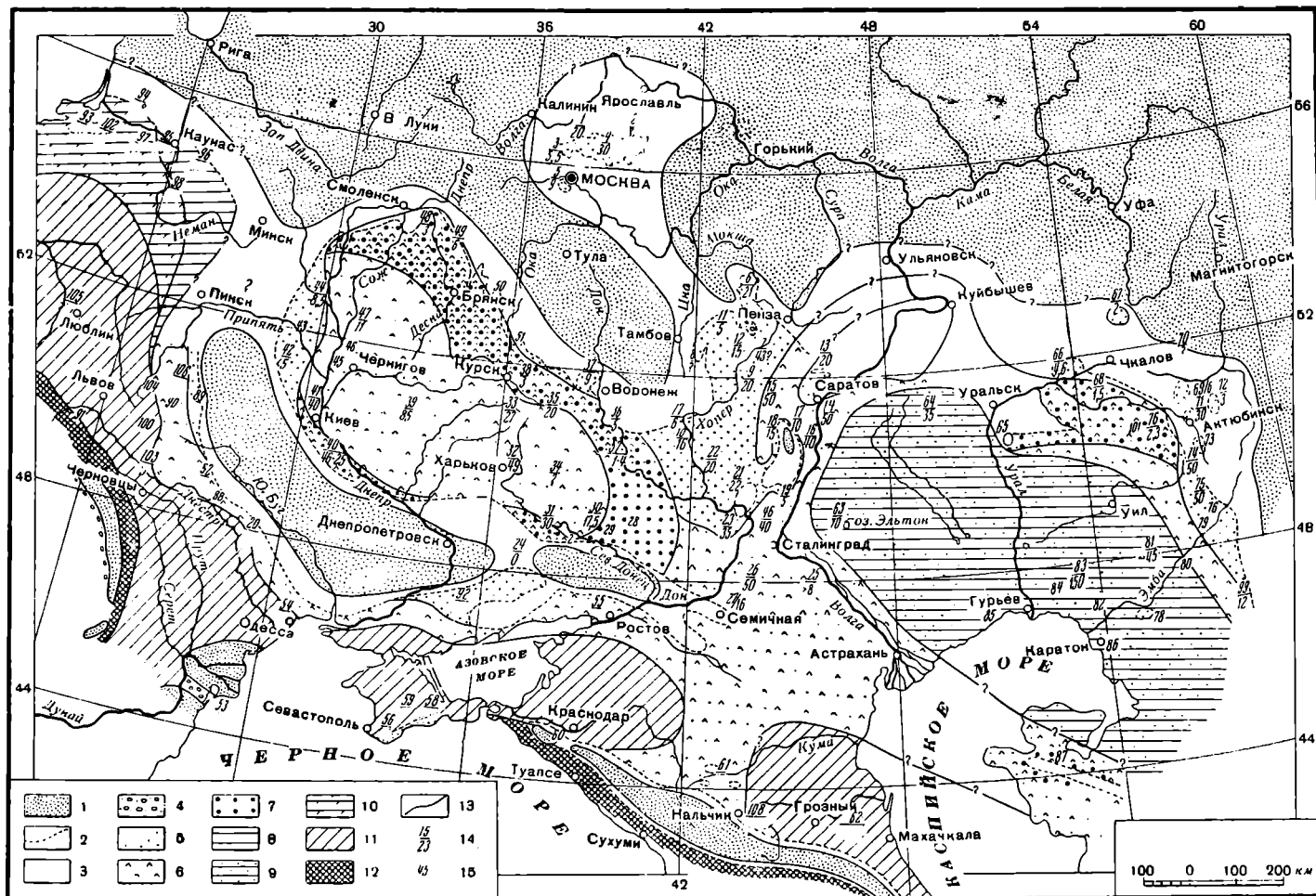
Отложения, характеризующие наиболее мелководные прибрежные зоны сеномана, приурочены к периферийным частям синеклизы и, как уже указывалось, не везде имеют сплошное распространение. По составу они относятся к первой группе выделенных фациальных типов отложений, т. е. это кварцевые пески, в основном лишенные глауконита, и т. д. Их можно наблюдать на южном окончании Чушкакульского кряжа (99), в районе Итас-Сая (76), Кур-Сая (79), по левобережью верховьев р. Эмбы в районе Исек-Джала (78). В последнем пункте их присутствие, возможно, связано с куполовидным поднятием. В районе Бактыгарына (75) в 35 км к югу от Темира скважиной вскрыта на белых песках, относимых к альбу, пятиметровая толща глинистых песков с прослоями песка и грубых железенных песчаников с фауной *Schloenbachia varians* S o w., *Inoceramus* sp.; найдены зубы акул, кости плезиозавров. Выше залегает 40—60-метровая толща охристых песков с железистыми конкрециями, косослоистых, без фауны. Закачивается эта серия фосфоритовой плитой основания сеномана. В районе Актюбинска (71) и севернее его по р. Кара-Хобда (101) на немых песчаных отложениях (Alb?) залегают грубые кварцевые, иногда косослоистые пески, мощностью 30 м, с *Ostrea semiplana* N i l s., *Ostrea nikitini* A r k h., *Pecten quinquecostata* S o w., *Ostrea canaliculata* S o w. и др., перекрытые слоем фосфоритовых желваков и песчано-глинистых отложений турона.

В 100 км к северо-востоку от Актюбинска (72) имеются выходы кварцево-слиудистых песков с прослоями глин мощностью до 3 м, переходящие трансгрессивно на пермские отложения. Возраст этих песков, по данным Н. Л. Покровской (1932), альб-сеноманский.

К той же фации безглауконитовых песчаных отложений относится сеноман водораздела рек Урала и Илека (73) и правого берега р. Урал у с. Чесноковки (66). В последнем пункте на размытой поверхности глинистых отложений альба скважиной обнаружены кварцево-слиудистые пески, лишенные глауконита, около 5 м мощности, с *Exogyra conica* S o w. Выше лежит прослойка туронского фосфорита мощностью 0,2 м.

К северо-востоку от Чесноковки, в районе точки 67, на пермских отложениях и континентальном мезозое лежат желтые кварцевые пески, предположительно относимые (по стратиграфическому положению) к сеноману. Несколько восточнее, в бассейне р. Капп-Кабак (70), распространены континентальные отложения, в которых А. П. Криштофовичем определена флора сеноман-туронского возраста. Таким образом, между этими пунктами намечается северная граница морского бассейна.

К западу от последних пунктов на большом пространстве, вплоть до Волги, отложения сеномана не обнаружены.



Фиг. 3. Палеогеография и фации сеномана Русской платформы.

1 — области размыва, суша; 2 — граница современного распространения отложений сеномана; 3 — область предполагаемого распространения сеномана, позднее уничтоженного; 4 — грубозернистый иластический материал (конгломерат, галечник, гравий и др.); 5 — пески кварцевые; 6 — глауконит; 7 — фосфориты; 8 — глины; 9 — глины песчаные; 10 — глины мергелистые; 11 — мергель; 12 — верхнемеловой флиш; 13 — условные границы между фациями; 14 — числитель — номер точки, знаменатель — мощность сеномана в м; 15 — номер точки.

Места наблюдения (см. карту)

1 — р. Яхрома, Милаповский, 1926; 2 — Юрьев-Польский; 3 — р. Лутосня, Милаповский, 1926; 4 — Загорский р-н, Добров, 1932; 5 — Теплые Станы, Данышин, 1936; 6 — Вадьяк, Архангельский, Добров, Красовский, 1912; 7 — Ртищево; 8 — Чамино; 9 — с. Пады на Хопре, Архангельский, 1912; 10 — Урюпинск, Дрожжев, 1937; 11 — Покровское, Богословский, 1903, а также Самариха, с. Троицкое, Добров, 1913; 12 — р. М. Атмис, Добров, 1913; 13 — Лох, пос., Великовская, 1936; 14 — Саратов, Милаповский, 1940; 15 — Баланда, Великовская, 1936; 16 — Н. Банновка, Архангельский, 1912, Милаповский, 1940; 17 — с. Олешня, Мазаарович, 1926; 18 — Меловатка, Мазаарович, 1926; 19 — р. Иловля (нижнее течение), Мазаарович, 1923—1924; 20 — р. Днестр между рр. Жво и Ялава, Ларин и Светоарова, 1932; 21 — хутор Сенновский; 22 — Бузуулун, Мазаарович, 1923—1924; 23 — хутор Репина (берег Дона до хутора Авливова), Семихатов, 1913; 24 — Богоявленск, Гапеев, 1927; 25 — Солёное Займище; 26 — Гремячая; 27 — Котельниково, Киреев, 1936; 28 — Благовещенская; 29 — Стрельцовка; 30 — Старобельск; 31 — сев.-зап. окраина Донбасса, Архангельский, Денисова и Крестовников, 1924; 32 — Харьков (ст. Основа), Федоровский, 1916; 1 и 2; 33 — Белгород, Крестовников и Денисова, 1924; 34 — Валуики, Крестовников

и Денисова, 1924; 35 — Ст. Оскол; 36 — Богучар, Дубянский, 1927; 37 — к западу от г. Воронежа, Дубянский, 1936; 38 — Щигры, Архангельский, Денисова и Крестовников, 1924; 39 — Ромны; 40 — от Киева к юго-востоку, Лучицкий, 1913; 41 — Киев, Лучицкий, 1913; 42 — Овруч, в 45 км, Мирчинк, 1931; 43 — Пересаж; 44 — Давыдовка, к северу от Мозыря, Горелик; 45 — р-н Чернигова, Мирчинк, 1931; 46 — ст. Голубинская, Каменский, 1923—1924; 47 — Гомель, Казаков, 1943; 48 — р. Сож, Дрожжева и Орлова, 1937; 49 — р-н Брянска, Данышин, 1929; 50 — Болхов, Бушинский, 1937; 51 — Малоархангельск, Бушинский, 1937; 52 — р. Днестр, Лария и Светоарова, 1932, Кокошинская, 1928; 53 — Добруджа, Маковей и Атанасиу, 1931; 54 — Одесса; 55 — южная окраина Донбасса, Наливайко, 1935; 56 — р-н Вахчисаря и Севастополя; 57 — Россошь — Коротояк, Дубянский, 1936; 58 — Феодосия; 59 — Симферополь; 60 — р-н Краснодара, Келлер, 1936; 61 — Ессентуки; 62 — Черные Горы, Шатский, 1929; 63 — оз. Эльтон, Курман, 1937; 64 — Озьянки; 65 — оз. Челкар — гора Сассай, Безруков, 1936; 66 — Чесноковка, Безруков, 1937; 67 — Муталово, Яншин, 1937; 68 — бассейн рек Большой и Малой Хобды; 69 — водораздел рек Джаксы — Каргалы и Кызылбурги; 70 — Каин-Кабан; 71 — р-н Актюбинска; 72 — 100 км на северо-восток от Актюбинска, Покровская, 1932; 73 — Тамды, Тамман и Яншин, 1931; 74 — р-н Темира, Калипин, 1937; 75 — Бактыгарын, Калипин, 1937; 76 — Итас-Сай; 77 — с. Горелки на Хопре; 78 — Исен-Джала; 79 — Кур-Сай; 80 — Караджар, Авров и др., 1935; 81 — Довгелинсор, Авров и др., 1935, Яншин, 1940; 82 — Иманкара, Авров и др., 1935, Яншин, 1940; 83 — Магат, Авров и др., 1935; 84 — Доссор, Авров и др., 1935; 85 — Анакиул, Авров и др., 1935; 86 — Каратон, Дамль, 1934; 87 — Мангышлак, Байрунас, 1911; 88 — р. Днестр, Кокошинская, 1928; 89 — Ниславец, Кокошинская, 1928; 90 — Волынь; 91 — Сколе; 92 — В. Токмак; 93 — Киянтай; 94 — в р-не Расейский; 95 — Каунас; 96 — Вильнюс; 97 — Шакий; 98 — Варена; 99 — Чушка-Куль, Яншин, 1940; 100 — р-н Трёмбовля; 101 — Кара-Хобда; 102 — Советск; 103 — Городенки; 104 — Пельча; 105 — Люблин; 106 — Ровно; 107 — Петрилов на Днестре; 108 — Нальчикский р-н, Ренгартен, 1937.

В районе правобережья Волги образования аналогичной фации, относительно мелководного характера, встречаются в районе Керенско-Чембарской полосы поднятий (12) и по восточному склону Воронежского массива [с. Пады (9), с. Покровский Мелик, в г. Балашове].

Южнее, у селений Б. Карай и Горелки (77), пески альб-сеномана выходят на поверхность. В нижнем течении р. Хопер (10, 22) отложения сеномана при значительной мощности отличаются чрезвычайной неоднородностью состава (пески различного типа и песчаники с прослоями глин, фосфорита и гравия).

Все перечисленные пункты по восточному склону Воронежского массива объединяются в единую зону распространения терригенной фации альб-сеноманского комплекса, характеризующего мелководную, возможно прибрежную, зону седиментации.

Вне этой зоны отложения подобного типа распространены также в районе Саратовских дислокаций (13, 14), у северного и южного окончаний Доно-Медведицкого вала (17, 18, 19) и в непосредственной близости к поднятию Донской луки (21, 23), что с несомненностью указывает на существование этих поднятий уже в сеноманское время.

Зоны распространения описанных отложений сменяются в пределах Ульяновско-Саратовской мульды, а также по направлению к внутренним частям Прикаспийской синеклизы, областью развития глауконитовых песков, содержащих иногда рассеянные желваки фосфоритов. Наиболее типичные разрезы можно наблюдать на правом берегу Волги южнее Саратова, у Н. Банновки (16), а также на западном склоне Доно-Медведицкого вала и в Ульяновско-Саратовской мульде у с. Баланды (15). В нижнем течении Волги глауконитовые пески сеномана вскрыты скважиной у Соленого Займища (25) на глубине 486—500 м. Скважина была остановлена в толще глауконитовых песков, полная мощность их не была вскрыта.

Далее на юг, вследствие общего падения слоев в этом направлении, сеноман погружается на еще большую глубину. Скважина, пробуренная в Астрахани до глубины 728 м, не вышла из верхнего сенона (вероятно маастрихта).

В районе Котельникова (27) и Гремячей (26) по северной окраине восточного сектора Донбасса мощность отложений сеномана резко уменьшается с приближением к поднятию, от 50 м в Гремячей до 16 м в Котельникове (на расстоянии около 40 км), с соответствующим изменением характера отложений, укрупнением размера частиц и изменением окраски песков. Непосредственно на центральной части погребенного Донецкого бассейна сеноман отсутствует (ст. Семичная, Цимлянская и др.), возможно в результате предтуронского размыва. Таким образом, погребенная часть бассейна, хотя, возможно, и перекрывалась сеноманским морем, все же к началу туронского осадконакопления представляла собой поднятие, контролировавшее изменение мощности и состав отложений.

По северо-восточной окраине синеклизы, в области, расположенной между зонами распространения кварцевых и глауконитовых песков, наблюдается сильное увеличение содержания фосфоритов, образующих сплошные прослои или иногда сцементированные плиты. Эта фация фосфоритовых отложений наблюдается в районе оз. Челкар (65) — на горе Сассай, на водоразделе верховьев рек Утвы и Илека, а также в бассейне Большой и Малой Хобды (68, 76). Мощность фосфоритовой серии сеномана, залегающей на песках альба, перекрытой и частично срезанной туроном, колеблется от 1,5—2,5 до 8,0 м.



Фация глауконитовых песков констатируется по восточной окраине синеклизы у южного окончания Чушкаккульского кризиса (99), по Эльбе в районе Каражакара (80), по р. Сатпау и в междуручье Илека и Б. Хобды. Поселитим пунктном в пределах Прикаспийской синеклизы, где сено-манская представлена в глауконитовой фации, выявляется Мангышлак (87). Здесь наблюдается в песках значительное количество фосфорита, местами образующего прослой.

Отложения слягующей фации глинистых пород, приуроченных к центральной части Прикаспийской синеклизы, устанавливаются только в отступных пунктах: на юго-западной окраине Общего Сырта — в Озниках (64), на восточном берегу оз. Залтон (63) и по нижнему течению Эльбы у пос. Каптон (86).

В Озниках сляжковой вскрыты темносерые и черные песчанистые глины с *Actinocamax primus* A r k h., *Inoceramus orbicularis* M u s l., *In. cf. concentricus* P a r k. и несомненно отпечатками аммонитов. Мощность этих глин определяется в 30—40 м. От нижележащих сходных глин альба сеноман отчается на основании микропалеонтологических данных (Бахматова, 1937). Закачивается эта пачка слоем глауконитового песка 3—4 м мощности, фаунистически не охарактеризованного. Быть с размытом полагается мергели сантона. Помимо этого, здесь имеет место значительное поднятие Озниковского купола, а возможно, и всего Общего Сырта и пелом в прекаспийское время. Начало поднятия можно отнести к концу сеномана или тулона, судя по отсутствию несогласия между глинистой толщей сеномана и покрывающими его песками.

В разрезе г. Улаган (Курман, 1937) толща серых и зеленоватых песчаных глин, в которых фауна не обнаружена, определяется как сеноманская по стратиграфическому положению и петрографическому сходству с сеноманом Ознок. Из общей мощности 150 м песчаных глин в сеноману условно отнесено около 70 м.

Связки в Каратоне вскрыты в основании мергеливо-меловой толщи сенона-тулона на глубине около 600 м свиту песчано-глинистых отложений альба-сеномана мощностью около 450 м, в основании которых лежат алтские глины.

Таким образом, в центральной части бассейна отмечается преобладание глинистого материка и монотонное увеличение мощности по сравнению с ограниченными частями впадины.

Море Прикаспийской синеклизы сообщается на западе с морями Московкой синеклизы и Днепровско-Донецкой впадины посредством сравнительно узких проливов в области Рязано-Костромского пролива и Дно-Донецкого моря. На юге оно сливается с морем правых впадин платформ, перекрывая поднятие восточного продолжения Днобассы. Если обратиться к стратиграфо-геологической карте преценоманского времени (см. фиг. 1), то нетрудно заметить, что распределение фаций и измененные мощности вполне соответствуют геологическим строением Прикаспийской синеклизы. Кроме того, во внутренних частях бассейна отложения сеномана залегают без стратиграфического несогласия на нижележащих морских отложениях нижнего мела. По западному борту впадины, на склоне Воронежского массива, они переходят на нижележащие отложения Южного и кристаллических пород впадины. По северному борту впадины сеноман несогласно ложится на юрские и пермские отложения, а на востоке, с приближением к Уралу, местами переходит и на древний палеозойский комплекс. На восточном продолжении Днобассы сеноман не переходит непосредственно на размытой поверхности карбона.

Таким образом, распределение фаций и мощности отложений сеноманского моря юго-востока Русской платформы находится в тесной зависимости от строения Прикаспийской синеклизы.

На территории Московской синеклизы отложения сеномана имеют весьма ограниченное распространение. Они установлены здесь лишь в пределах Клинско-Дмитровской полосы поднятий и к югу от Москвы на Теплоостанской возвышенности (5).

Фаунистически охарактеризованный сеноман был впервые обнаружен С. Н. Никитиным в Варавинском овраге, а затем Е. В. Милановским в районе Яхромы (1).

В этих разрезах сеноман представлен кварцевыми песками с прослойками фосфорита и крупного гравийного песка с остатками фауны: *Schloenbachia varians* S o w., *Pecten orbicularis* S o w., зубами акул *Lamna subulata* A g. и др., но без характерной для русского сеномана устрицы *Exogyra conica* S o w.

Общая мощность этих отложений в районе Яхромы около 10 м. Максимальная мощность до 15—30 м наблюдается в районе Загорска. В крайних западных и южных выходах она не превышает 5—9 м.

Нижняя граница сеномана проводится по контакту с подстилающими «парамоновскими» глинами среднего альба, в наиболее северных районах — над слоем фосфоритового галечника, представляющего собой, по С. А. Доброву, следы размытого вракона.

На сеноман с размывом ложатся опоки и песчаники коньяка и местами, возможно, турона. Таким образом, верхи сеномана здесь, повидимому, частично уничтожены.

Имеющийся фактический материал не позволяет выявить фациальные изменения сеноманских отложений в пределах Московского верхнемелового поля, но терригенный характер осадка и быстрое сокращение мощностей дают основание предполагать здесь прибрежную, мелководную зону.

К северу от Клинско-Дмитровской возвышенности, в районе Ярославля, отложения сантона залегают непосредственно на нижнемеловых образованиях. Таким образом, к моменту сантонского осадконакопления отложения сеномана здесь отсутствовали, а возможно, их здесь и не существовало вообще.

Сеноманский бассейн Московской синеклизы обычно рисовался как залив, открытый на юг и соединявшийся с морем Днепровско-Донецкой впадины в области Рославль-Брянского палеозойского прогиба. Мы считаем более вероятным сообщение бассейна с Прикаспийской синеклизой через Рязано-Костромской прогиб, так как присутствие в подмосковном сеномане *Schloenbachia varians* S o w. и *Lingula krausei* D a m., обычных в волжском разрезе и не обнаруженных по северной окраине Днепровско-Донецкой впадины<sup>1</sup>, а также отсутствие в Подмосковье *Exogyra conica* S o w., распространенной по северной окраине Днепровско-Донецкой впадины, заставляют предполагать наличие в области южного крыла Московской синеклизы препятствия, затруднявшего миграцию фауны, а возможно, и просто разобщавшего эти два бассейна. Кроме того, наличие на территории Рязано-Костромского прогиба слабо изученной толщи песчаных отложений, предположительно относимых различными исследователями (Богословский и др.) к верхам нижнего мела или верхнему

<sup>1</sup> Если не считать находки С. А. Доброва в бассейне верхней Десны (дер. Бычки б. Мосальского уезда) *Schloenbachia* sp. «в виде обтертого обломка крупного экземпляра». По мнению автора, вероятнее видеть в этом аммоните следы размытого вракона.

гольту, легко позволяет предположить здесь присутствие сеномана и соединение его таким путем с сеноманом Поволжья.

Отложения сеномана Днепровско-Донецкой синеклизы распространены от линии Брянск — Воронеж на северо-востоке до среднего течения Днепра на юго-западе. В ее пределах отсутствует серия отложений от начала оксфорда до нижнего мела включительно, за исключением, быть может, верхов альба, трудно отделимого от сеномана. На протяжении всего этого времени здесь существовал континентальный режим.

Ряд исследователей предполагает наличие отложений альба, хотя фаунистически это и не доказано, по северной окраине синеклизы, в районах Брянска, Курска, р. Десны.

За последние годы в работах украинских геологов появляются указания на присутствие альба и по южной окраине синеклизы. Так, к альбу отнесены вскрытые скважиной в районе Киева слои, залегающие между юрскими глинами и нижним сеноманом, представленные опоковыми суглинками и глауконитовыми песками. К этому же горизонту, возможно, относится часть песчано-глинистой толщи глинистой скважины. Если эти отложения действительно являются альбскими, то необходимо допустить их наличие и в центральных частях синеклизы, где они, возможно, и пройдены рядом скважин, но до сих пор не выделены.

Так или иначе, являются ли эти отложения верхнеальбскими или нижнесеноманскими, они представляют собой образования единого трансгрессивного цикла и не отделяются от вышележащего несомненного сеномана. Во всяком случае присутствие альба пока не может считаться доказанным. Все эти обстоятельства заставляют рассматривать песчано-глинистую серию как единый комплекс отложений (сеноманских или альб-сеноманских), залегающий со стратиграфическим несогласием на юре в центральной части синеклизы и переходящий по окраинам на более древние отложения — до девона и кристаллических пород основания. Так, например, по р. Сож в районе Рославля на размытой поверхности девона лежит слой песков с конгломератами в основании, фаунистически не охарактеризованных, вверх постепенно переходящих в сеноман, мощностью 5—8 м. То же самое можно наблюдать в районе Воронежского моста и в ряде других мест.

Различные фациальные типы сеноманских отложений в пределах впадины распределяются следующим образом. В самых крайних северо-восточных выходах, в районе Болхова и Малоархангельска (50, 51), сеноман представлен, по данным Г. И. Бушинского, кварцевыми песками с глауконитом, причем замечается небольшое укрупнение песка, повидимому, связанное с близостью берега. Эти отложения, очевидно, являются остатками фации кварцевых песков, приуроченной к юго-западному склону Воронежского поднятия и почти полностью уничтоженной позднейшими размытиями. К этой же фации можно отнести песчаные отложения с примесью глинистого материала, описываемые А. А. Дубянским к западу от г. Воронежа (37). Здесь наблюдается некоторое изменение мощности (до 1,5 м) и состава сеноманских отложений, возможно связанное с близостью суши в области Воронежского кристаллического массива.

На западной окраине мульды сеноман представлен такими же кварцевыми, почти лишенными глауконита песками, часто гравийными, сильно сокращенной мощности, вскрытыми скважинами к северу от Мозыря (44), Пересажа (43) и Овруча (42). Еще западнее, в среднем течении р. Припять, сеноман вообще отсутствует, здесь на девоне располагаются отложения турон-сеноманского возраста (скв. Парохонская).

На южной окраине впадины отложения этой фации не обнаружены, возможно вследствие их полного размыва.

Кварцевые пески северо-восточной окраины сменяются по направлению к центральной части мульды полосой распространения фосфоритовых отложений, которые можно наблюдать в бассейне р. Сожа (48), у Брянска (49) и Щигров [38]. Сеноман здесь представлен двумя-тремя фосфоритовыми плитами, разделенными прослоями глауконитового песка. Общая мощность этой серии от 0,5 до 6—7 м. Возраст ее определяется по наличию *Actinocamax primus* A g k h., *Exogyra haliotidea* S o w., зубов рыб и др. Вверх она переходит в кварцево-глауконитовый мел, так называемую «сурку», мощностью до 2,3 м, из которой определены *Exogyra haliotidea* S o w., *Exogyra conica* S o w., *Pecten asper* L a m. и др. Заслуживает внимания отсутствие аммонитов, обычных в западноевропейском разрезе.

Полоса фосфоритовых отложений протягивается вдоль всего северо-восточного борта впадины. Ширина ее определяется шириной пологой части борта. В области юго-восточного замыкания Украинской мульды, между Воронежским массивом и Донецким бассейном, на поднятии Доно-Донецкого моста сеноман присутствует лишь в виде фосфоритовых желваков в основании турона, залегающих на размытой поверхности карбона в Стрельцовке (29), Старобельске (30) и Благовещенской (28).

Аналоги той же фосфоритовой фации наблюдаются и на южном борту синеклизы, по северному склону Азовско-Подольского массива. Сеноман здесь, на правом берегу Днепра, представлен глауконитово-мергелистыми песками и песчаниками с двумя прослоями фосфорита, вверх переходящими в глауконитовый мел, подобный «сурке» северной окраины синеклизы. Общая мощность этих отложений колеблется от 20—25 до 46 м.

В центральной части синеклизы, насколько об этом можно судить по ряду глубоких скважин, сеноман представлен глауконитовыми песками, залегающими на юрских отложениях и перекрытых белым мелом турона [Ромны (39), Харьков (32), Белгород (33)]. По Северному Донцу (31) в этих отложениях (там, где они выходят на поверхность) встречена следующая фауна: *Schloenbachia varians* S o w., *Nautilus elegans* S o w., *Janira quinquecostata* S o w., *Neithea quadricostata* S o w., *Pecten asper* L a m., *Exogyra conica* S o w. и ряд других форм. Мощность глауконитовых песков по скважинам около 50—60 м. Таким образом, при рассмотрении условий залегания, распределения фаций и мощностей сеноманских отложений видно, что в конце альбского или в начале сеноманского времени начинается погружение центральной части Днепровско-Донецкой синеклизы, ограниченной поднятиями, образованными Воронежской антеклизой, Азовско-Подольским массивом, и поднятиями в области Полесского вала и Доно-Донецкого моста, которые, возможно, и вовлекались в общее движение погружения, но все же оставались относительно приподнятыми.

Азовско-Подольский массив к началу сеноманского времени представлял собой сушу и служил областью сноса, что доказывается наличием на южном склоне массива, в Приднестровье, базальных конгломератов и галечников, коры загара на силурийских песчаниках, подстилающих сеноманские отложения, а также речных конусов выноса, содержащих валуны и гальки кристаллических пород, по всем признакам принесенных с востока.

По северной окраине массива, в районе Канева, также имеются предсеноманские долины, по которым материал спосится в северо-восточном направлении (Лунгерстаузен, 1940).

Учитывая описанные выше фациальные особенности в пределах Днепровско-Донецкой синеклизы и сопоставляя состав сеноманских отложений и фауну с таковыми Приднестровья, очевидно необходимо прийти к выводу, что большая часть Азовско-Подольского массива в сеноманское время не перекрывалась морем.

К западу от Донбасса, в районе Новомасловки, Лозовой, Перещина, Днепротровска и Чаплина сеноманские отложения полностью уничтожены. Но о былом их распространении и возможной связи посредством пролива с морем южной краевой впадины свидетельствует наличие в основании 90-метровой толщи верхнего мела серо-зеленых песчанистых, видимо сеноманских, глин (А. А. Гапеев, 1927). Меловые кремни, лежащие на поверхности карбона в бассейне р. Самары близ ст. Брагиловки, выходы у с. Анновки и по балке Икрной также указывают на былое распространение здесь низов верхнего мела.

Возможность существования пролива согласуется и со структурными особенностями этой территории. Здесь, почти в непосредственной близости к выходам на поверхность кристаллических пород, отмечаются значительные мощности меловых отложений и палеогена. Кристаллические породы лежат на глубине до 265 м в Б. Токмаке и около 100 м в Гуляй-Поле.

Этот пролив позволил фауне северной окраины Донбасса мигрировать на его южную окраину, где представители северной фауны встречаются наряду с формами южных провинций.

На северо-западной окраине Донецкого бассейна отложения сеномана залегают в некоторых местах (например, в Изюмском районе) на грубых кварцевых песках, условно относимых к альбу. Последние вверх постепенно переходят в песчаные отложения сеномана. Мощность всей терригенной альб-сеноманской толщи с приближением к Донецкому бассейну уменьшается. Это обстоятельство, а также изменение характера отложений не только на северной окраине, но также, как это будет видно из дальнейшего, и на южной, заставляет предполагать, что палеозойский массив Донбасса в сеноманское время представлял собой поднятие, влиявшее на распределение фаций, и частично, возможно, не перекрывался морем.

Западное и восточное ограничения Днепровско-Донецкой впадины, т. е. область Припятского прогиба и Доно-Донецкого моста, как это видно из рассмотрения фаций, в сеноманское время также представляли собой поднятия, игравшие роль барьеров на границе со смежными бассейнами.

Восточный барьер, хотя и перекрывался сеноманским морем, повидимому, все же являлся препятствием для свободной миграции фауны, чем, может быть, объясняется отсутствие в Днепровско-Донецкой впадине некоторых форм, распространенных в Поволжье (например, *Lingula krausei* D a m.).

В отношении западного барьера вопрос менее ясен. Во всяком случае, учитывая иной, западноевропейский характер фауны Польско-Германской мульды, сходной с фауной южной, Крымско-Мангышлакской провинции, а также изменения фаций и мощностей, легко допустить отсутствие непосредственной связи между бассейнами в области Припятского прогиба в сеноманское время.

Таким образом, из изложенного видно, что в Днепровско-Донецкой впадине к началу верхнемелового времени устанавливается общий режим опускания, в который были вовлечены и окраинные массивы, все же оставшиеся относительно приподнятыми. Море захватило их лишь частично, и даже при полном погружении под уровень моря они все же контролировали изменение фаций и мощностей.

Переходим к описанию сеномана западной и южной окраин Русской платформы.

Отложения сеномана широко распространены на всей этой территории. Они установлены в пределах Польско-Германской впадины примерно от широты Вильнюса и Каунаса. На юг они переходят в Галицко-Волыньскую впадину и далее широко распространены в Предкарпатье, Причерноморской впадине и Предкавказье. На всей этой территории сеноманское море образовывало единый, как бы ооясывающий платформу бассейн, ограниченный с одной стороны поднятиями платформы, с другой — цепью альпийских складчатых сооружений (Карпаты, Крым, Кавказ и Копет-Даг).

На присутствие сеномана в районе Вильнюса — Каунаса указывает Далинкевичус. Как показывает ряд скважин, сеноман здесь залегает непосредственно на юрских отложениях. Южнее, до широты Люблина, отложения сеномана пока не вскрыты. Глубокие скважины в районе Люблина и Львова показали наличие в пределах Галицко-Волынской впадины сеномана, залегающего на юрских отложениях. Есть основание предполагать наличие верхов нижнего мела лишь в центральной части впадины. По направлению к восточному борту впадины, на Подольском массиве, в Приднестровье сеноман постепенно переходит на более древние отложения — от карбона до силура и кристаллических пород включительно.

На юго-западе, в Предкарпатье, верхний мел перекрыт мощным, до 1500 м, чехлом более молодых отложений и поэтому слабо изучен. Вновь на поверхности его можно наблюдать лишь в поясе развития нижне- и верхнемелового карпатского флиша.

По данным Маковеи и Атанасиу (1931), сеноман в составе карпатского флиша отсутствует. К сеноману они относят лишь полосу конгломерата, с юга обрамляющую Мармарошский массив, на основании чего можно предположить, что в сеноманское время здесь было поднятие, подвергавшееся размыву.

Все же возможно, что в составе флишевых отложений Карпат имеется и сеноман, так как в районе Чивчинских гор, кроме нижнемеловых горизонтов, К. З. Толвинский (1941) выделяет и сеноман. Из этого можно заключить, что сеноман присутствует и во всей остальной зоне развития флиша, так как никаких прерывов, как и в Чивчинских горах, здесь не отмечено. Таким образом, это область развития неплатформенных фаций сеномана.

Переходя дальше на южную окраину платформы, в район Добруджи, можно наблюдать отложения сеномана в пределах Бабадагской мульды, где они представлены конгломератами, лежащими на юре и частично на триасе и свидетельствующими о близости области размыва.

В Причерноморской впадине сеноман обнаружен скважинами в Одессе (54), Б. Токмаке (92) и выходит на поверхность по южной окраине Донбасса, а также в Крыму. В Б. Токмаке сеноман (и, возможно, верхи альба) ложится на кристаллические породы. По южной окраине Донбасса альб-сеноманские отложения залегают на карбоне.

По направлению к наиболее погруженной части впадины меловые отложения опускаются на большую глубину и пока нигде не вскрыты. Так, в районе Мелитополя в б. экономии «Эльбинг» скважины, пробуренные до глубины 362,7 и 502,02 м, не вышли из палеогена. Так же глубоко верхний мел опущен в Кубанском районе и в пределах Сал-Маньчской депрессии. Верхнемеловые отложения на поверхности можно наблюдать лишь южнее по северному склону Кавказского хребта и в Крыму, где сеноман лежит большей частью согласно на отложениях нижнемелового возраста, в противоположность северной окраине впадины.

Такова в общих чертах картина условий залегания сеномана на западной и южной окраинах платформы.

Перейдем к рассмотрению состава отложений и распределения фаций на этой же территории.

По западной и южной окраинам Азовско-Подольского массива распространены отложения, характеризующие, повидимому, наиболее мелководные зоны. Это кварцевые пески, частью грубозернистые, слабо отсортированные. Они установлены на Подольском массиве (89) и продолжаются дальше на Волынь, причем здесь их мощность едва достигает 2 м. По южной окраине массива сеноман также представлен песчаными отложениями.

Кварцевые пески, возраст которых определяется как верхи альба — сеноман, имеются и по южной окраине Донецкого бассейна.

Эта фация мелководных отложений сменяется по направлению к центральным частям впадины глауконитовыми песками, переход к которым от кварцевых песков можно наблюдать на Подольском выступе (106). Кроме того, они распространены в Приднестровье (52), в районе Одессы, по южной окраине Донецкого бассейна и на северном склоне Кавказа в районе Минеральных Вод.

Мощность глауконитовых песков по сравнению с кварцевыми песками увеличивается. Дальнейшее возрастание мощности наблюдается с переходом в следующую мергельно-меловую фацию (20).

Глауконитовые пески отмечены и на южной окраине Донбасса. Здесь в них часто встречаются фосфориты и остатки фауны: *Janira quinquesolata* S o w., *Pecten asper* L a m. и др. Мощность этих песков по направлению от Донбасса к югу быстро возрастает.

Возможно, что глауконитовые пески протягиваются и дальше на восток, окаймляя погребенную часть Донбасса, переходят в район Котельникова — Гремячей и соединяются с полосой глауконитовых песков правобережья Волги.

По северному склону Кавказа также распространены глауконитовые пески, но они отделены от области развития глауконитовых песков южной окраины Донбасса мергельно-меловыми отложениями более мелководной зоны.

В районе Ставропольской глыбы, которая задолго до верхнемелового времени уже представляла собой поднятие, в сеномане, возможно, также шло образование глауконитовых песков или еще более мелководных отложений.

Мощность глауконитовых песков в Минераловодском районе минимальна. В районе Нальчика, между Череком и Урухом, она возрастает, причем низы сеномана представлены слабыми глауконитовыми песчаниками, иногда переходящими в грубые косослоистые пески с фауной *Inoceramus crippi* M a n t. и др. Верхи же сложены песчаным известняком с глауконитом. Южнее, с приближением к Центральному Кавказу, мощность

сеномана снова уменьшается до полного исчезновения, и турон трансгрессивно переходит на отложения альба.

Зона глауконитовых песков сменяется отложениями мергельно-меловой фации, повидимому, на всем протяжении от окраин Азовско-Подольского массива до Предкавказья. Как показали скважины во Львове и Люблине, эти отложения широко распространены и на северо-западе, в Галицко-Волынской и, повидимому, Польско-Германской впадинах. По северному краю последней мергели сеномана становятся более глинистыми, переходят в глины известковые и, наконец, в глины, лишенные карбонатов, что, повидимому, связано с переходом в более мелководную зону. Переход от глауконитовых песков к мергельно-меловым отложениям можно наблюдать на Волыни, в Приднестровье. Мергели вскрыты также в районе Одессы. Там в основании верхнемеловых отложений залегает толща глауконитовых песков, вверх переходящих в мергели. Б. М. Келлер относит по микрофауне эту толщу к сеноману.

Прежде чем продолжить описание фаций карбонатных отложений далее на восток по окраине платформы, следует оговориться, что при описании смены фаций на Подольском выступе нами принята иная трактовка зональной параллелизации сеномана, чем та, которая дается в работе Кокосинской (Kokoszynska, 1928), основной для верхнего мела этой территории. Этот автор сопоставляет отложения различных фаций сеномана так, как показано в прилагаемой табл. 2, из которой следует, что зоны западных, наиболее глубоководных провинций не имеют аналогов в восточных мелководных провинциях, и наоборот. Таким образом, с приближением к центральным частям впадины отсутствуют низы сеномана, в краевых частях нет его верхних горизонтов.

В схеме Кокосинской верхней сеноман представлен выделенным условно белым известняком со *Scaphites aequalis* S o w., установленным лишь в одном пункте, на р. Стрыпе. Вполне вероятно, что в восточной провинции отсутствуют отложения этой зоны. В отношении среднего и нижнего сеномана принятое зональное сопоставление недостаточно обосновано. Оно базируется, из-за недостатка фаунистического материала, почти исключительно на литологических данных. Пески, конгломераты и песчаники восточных провинций отнесены к низам сеномана потому, что ими (на наиболее высоких частях склона) здесь всюду начинаются отложения этого яруса. Отсутствие песков и конгломератов в западных провинциях (центральная часть впадины) трактуется как отсутствие низов сеноманского яруса. Однако в центральной части впадины базальные пески и конгломераты могли и не образоваться, так как здесь и в доверхнемеловое время уже существовал морской режим. По бортам же впадин в прибрежной зоне (восточная провинция), по всей вероятности, продолжал накапливаться грубый терригенный материал на протяжении еще длительного промежутка времени, возможно и до конца сеномана.

Таким образом, зеленые песчаники, пески и конгломераты восточной провинции могут соответствовать мергелям среднего сеномана. Со стороны фаунистической характеристики такое сопоставление не встречает препятствий, так как приведенная в таблице *Exogyra conica* S o w. не ограничивается в своем распространении только низами сеномана, а мергели центральной части впадины с *Aucellina griphaeoides* S o w., *Pecten asper* L a m., *Belemnites ultimus* d ' O r b. вполне могут соответствовать низам сеномана.

Все это позволяет рассматривать мергели центральной части Галицко-Волынской впадины как фациальное замещение песчаных мелководных



отложений окраин Азовско-Подольского массива более глубоководными карбонатными образованиями.

Возвратимся к описанию области распространения мергельно-меловых отложений в краевой зоне Русской платформы. В этой фации сеноман установлен в Причерноморской впадине — в Одессе и в Крыму. В Крыму выходы сеномана, представленного чередованием глинистых мергелей и мергелей известковистых, внизу обогащенных глауконитом, тянутся от Севастополя до Феодосии. Эти отложения характеризуются следующей фауной: *Schloenbachia varians* Sow., *Exogyra conica* Sow., *Scaphites aequalis* Sow., *Hibolites ultimus* d'Orb., *Aucellina gryphaeoides* Sow. и др. На границе с вышележащими мергельями турона отмечается появление глинистых, иногда песчанистых пород, содержащих еще сеноманскую фауну (Вебер и Малышева, 1923). Подстилается сеноман фаунистически охарактеризованными темными глинами альба.

Таблица 2

## Фацции сеномана на Подольском выступе (по Коконинской)

	Западная провинция	Центральный район	Восточная провинция
Сеноман верхний	Белые известняки со <i>Scaphites aequalis</i> Sow., <i>Mantelliceras mantelli</i> (Sow.)		
Сеноман средний	Мергели с <i>Schloenbachia varians</i> , <i>Baculites baculoides</i>		
	Мергели с <i>Aucellina gryphaeoides</i> Sow., <i>Pecten asper</i> Lam., <i>Belemnites ultimus</i> d'Orb.		
Сеноман нижний	Зеленые пески, зона <i>Belemnites taurica</i>		Зеленоватые песчаники с <i>Exogyra conica</i> Sow.
		Фацция морских ежей	
		Пески и конгломераты	

Следующие на восток выходы мергелистых отложений сеномана с *Neohibolites* известны лишь на северном склоне Западного Кавказа в Гладковском и Ильском районах (по Келлеру), где они сменяют песчаные породы более южных районов.

Карбонатными породами представлен сеноман и на северо-восточном склоне Кавказа в районе Черных гор, что дает основание предполагать развитие сеномана в карбонатной фации в пределах Куринской впадины.

По южному склону Кавказа сеноман представлен полосой флишевых отложений северо-западного простирания.

Таким образом, полоса распространения фацции карбонатных отложений с юга обрамляется флишевыми образованиями в области складчатых сооружений Карпат, Крыма и Кавказа.

Переход нормальных платформенных мергелей к карпатскому флишу не изучен, так как верхнемеловые отложения в Прикарпатье опущены на большую глубину.

Южнее карпатского флиша, как уже ранее упоминалось, в сеноманское время располагалось поднятие, возможно, представлявшее собой местами сушу.

Несколько иная последовательность наблюдается на Кавказе. Здесь область поднятия Центрального Кавказа, в сеноманское время также не везде перекрывавшаяся морем, располагалась между областью отложений платформенных фацций и флишем. Это хорошо заметно на западном окончании Главного хребта, по данным Б. М. Келлера (1947), а также и на восточном окончании, по данным Н. Б. Вассоевича (1940), который указывает, что от Шах-Дага до Каспия характерно уменьшение роли флиша, по сравнению с южным склоном, или полное его отсутствие. На этой территории огромную роль в распределении фацций сыграли древние кордильеры, хорошо фиксированные не только выходами на поверхность сланцев юры, но и рядом перерывов в седиментации перед верхним титонном, перед сеноманом, в туроне, сантоне и олигоцене. Эти кордильеры в верхнемеловое время служили основным источником питания бассейна терригенным материалом.

В то время как на Северном Кавказе констатируется ряд перерывов в седиментации, на южном склоне образуются флишевые отложения, характеризующиеся, как правило, отсутствием значительных перерывов в течение всего верхнего титона и нижнего и верхнего мела, в результате чего общая мощность осадков здесь достигает 3500—4000 м.

Таким образом, распределение фацций и мощностей отложений сеномана в пределах впадин западной и южной окраин платформы контролировалось тектоническим строением этой территории. Мелководные фацции образовались по периферии поднятий платформы, обрамляющих впадины с севера, и по северным склонам складчатых сооружений Карпат, Крыма и Кавказа. Промежуточная область характеризуется развитием мергельно-меловых отложений.

Во внутренних впадинах платформы, с началом альб-сеноманской трансгрессии, области, ранее захваченные морем, продолжают погружаться. Вследствие этого происходит изменение состава осадков, характер которых приобретает черты более глубоководных образований (песчано-глинистые отложения сменяются мергелями и мелом).

Одновременно погружается вся платформа в целом; море устремляется на новые территории, покрывает всю Днепровско-Донецкую впадину и расширяет свои границы в Прикаспийской синеклизе до восточного склона Урала, местами перекрывая древние палеозойские массивы. Вследствие этого общего погружения в области развития досеноманских литоральных и континентальных отложений Урало-Эмбенского района начинается накопление морских отложений сеномана.

По западной и южной окраинам платформы в результате этой трансгрессии море из центральных частей красной впадины распространилось на южную и юго-западную окраину Азовско-Подольского массива, перекрыв весь Подольский выступ, Молдавскую впадину и южную окраину Донецкого палеозойского массива, а также захватило обширные территории Польско-Германской и Галицко-Волынской впадин и обусловило

трансгрессивное залегание верхнемеловых отложений на более древних, до древнего палеозоя и докембрия включительно.

В заключение следует отметить, что эта трансгрессия почти не сказалась в обрамляющих платформу складчатых областях Крыма и Кавказа. Здесь отложения сеномана всюду лежат согласно на альбе, без перехода на более низкие горизонты.

### Турон

Отложения турона рассматриваемой территории характеризуются в основном остатками крупных иноцерамов: *Inoceramus lamarcki* P a r k., *In. labiatus* S c h l o t h., а также *Ostrea nikitini* A r k h., *Exogyra lateralis* N i l s., и брахиопод — *Terebratula biplicata* S o w., *Rhynchonella plicatilis* S o w. и др.

По сравнению с сеноманом на платформе в туронское время происходит резкое изменение характера отложений. Песчано-глауконитовые отложения иногда постепенно сменяются карбонатными, в нижней части — сильно песчанистыми со значительным количеством глауконита, в верхней части — чистыми разностями мергельно-меловых пород. В других случаях (в Поволжье), благодаря наличию фосфоритового слоя в верхах сеномана, эта граница в достаточной мере резкая.

Гораздо сложнее определить верхнюю границу турона в тех местах, где присутствуют отложения коньякского возраста, вследствие полного литологического однообразия этих толщ, в которых не всегда удается точно установить момент смены одного комплекса руководящей фауны другим. В таких разрезах мощность туронских и коньякских отложений принималась очень условно.

Делались попытки зонального расчленения туронских отложений Русской платформы по западноевропейскому образцу, с выделением нижнего турона ( $T_1$ ), для которого характерно наличие *Inoceramus labiatus* S c h l o t h., и верхнего турона ( $T_2$ ) с *In. lamarcki* P a r k.

В области Поволжья А. Д. Архангельским отнесены к нижнему турону слои с *In. brogniarti* S o w., к верхнему — предположительно толща немного мела, которая частично может быть и коньякского возраста.

В отношении разделения турона брянско-орловского поля имеются две точки зрения. С. А. Добров различает  $T_1$ , выраженный белым мелом, и  $T_2$ , представленный опоками, трепелами и мергелями, чередующимися с опоками. При такой трактовке получается несогласное залегание верхнего турона на сеномане. Другое мнение высказал А. Д. Архангельский, считавший, что здесь по северной окраине Днепровско-Донецкой впадины имеется фациальный переход меловых пород в опоки.

В горизонте белого мела, т. е. в нижнем горизонте по Доброву, из иноцерамов встречается почти исключительно *In. lamarcki* P a r k., а в верхнем, опоковом, только *In. labiatus* S c h l o t h. Последняя форма является характернейшей космополитной формой нижнего турона Европы.

С. А. Добров предполагает, что наличие здесь этой формы можно объяснить тем, что она пережила время своей зоны, переход же мергелей в опоки является результатом зонального выщелачивания мергелей в связи с воздействием ледниковых вод.

В настоящей работе принимается точка зрения А. Д. Архангельского о фациальном переходе мергелей в опоки, так как, по видимому, легче объяснить наличие в мелу *In. lamarcki* P a r k., а в опоках *In. labiatus*

Schloth. экологическими особенностями в различных фациальных зонах.

Момент геологической истории, изображенный на палеогеографической карте турона (фиг. 4), характеризует вторую половину туронского времени, когда уже получили развитие чистые известково-мергельные отложения.

На этой карте могут быть выделены три основные, наиболее распространенные фации:

1) глины песчанистые, опоки и трепела, имеющие сравнительно небольшое распространение,

2) мергели, иногда песчанистые, содержащие фосфориты и кремни, и, наконец,

3) мел писчий, иногда грубый, производящий впечатление песчанистого вследствие того, что он переполнен призмочками иноцерамов. В мелу иногда рассеяны включения кремней.

Песчанистые, глауконитовые и фосфоритовые отложения приурочены главным образом к низам туронских отложений, за исключением Кавказа и некоторых других пунктов. Эти песчаные разности перекрывают мергельно-меловыми отложениями и поэтому на карте не показаны.

Переходим к описанию распределения фаций по принятому в нашей работе плану, т. е. по основным отрицательным структурным элементам платформы.

В пределах Прикаспийской синеклизы наибольшим распространением пользуются мергельно-меловые отложения. Фация наиболее чистых разностей, т. е. собственно белого пишущего мела, характеризует центральную часть описываемой структуры. Они установлены главным образом в Прикаспийской зоне скважинами Эмбенского района, по нижнему течению Волги, в Соленом Займище (30) и Котельникове (28). Наиболее северные пункты распространения мела установлены между р. Утвой (5) и оз. Челкар (6), где наблюдается постепенный переход с востока на запад от мергелей к грубому и, наконец, писчему мелу.

В районе устьев рек Урала и Эмбы трудно указать отдельные пункты, где имеется туронский мел, потому что толща белого писчего мела, относящаяся к  $Ст_2$ , здесь не везде расчленена. Можно утверждать одно: в случае наличия здесь турона он выражен в меловой фации.

Отложения мела постепенно фациально замещаются по направлению на запад, север и восток более грубыми разновидностями мела и, наконец, мергелями. На карте турона области развития грубого мела и мергелей объединены в зону, показанную знаком мергеля, так как разделение ее представляет много затруднений и по существу, и из-за недостаточной четкости описаний в использованном нами материале. Не всегда оказывалось возможным судить о том, имеем ли мы дело с песчаным мелом, грубым мелом с призмочками иноцерамов или мергелем. Так или иначе, они представляют очевидно более грубую (или мелководную) серию отложений, чем писчие, чистые разности мела.

Область развития мергелей тянется от Мангышлака через среднее течение Эмбы. Турон здесь представлен зелеными и глинистыми мергелями, с прослойкой фосфоритов в основании, залегающими на песчано-глинистых отложениях сеномана. Мощность туронских мергелей постепенно убывает к востоку с приближением к Уралу.

Дальше к северу, как отмечалось выше, переход от мела к мергелям наблюдается в районе р. Утвы (5) в направлении с запада на восток.

Мощность турона с *Inoceramus lamarki* P a r k. и другой туронской фауной составляет не более 15 м, так как в верхней части этих отложений отмечается появление *In. cf. involutus* S o w., указывающего на возможное присутствие коньяка. К северу, у с. Чесноковки (66), на правом берегу Урала, турон представлен мергелем мощностью около 20—25 м, верхняя часть которого, возможно, относится к коньяку.

Область распространения мергелей заходила, видимо, и значительно севернее широтного отрезка р. Урала, но мощность их здесь резко сократилась, как это можно установить по небольшому островку верхнего мела, сохранившемуся на правом берегу Урала (65), где мергели вместе с подстилающим их песчано-глауконитово-фосфоритовым слоем достигают лишь 3 м.

Далее к западу на большом протяжении, до р. Волги, отложения турона не встречены.

Вновь они в данной фации, т. е. грубого мела и мергелей, имеют широкое распространение в Поволжье, главным образом по правому берегу Волги. Здесь, так же как на востоке, в основании их залегает слой фосфорита мощностью 0,1—0,4 м. Эта полоса мергелей распространяется далеко на юг вдоль всей зоны Доно-Медведицких дислокаций.

По Волго-Донскому водоразделу возраст грубого мела определялся первоначально (Семихатов, Камский, Леонов) как сеноманский на основании находок *Pecten asper* L a m., *Janira quinquecostata* S o w. и др.

Наряду с этой фауной, отличающейся плохой сохранностью, Ф. П. Пантелеевым позднее были найдены значительно лучше сохранившиеся туронские формы: *Spondylus spinosus* S o w., *Ostrea vesicularis* L a m. и др. Последнее обстоятельство заставляет отнести эти отложения к турону, в котором сеноманская фауна обнаружена во вторичном залегании. Таким образом, можно считать что по Волго-Донскому водоразделу также распространена фация грубого мела и мергеля.

В районе Донского купола полоса распространения мергельной фации прерывается и вновь появляется лишь на восточном окончании погребенного Донбасса.

Далее на запад и на юг туронское море Прикаспийской синеклизы соединяется с морями Днепровско-Донецкой впадины и Предкавказской депрессии.

Область развития фации мергелей и грубого мела сменяется с приближением к бортам синеклизы фацией терригенных песчаных отложений. Так, на западном склоне Урала и его южном окончании мергели сменяются песчаными глинами, установленными в районе Чушкакульского кряжа и Актюбинска.

На западном борту синеклизы, т. е. на склоне Воронежского массива, аналогичные отложения, видимо, почти полностью уничтожены, но о былом развитии их свидетельствуют остатки песчанистых мергелей, мощностью около 3 м, в районе Падов и в некоторых других пунктах.

На склоне Волго-Уральского свода, т. е. с приближением к Окско-Цинскому и Алатырскому поднятиям, по левому берегу р. Суры (73) мергели сменяются трепелами и опоковидными породами мощностью около 10 м.

Туронские отложения центральной части Днепровско-Донецкой синеклизы представлены мелом, как это видно по разрезам в Валуйках (51), Харькове (32), Белгороде (33), Кочетовке (46)

и ряде других пунктов. Мощность мела собственно туронского возраста не всюду установлена, так как он не везде отделяется от коньякского мела.

Во всяком случае мощность всей турон-коньякской мергельно-меловой толщи возрастает с севера на юг к центральной части впадины. Так, например, мощность чистого мела, по данным В. Н. Крестовникова и О. А. Денисовой (1924) турон-коньякского возраста, в Кочетовке составляет около 45 м, а в Харькове достигает уже 200 м.

На запад и восток мощность турон-коньякского мела также сильно сокращается. На северной окраине Днепровско-Донецкой синеклизы, в области брянско-орловского поля турон представлен, что отмечалось выше, мергелями, сменяющимися к северу трепелами, как это можно видеть в районе Брянска (56). Эта смена фаций может быть поставлена в связь с приближением к Белорусско-Воронежской антеклизе.

По южной окраине впадины никаких данных о переходе мела в другие фации с приближением к Азово-Подольскому массиву не имеется, так как здесь турон не установлен.

Появление мергелей в районе Ромен (49), возможно, связано с наличием локального поднятия.

Замещение мела мергелями и далее песками хорошо устанавливается по северной окраине Донецкого бассейна (18) и ворошиловградской скважиной (45).

По северной периферии Донецкого бассейна в основании фаунистически охарактеризованного турона с *In. lamarki* P a g k. и др. имеется слой конгломерата, залегающего непосредственно на каменноугольных отложениях. Вверх конгломераты переходят в песчаный мергель и еще выше в более чистые мелоподобные разности. Обнаруженная фауна не дает возможности судить о том, имеются ли здесь только верхнетуронские слои или также и нижнетуронские. Во всяком случае, по северной и южной окраинам Донецкого бассейна нижнетуронские формы иноцерамов отсутствуют.

Выше указывалось, что туронские отложения в Донецком бассейне трансгрессивно налегают на карбон. Несколько западнее, в Изюмском районе, уже никаких следов перерыва между сеноманом и туроном не наблюдается. Мощность турона, достигающая по северной окраине бассейна примерно 20 м (с. Черкасское), постепенно увеличивается в северо-западном направлении.

Таким образом, здесь можно наблюдать в туроне продолжение трансгрессии и захват морем новых площадей.

В пределах верхнемелового поля Московской синеклизы установлена лишь очень небольшая толща проблематичного турона, залегающего на сеномане и трансгрессивно перекрытого коньякскими отложениями.

В районе Яхромы отложения, которые, по данным А. В. Милановского (1926), могут быть отнесены к турону, представляют собой песчаники мощностью около 1 м; выше лежат глины кремнистые, которые, быть может, скорее следует считать коньякскими; примерно с такими же породами приходится сталкиваться и в районе Загорска (80) и Теплых Станов (81). Над ними располагаются хотьковские опоки, относимые к коньяку.

Таким образом, в пределах московского мелового поля установить фациальную изменчивость турона представляется затруднительным. Можно лишь сказать, что имеющиеся здесь отложения свидетельствуют о мелководных условиях их образования.

Бассейн южной окраины платформы сливается на востоке с морем Прикаспийской синеклизы. В основном здесь, повидимому, развиты те же меловые породы, за исключением, возможно, Ставропольского массива, в области которого они могли претерпеть фациальное изменение. Переход от карбонатных пород к песчаным и грубообломочным хорошо устанавливается на северном склоне юго-восточного окончания Кавказского хребта (61), где к югу от Кубы прослеживается полоса конгломератов мощностью около 2 м по северному склону юрских кордильер, сменяющаяся к северу карбонатными породами. Еще северо-западнее, в районе Черных гор (62), мощность турона и коньяка увеличивается до 80 м, причем эти горизонты представлены здесь плотными известняками. Следует отметить, что такой тип карбонатных отложений нигде во внутренних структурах платформы среди верхнемеловых отложений не наблюдается.

Такого же типа известняки развиты и южнее Нальчика, в бассейне р. Черека, к востоку от него (63). Отложения верхнего турона здесь трансгрессивно, с размывом, залегают на верхнем альбе и представлены розовыми известняками, нижняя часть которых часто бывает мелоподобной. Нижняя, мелоподобная часть, лежащая на фаунистически охарактеризованном сеномане, фауны не содержит, а низы лежащих выше розовых известняков являются несомненно туроном, причем, повидимому, верхним, так как содержат *Inoceramus lamarchi* (P a r k.) *W o o d s*, *In. constellatus* *W o o d s* и др.

Севернее Нальчика в районе Минеральных Вод (64) турон представлен внизу мелоподобными известняками, сверху известняками светло-серыми. Лежащие выше розовые известняки, повидимому, уже являются коньякскими. Точно установить момент появления инволютных форм не удается.

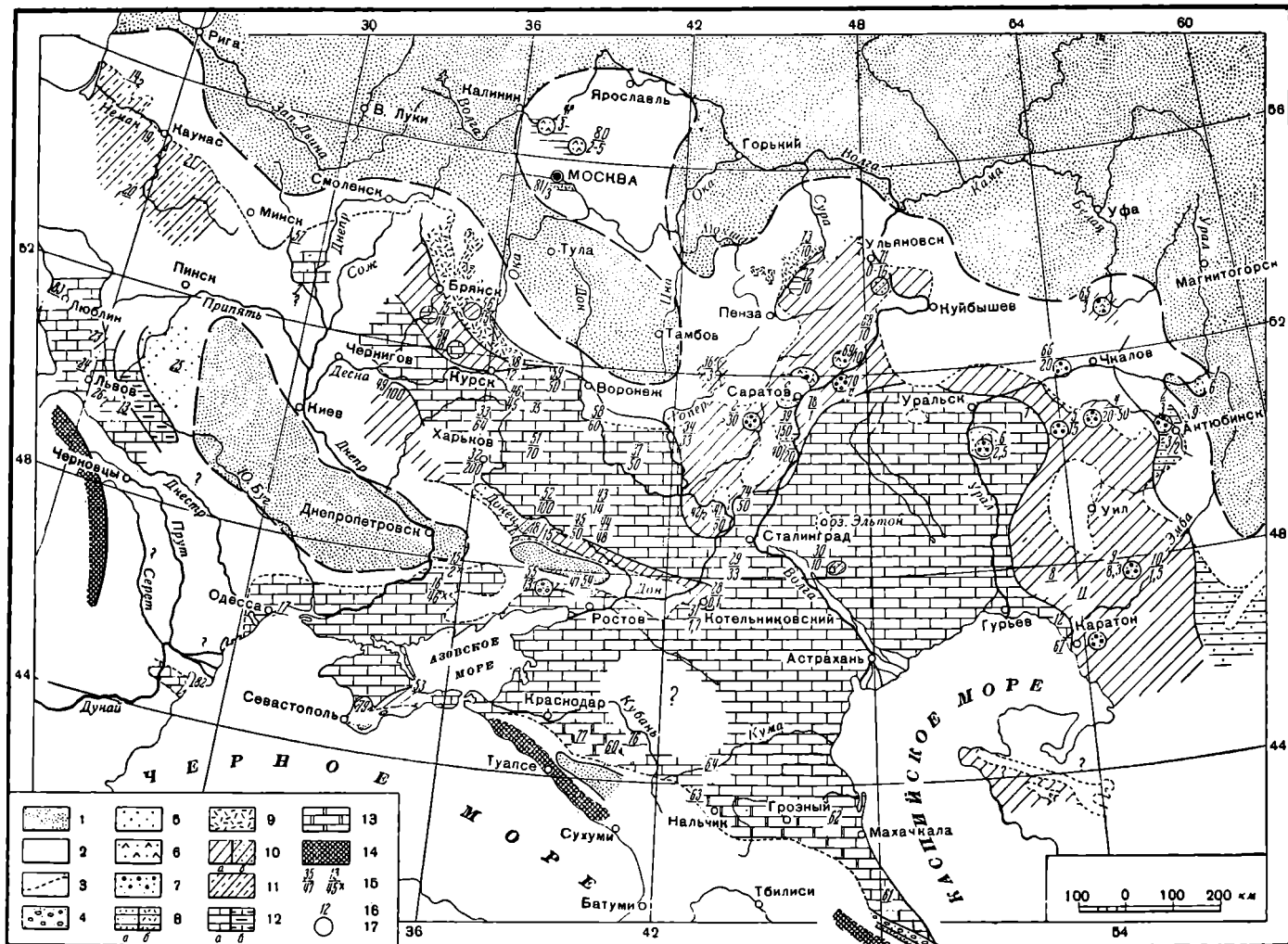
На северо-западном склоне в районе Майкопа (60, 76, 77) турон представлен глинистыми известняками, мощность которых резко уменьшается в южном направлении.

Вдоль всего северного склона Кавказа можно наблюдать трансгрессивный переход отложений верхнего турона на сеноман и далее на верхнеальбские слои. Верхнетуронская трансгрессия констатируется на северо-восточном склоне (61), в районе Нальчика (63) и на северо-западном окончании Кавказского хребта.

Севернее отложения турона могут быть констатированы лишь по южной окраине Донецкого массива (54, 55). В Кубанской и Кумской впадинах отложения верхнего мела опущены на глубину 1500 м, а возможно, и более, как это видно по скважинам Шор-Булака и Белой Глины.

До сих пор в отложениях турона по южной окраине Донбасса фауна нижнего горизонта не обнаружена. Турон представлен здесь базальными конгломератами, переходящими вверх в мел с большим количеством кремней. Мощность возрастает в южном направлении, причем к северу турон трансгрессивно переходит с отложений сеномана на карбон. Падение мощности к северу связано одновременно с замещением глубоководного белого мела слоистыми серыми мергелями, условно относимыми к Т — Сп, так как фауна в них не обнаружена.

Таким образом, на южной окраине Донецкого бассейна при переходе в Кубанскую депрессию устанавливается, с одной стороны, нарастание мощности турона, с другой — смена относительно мелководной фации более глубоководной, т. е. белым песчим мелом.



Фиг. 4. Палеогеография и фации турона Русской платформы.

1 — области размыва, суша; 2 — область предполагаемого распространения турона, позднее уничтоженного; 3 — границы современного распространения турона; 4 — грубозернистый кlastический материал (конгломерат, галечник, гравий); 5 — пески кварцевые; 6 — пески глауконитовые; 7 — фосфориты; 8 — глины песчаные (а), глины трепеловидные (б); 9 — трепел и опоки; 10 — мергель и грубый мел (а), мергель песчаный (б); 11 — мергель с фосфоритами и кремнями; 12 — мел (а), мел с кремнями (б); 13 — известняки; 14 — флиш верхнемеловой; 15 — числитель — номер точки, знаменатель без знака\* — мощность Т+Сп, знаменатель со знаком\* — мощность Т без Сп; 16 — номер точки; 17 — в кружках показана нижняя часть туронских отложений.

Места наблюдения (см. карту)

1 — Орск, в 15 км, Яншин, 1937; 2 — Актюбинск, к северу, в мульдe у пос. Родниковского, Яншин, 1937; 3 — Тамды (Нолоукраинская мульда), Яншин, 1937; 4 — бассейн р. Хобды; 5 — р. Утва; 6 — оз. Челкар, Безруков, 1936; 7 — р. Утва (среднее течение); 8 — Манат, Авров и др., 1935; 9 — Актугалай, Авров и др., 1935; 10 — Карадкар, Авров и др., 1935; 11 — Иманкара, Авров и др., 1935; 12 — Прикаспийская зона Эмбелского р-на, Дампл, 1934; 13 — р. Днестр (Подол); 14 — Кинтай; 15 — Гулий-Поле (Причерноморская впадина); 16 — Б. Токман; 17 — Одесса; 18 — сев. окраина Донбасса, Шатский, 1924; 19 — р-н Каунаса; 20 — Гродно; 21 — в северо-востоку от Гродно; 22 — Золотой Стоик, восточнее Чепстохова, Розицкий, 1937; 23 — Сокаль (р-н Львова); 24 — Задворье (р-н Львова); 25 — Подол и Волынь; 26 — Галич на Днестре; 27 — Долина р. Золотая Липа; 28 — Котельниково, Киреев, 1936; 29 — Гремячая, Киреев, 1936; 30 — Солоное Займище; 31 — Семичная; 32 — Харьков, Федоровский, 1916; Келлер, 1935;

33 — Белгород, Крестовников и Денисова, 1924; 34 — р. Хопер; 35 — Ст. Оскол, Крестовников и Денисова, 1924; 36 — с. Пады; 37 — р-н Богучар, Дубянский, 1936; 38 — Шигры 700 м к юго-западу, Дубянский, 1936, Архангельский и др., 1924; 39 — Н. Вапновка, Архангельский, 1912; 40 — Средняя Илоля, Мазаревич, 1923—1924; 41 — Трехостроянская; 42 — Донской купол, Камешный, 1923—1924; 43 — Стрельцовка; 44 — Благовещенская; 45 — Ворошиловград; 46 — Кочетовка, к северу от Белгорода, Крестовников и Денисова, 1924; 47 — хутор Муратов; 48 — Яхрома, Милановский, 1926; 49 — Ромны; 50 — р-н Льтова, Плотников, 1939; 51 — Валушки, Дубянский, 1936; 52 — р-н Изюма; 53 — Белогорск — Феодосия; 54 — Лысогорская, на р. Тузлов, южная окраина Донбасса; 55 — Амвросиевка, южная окраина Донбасса, Наливайко, 1935; 56 — Карачев, Брянск, Дашин, 1936; 57 — р-н Бобруйск, Богомолов, 1943; 58 — Райновская, Дубянский, 1936; 59 — Роговое к северу от Ст. Оскола Дубянский, 1936; 60 — к юго-востоку от Майкопа, Келлер, 1947; 61 — сев.-вост. склон Кавказа, Вассоевич, 1940; 62 — Черные Горы, Шатский, 1929; 63 — р. Нальчика; 64 — р-н Миперальных Вод; 65 — Муталово, Яншин, 1937; 66 — Чесноковка, Безруков, 1937; 67 — Каратон; 68 — р-н Хвалыиска, Архангельский, 1912; 69 — р-н Волска, Милановский, 1940; 70 — левый берег р. Волги у Вольска, Милановский, 1940; 71 — Сенгилей, бассейн Свины, Милановский, 1940; 72 — бассейн рен Суры и Варыша, Милановский, 1925; 73 — левый берег р. Суры, Милановский, 1925; 74 — низовья Илоли, Милановский, 1940; 75 — к югу от Брянска, Дашин, 1929; 76 — сев.-зап. склон Кавказа, Келлер, 1947; 77 — сев.-зап. склон Кавказа, Келлер, 1947; 78 — р-н Саратова, Милановский, 1940, Великовская, 1936; 79 — Бахчисарай; 80 — Загорск — Москва, Добров, 1932; 81 — Теплые Станы, Дашин, 1936; 82 — Добружа — Бабадарская мульда, Маковей и Атанасиу, 1931; 83 — Люблин.



Далее на запад в области Причерноморской впадины туронские отложения доступны для изучения только по ее южному и северному бортам, т. е. вдоль склона Азовско-Подольского массива и по северному склону Крымских гор.

В Гуляй-Поле (15) и Б. Токмаке известны мелоподобные породы, мергели мелоподобные и писчий мел с черными кремнями, которые по ряду признаков и стратиграфическому положению скорее всего являются туронскими. Установить по имеющимся данным, меняются ли фациально эти отложения, не представляется возможным. Несомненно лишь возрастание мощности к югу.

В Гуляй-Поле в основании проблематичного турона залегают кристаллические породы, южнее — в Б. Токмаке — по всем признакам уже имеется сеноман и даже, возможно, нижний мел, к которому можно отнести часть песчано-глинистой толщи, лежащей на кристаллических породах.

В Одессе (17) на основании микропалеонтологических данных к турону отнесен также писчий мел с черными кремнями, внизу песчанисто-глауколитовый. Этими данными исчерпываются сведения о туронских отложениях северной окраины Причерноморской впадины.

По южной ее окраине, в области Крымских гор, турон представлен в районе Бахчисарая (79) вверху белыми известняками с *In. lamarcki* P a g k., внизу — мергелями с *In. labiatus* S c h l o t h. В восточной части Крыма (53) к этому ярусу относится пачка мергелей.

Масштаб прилагаемых карт не позволяет показать детали изменения фаций в пределах Крымских гор, сложное строение которых отражается на изменении фаций и мощностей изучаемых отложений. Можно лишь отметить, что в пределах Южного Крыма турон выражен мергелями, свидетельствующими об относительной приподнятости этой территории, хотя здесь, по мнению М. В. Муратова, в туроне происходит максимальное погружение, во время которого не покрывались морем, возможно, лишь отдельные, наиболее высокие точки.

Для суждения о том, как далеко на север продолжают эти мергели и где они сменяются мелом, данных пока не имеется. Можно лишь предполагать развитие мела в центральной части Причерноморской впадины, поскольку наличие его установлено скважинами по периферии Азовско-Подольского массива.

Песчаные мергели сеномана в туроне сменяются сравнительно более чистыми мергелями. Происходит, повидимому, погружение этой области, но трансгрессивного залегания турона нигде не констатировано.

В Добрудже турон залегает на сеномане и представлен частью мелом, частью глинистыми отложениями.

Западнее Одессы в области Молдавской впадины послесеноманские отложения верхнего мела нигде не обнаружены вплоть до Прикарпатской зоны.

На юго-западной окраине платформы в области Львовской мульды (24) и по Днестру (26, 13) турон сложен карбонатными породами. Этот мел (местами кремнистый известняк) по направлению к Подольскому выступу и на Волыни сменяется песчаным мелом с кремнями и далее, повидимому, песками (26).

На юг к Прикарпатыю и на восток по направлению к Подольскому выступу мощности резко сокращаются.

Для значительной площади севернее Люблина сведения отсутствуют, так как мел здесь погружается на большую глубину под более молодые

отложения. Только значительно севернее, в южной части Балтийской синеклизы (14, 19), эти отложения снова выходят на поверхность и становятся доступными для изучения. Турон здесь представлен мергелями с кремнями и фосфоритами. Мощность его трудно определить ввиду того, что меловая толща здесь плохо изучена и не везде расчленена. На большей части Польской впадины турон залегает нормально на сеномане, за исключением Подольского выступа, где отсутствуют отложения низов турона. Видимо, здесь имела место регрессия в начале турона.

Из всего изложенного следует, что распределение фаций и мощностей турона контролируется теми же элементами структуры платформы, что и в сеноманское время, но при общем режиме погружения всей платформы области впадин, видимо, испытывали большие погружения, чем поднятия, так как появление более глубоководных карбонатных осадков в общем не сопровождается дальнейшей трансгрессией и даже, наоборот, в нижнем туроне намечается регрессия по окраинам поднятий.

Новая трансгрессия начинается лишь в конце турона и захватывает небольшие площади, главным образом по периферии платформы, в области обрамляющих платформу складчатых зон. Так, верхнетуронская трансгрессия проявилась по северному склону Кавказа, где отложения этого времени лежат непосредственно на сеномане, в области Крымских гор, а также и по южной и, возможно, северной окраинам Донецкого бассейна, где наличие отложений нижнего турона не доказано, а верхний турон местами переходит на отложения каменноугольного возраста.

Во внутренних частях платформы верхнетуронская трансгрессия может быть отмечена лишь в области северного отрезка Ульяновско-Саратовской мулды (см. фиг. 4).

### Коньяк

Палеогеографическая карта коньякского времени (фиг. 5) в значительной мере является условной, так как отложения этого возраста на большей части изучаемой территории не могут быть отделены от туронских, ввиду однообразия литологического состава и отсутствия ясной границы между этими ярусами. Кроме того, присутствие коньякских отложений часто является проблематичным. По этой причине первоначально не предполагалось составление карты для этого горизонта, но ввиду того, что для отдельных участков все же выявляются некоторые особенности, указывающие на изменение режима в предсантонское время, оказалось целесообразным составить такую карту, хотя она во многих случаях повторяет карту турона. В дальнейшем изложении мы не будем касаться территорий, где отложения коньяка неотделимы от туронских, а укажем лишь на те особенности палеогеографии, которые удалось установить для коньякского времени.

Фаунистически охарактеризованные коньякские отложения на Русской платформе установлены в очень небольшом числе пунктов.

В настоящее время сборами С. А. Доброва доказано наличие коньякских отложений в пределах Московской синеклизы. Обнаруженный этим исследователем комплекс форм определяет коньякский возраст хотьковских опок (2) в подмосковном меловом поле и глауконитовых песков у Теплых Станов (5). По данным Н. Т. Зюнова, конгломераты в районе Зарайска (4) также являются коньякскими. Все эти отло-

жения залегают на подстилающем их проблематичном туроне со следами размыва.

Грубопесчаная и гравийная фация нижней части коньякских отложений (Узкое, Зарайск) содержит, по данным С. А. Доброва, следы растений, воздушные корни пандрусовых, из чего автор делает вывод, что район этой фации представляет собой памятник песчаного мангрового побережья с редкими следами морской фауны (иноцерамы хотьковского комплекса)<sup>1</sup>.

Таким образом, в коньякское время отчетливо намечается разобшение Московского моря с бассейном Украинской мульды. Барьером служила Белорусско-Воронежская антеклиза, образующая южное ограничение Московской синеклизы.

На территории Прикаспийской синеклизы коньяк установлен по ее западному борту в Поволжье, в бассейне рек Иловли (31), Медведицы (30), на Дону (33), а также в бассейне рек Суры и Барыша (6).

Отложения коньякского возраста представлены в указанных районах белыми мелоподобными мергелями, за исключением бассейна рек Суры и Барыша, где развиты опоковидные мергели. Мощность их чрезвычайно невелика, но точное определение ее затруднительно, так как переход от турона всюду очень постепенный. Верхняя граница с сантоном, наоборот, чрезвычайно резкая. Она подчеркивается наличием губкового фосфоритового горизонта в основании сантона, в котором, кроме трудно определяемых губок, встречаются *Inoceramus involutus* Sow., *In. russiensis* Nil s., *Actinocamax intermedius* Sow. и др.

Остановимся вкратце на коньякских отложениях бассейна р. Барыша (6). Кремнистые мергели или опоки коньякского возраста здесь залегают непосредственно на альбе, турон отсутствует. К западу и востоку от этого пункта появляется турон и отсутствуют отложения коньякского яруса.

Наличие такого «острова» коньякских отложений требует дополнительных объяснений, если не предположить, что отложения этого возраста распространены и на смежной территории.

Южнее, на северо-восточном окончании погребенного Донбасса, котельниковской скважиной (16) пройдена толща опок проблематичного (Sn1?) возраста, часть которых, возможно, относится к коньякскому ярусу.

На противоположном восточном борту синеклизы, в Урало-Эмбенском районе коньякские отложения нигде не установлены. А. Л. Яншин предполагает здесь регрессию моря в связи с поднятием мугоджарского массива. Если это так, то предшествовавшая сантонскому осадконакоплению регрессия (или размыв) охватила снова ту же территорию, которая в конце альба характеризовалась образованием литоральных и частью континентальных отложений, т. е. она в конце альба, так же как и в конце коньякского времени представляет собой относительно приподнятый участок.

Присутствие коньякских отложений установлено и в бассейне р. Утвы Д. И. Иловайским, нашедшим *Inoceramus involutus* Sow. в верхней части турона.

Наличие инволютных форм по окраинам Прикаспийской синеклизы позволяет предполагать наличие коньякских отложений и в центральной ее части.

<sup>1</sup> Часть этой пачки прибрежных песчаных отложений, быть может, относится к сеноману.

Микропалеонтологическими исследованиями в районе Южной Эмбы, Каратона (19) и в других пунктах Прикаспия коньякские формы не обнаружены, поэтому к коньякскому ярусу условно отнесена пачка мергелей, в которой встречен смешанный комплекс туронских и сенонских форм. Предполагать выпадение горизонта здесь не приходится, так как отсутствуют следы перерыва.

В пределах большей части Днепровско-Донецкой синеклизы коньякские отложения также не могут быть отделены от турона, ввиду постепенного перехода и отсутствия ясной границы. По ее северной окраине мергели с *Inoceramus involutus* Sow. установлены в Брянском (11) районе, по правому и левому берегам р. Десны, но наряду с *In. involutus* Sow. здесь имеется и фауна сантона, вследствие чего разделение этих горизонтов невозможно.

По северной окраине Донбасса установлены мергели с *Inoceramus involutus* Sow. Граница их с туроном условная, как и на остальной площади синеклизы. На отдельных участках северной окраины Донбасса (пос. Успенский, 14) коньякские слои трансгрессивно залегают на карбоне.

В области краевых впадин по южной окраине Донецкого бассейна коньяк выделен условно; сюда отнесена часть мергелей турон-коньякского возраста.

По северному склону Кавказа хотя и установлено присутствие коньякской фауны, отграничить коньяк от турона также невозможно. Так, в Минераловодском районе (21) в толще светлосерых и розовых известняков встречаются и туронские, и коньякские инволотные формы: *Inoceramus lamarcki* Park., *In. involutus* Sow. Далее на запад, в Крыму, фауна коньяка и сантона в верхнемеловом разрезе до сих пор нигде не обнаружена. В остальных пунктах Причерноморской впадины коньяк также выделяется чисто условно.

На юго-западной окраине платформы, в Галицко-Волынской впадине [Львов (24)] к коньяку отнесены на основании микропалеонтологических данных меловые мергели, переходящие на юге в мергель.

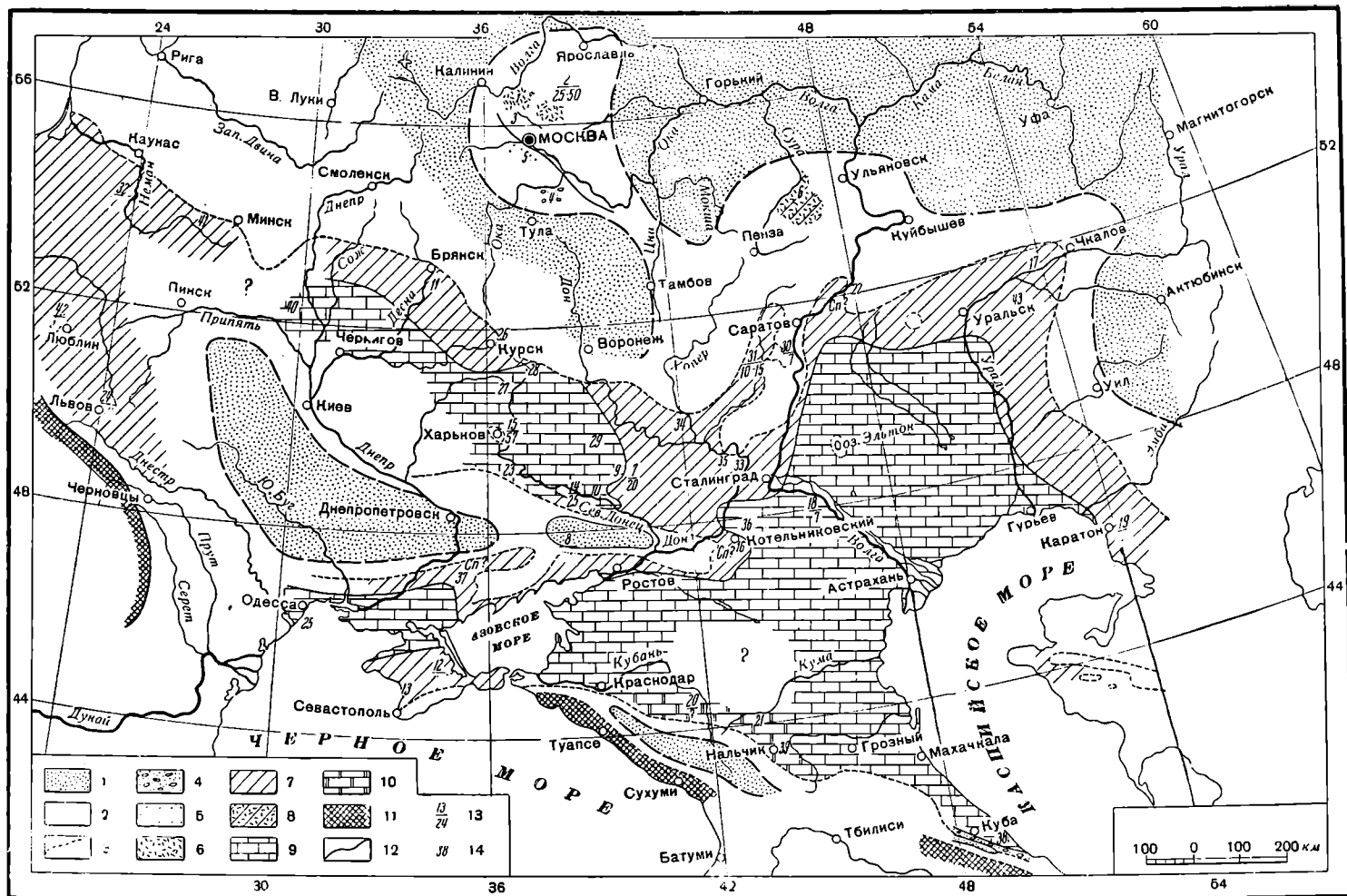
Из сказанного следует, что в общем изменение и размещение фаций для тех отложений верхнемелового разреза платформы, которые, повидимому, должны считаться коньякскими, мало чем отличается от туронских.

Особый интерес представляют коньякские отложения московского мелового поля. Указания на регрессивное состояние коньякского бассейна, а также, возможно, частично предсантонский размыв свидетельствуют о предсантонских поднятиях.

### Сантон

Отложения сантонского времени распространены на Русской платформе не только в пределах тех же основных отрицательных структурных элементов, что и отложения предыдущего отрезка верхнемелового времени, но также и на севере, в Печорской синеклизе (фиг. 6). В Московской синеклизе в настоящее время, благодаря исследованиям А. И. Кашлачева (1947), повидимому, также можно считать доказанным наличие фаунистически охарактеризованного сантона.

Фауна сантона неоднородна для всей платформы. В Прикаспийской синеклизе сантонские отложения разделяются на два горизонта: нижний, представленный мергелями и чередованием мергелей и глин,



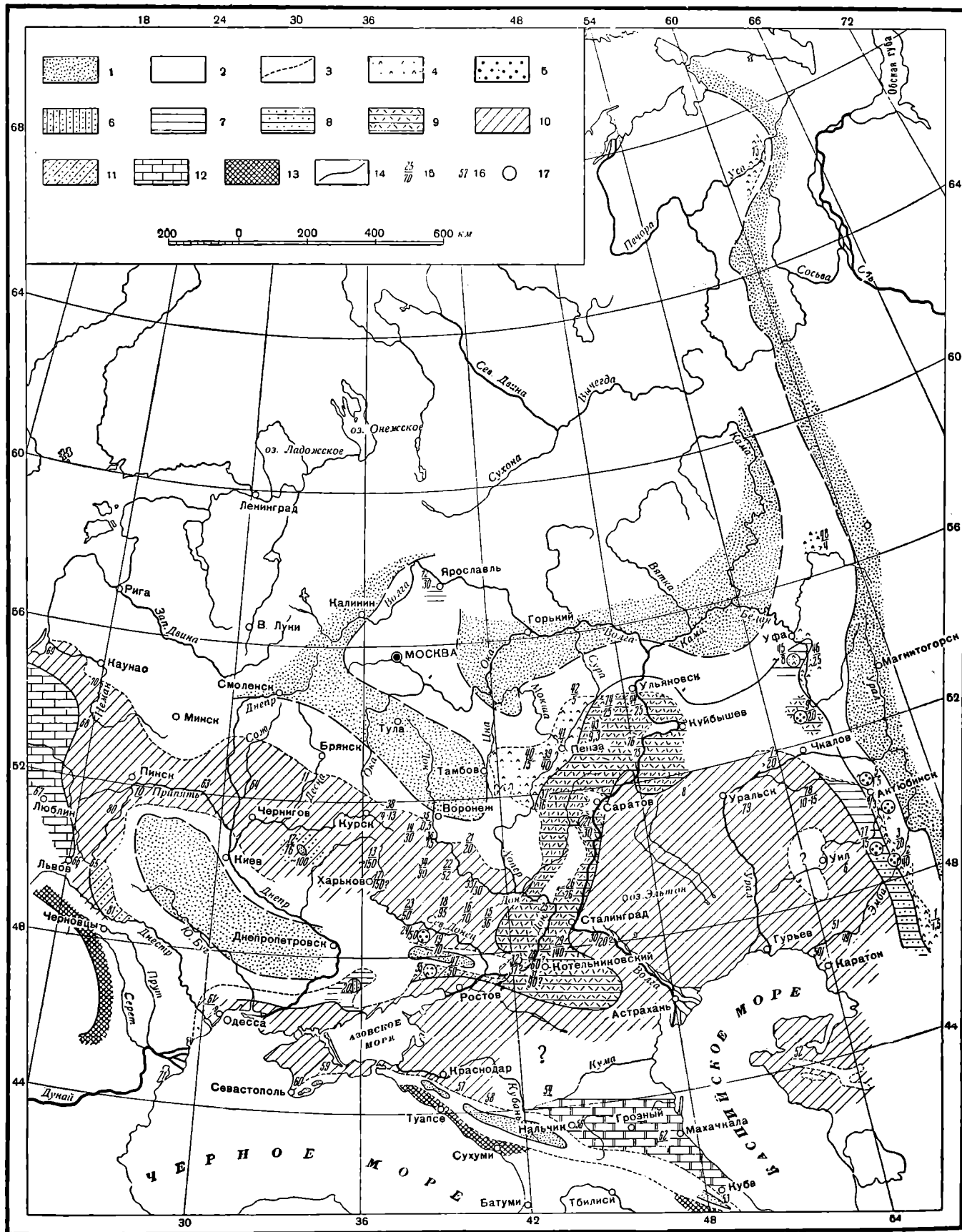
Фиг. 5. Палеогеография и фации коньякского яруса Русской платформы.

1 — области размыва, суша; 2 — области предполагаемого распространения отложений коньякского яруса, позднее уничтоженных; 3 — границы современного распространения коньякских отложений; 4 — грубообломочный материал, конгломераты; 5 — пески кварцевые; 6 — опоки, трепела; 7 — мергели; 8 — мергели кремнистые; 9 — мел; 10 — известняки; 11 — флиш верхнемеловой; 12 — условная граница между фациями; 13 — числитель — номер точки, знаменатель — мощность коньякских отложений; 14 — номер точки.

Места наблюдения (см. карту)

1 — Яхрома, Милановский, 1926; 2 — Хотьково, Добров, 1932; 3 — р. Лутосня, Добров, 1932; 4 — Зарайск; 5 — Теплые Станы; 6 — р. Сура, Милановский, 1925; 7 — Благочестенская; 8 — южная окраина Донбасса; 9 — Стрельцовка; 10 — Ворошиловград; 11 — к югу от Брянска, геол. карта 1:1 000 000, лист 36; 12 — Белогорск; 13 —

Бахчисарай; 14 — северная окраина Донбасса, Шатский, 1924; 15 — Харьков (ст. Основа), Федоровский, 1916; 16 — Котельниково; 17 — Чесноновка, Безруков, 1937; 18 — Солоное Займище; 19 — Каратон, Дампл, 1934; 20 — сев.-зап. склон Кавказа, Келлер, 1936 и 1939; 21 — Ессентуки; 22 — р-н Вольска, Зонов, 1932; 23 — р-н Изюма; 24 — р-н Львова; 25 — Одесса; 26 — р-н Курска, Архангельский, Денисов и Крестовников, 1924; 27 — Кочетовка, Крестовников и Денисова, 1924; 28 — Ст. Оскол, Дубянский, 1936; 29 — Михайловская; 30 — Доно-Мелведицкий вал, Мазарович, 1926; 31 — Лоно-Мелведицкий вал, Мазарович, 1926; 32 — Друскениги; 33 — Трехостровянская, правый берег Дона; 34 — правый берег Хопра ниже ст. Михайловской; 35 — р-н Донского купола; 36 — Гремячая; 37 — Гуляй-Поле, В. Токман; 38 — Юго-Вост. Кавказ, Вассович, 1933; 39 — р-н Нальчика; 40 — Калининичи — Гомель, Богомолов, 1943; 41 — к западу от Минска; 42 — Люблин; 43 — бассейн р. Утвы.



Фиг. 6. Палеогеография и фации савтона Русской платформы.

1 — области размыва, суша; 2 — области предполагаемого распространения отложений савтонского яруса, позднее уничтоженных; 3 — граница современного распространения савтонских отложений; 4 — пески глауконитовые; 5 — фосфориты; 6 — песчаники; 7 — глины; 8 — глины песчаные; 9 — глины кремнистые, чередование гли и опок; 10 — мергели; 11 — мергель песчанистый; 12 — мел; 13 — флишевые отложения; 14 — условная граница между фациями; 15 — числитель — номер точки, знаменатель — мощность савтонских отложений; 16 — номер точки; 17 — в кружках показана нижняя часть савтонских отложений.

Места наблюдения (см. карту)

1 — Чухма-Куль, Яншин, 1940; 2 — верхнее течение р. Эмбы; 3 — ст. Эмба, Безруков, 1937; 4 — верховье р. Илек, Яншин, 1932; 5 — р-н Актюбинская; 6 — бассейн рек Сагза и Уила; 7 — Чесноковка, Безруков, 1937; 8 — Озинки; 9 — Муталово, Яншин, 1937; 10 — Парахонск; 11 — Трубоческ (к югу от Брянска), р. Судость, Савчинская, 1940; 12 — Ромны; 13 — Белгород, Крестовников и Децисова, 1924; 14 — Ст. Оскол, Архангельский и др., 1924; 15 — Благоевская; 16 — Старобельск; 17 — Харьков, Федоровский, 1916; 18 — Стрельцовна; 19 — Ворошиловград; 20 — В. Токман; 21 — Бутурлинка, Дубянский, 1936; 22 — к востоку от Валуек, Дубянский, 1936; 23 — р-н Изюма; 24 — сев.-зап. окраина Донбасса, Шатский, 1924; 25 — Распопинская — Клетская; 26 — Н. Иловля, Мазарович, 1923—1924; 27 — Н. Банновка, Архангельский, 1912; 28 — Котельниково; 29 — Гремичная; 30 — Солоное Займище;

31 — Семичная; 32 — Бахламовская; 33 — Россось, Дубянский, 1936; 34 — Валуки, Дубянский, 1936; 35 — к югу от Воронежа, Дубянский, 1936; 36 — к югу от Воронежа, Дубянский, 1936; 37 — р. Хопер, к северу от Балалды; 38 — Шигры, Архангельский и др., 1924; 39 — г. Сердобск, Великовская, 1936; 40 — на р. Вороне в западу от Сердобска, Великовская, 1936; 41 — Пенза, Архангельский, 1916; 42 — р-н Странска, Архангельский и Добров, 1913; 43 — Инза; 44 — Ульяновск — Сенгилей, Милановский, 1940; 45 — к югу от Уфы; 46 — к юго-востоку от Уфы, Тяжева 1937; 47 — хутор Муратов; 48 — к северу от Красноуральска; 49 — Исседжала; 50 — Южная Эмба, Каратов; 51 — Иманара, Авров и др., 1935; 52 — Мангышлан, Ваярунас, 1911; 53 — юго-вост. склон Кавказа, Вассоевич, 1940; 54 — Минеральные Воды, Ессентуки; 55 — южная окраина Донбасса (Амбросяева), Наливайко, 1935; 56 — Нальчик; 57 — Хадзыженский р-н, Келлер, 1936, 1947; 58 — реки Б. Лаба и М. Лаба Келлер, 1936, 1947; 59 — Белогорск; 60 — Бахчисарай; 61 — Одесса; 62 — Черные Горы, Шатский, 1929; 63 — Мозырь; 64 — Томель, Казанов, 1943; 65 — Подол (в истоках р. Буг); 66 — Львов; 67 — Люблин; 68 — Гродно; 69 — Советск; 70 — к югу от Каунаса; 71 — Добруджа, Манович и Атанасу, 1931; 72 — Ярославль, Капшацев, 1947; 73 — Северный Урал; 74 — Барыш—Сура, Милановский, 1928; 75 — Хвалынский; 76 — Акатная Мава, Архангельский, 1912; 77 — Бактыгары, Калинин, 1937; 78 — левобережье нижнего течения р. Илек, бассейн р. Б. Хобды и верховье р. Уты; 79 — водораздел р. Уты с бассейном оз. Челкар; 80 — Маневичи; 81 — р. Днестр.

в котором руководящими формами являются *Inoceramus cardisoides* Goldf., *Belemnitella praecursor* Stol., и верхний — опоковый с *Plecteria tenuicostata* Roem. Последние получили здесь широкое развитие под влиянием установившейся связи в области Предуралья с бореальным бассейном Печорской синеклизы.

Тот же характер, повидимому, носила фауна Московской синеклизы, о чем свидетельствуют обнаруженные в районе Ярославля А. И. Кашлачевым (1947) останцы верхнего мела, залегающего на нижнемеловых отложениях.

В пределах Днепровско-Донецкой синеклизы, вследствие, видимо, иных физико-географических условий, комплекс фауны носит смешанные черты — наряду с проникающими сюда с востока *Belemnitella praecursor* Stol. в него входят также и характерные западноевропейские формы — *Actinocamax granulatus* (Bl.) и др.

С верхней птериевой зоной Поволжья здесь можно параллелизовать выделенные по северной окраине Донецкого бассейна (Н. С. Шатский, 1924) немые мергели, лежащие в основании кампанских отложений.

По южной окраине платформы в Крымско-Кавказской зоне и на Мангышлаке северная фауна совершенно исчезает, и сантонские отложения характеризуются развитием иноцерамов (*In. inconstans* Woods и др.) и морских ежей.

По западной окраине платформы, т. е. в Галицко-Волынской впадине, как выше указывалось, принято германско-скандинавское расчленение верхнего мела, по которому над эмшером в нижнем сеноне различают нижне-, средне- и верхнегранулятовые слои, выше которых располагается квадратная зона верхнего сенона.

На основании работ А. Д. Архангельского, нижний горизонт сантона Русской платформы сопоставляется с нижней и средней гранулятовой зоной, а верхний горизонт охватывает верхнюю гранулятовую и нижнюю квадратную зоны западноевропейского расчленения (см. табл. 1).

Верхняя и нижняя границы сантонских отложений на территории платформы в большинстве случаев выражены очень резко, так как начало сантонского осадконакопления отмечается появлением второго (после турона) фосфоритового горизонта, который образовался в результате смены предсантонской регрессии новым наступлением моря. Верхняя граница определяется появлением нового комплекса кампанской фауны, а иногда наличием фосфоритового слоя в основании кампана.

Менее ясен этот вопрос для южной и юго-западной окраин платформы; так, например, на Волыни по западной окраине Азовско-Подольского массива толща однообразных мергелей турон-сенонского возраста до сих пор не расчленена. В Крыму эти границы также не могут считаться определенными, так как здесь к коньяк-сантону условно отнесена толща немых мергелей только по их стратиграфическому положению. По северной окраине Донбасса неясна верхняя граница сантона вследствие постепенного перехода к кампану.

Отложения сантонского времени на обширных пространствах располагаются трансгрессивно на подстилающих отложениях. Так, в пределах Прикаспийской синеклизы сантонская трансгрессия отчетливо выражена и по западному, и по восточному борту.

Также и в Урало-Эмбенском районе сантонские отложения трансгрессивно перекрывают туронские, сеноманские и, наконец, в наиболее восточных пунктах — континентальные пески альба. В общей сложности трансгрессивное залегание констатируется на обширной площади,

примерно от западной окраины Хобдинского вала до западного склона Урала.

По западному борту синеклизы, т. е. по восточному склону Воронежского массива сантон лежит трансгрессивно на сеномане и местами переходит на пизжий мел, как, например, в районе Керенско-Чембарских поднятий, и на турон в области алатырского отрезка Волго-Уральского свода.

Отдельные островки сантона, сохранившиеся на территории Предуральского прогиба, по которому, повидимому, шло сообщение с бореальным бассейном, свидетельствуют о трансгрессивном залегании в области северного борта Прикаспийской синеклизы. Так, в районе пос. Муталово (9) сантон ложится с размывом на турон и далее на континентальный мезозой и палеозой.

В пределах Московской синеклизы отложения сантона, если считать доказанным их положение *in situ*, также с резким несогласием залегают на нижнемеловых образованиях готерив-баррема.

Эта трансгрессия проявилась также и по периферии Днепровско-Донецкой синеклизы. По северной ее окраине сантон постепенно переходит на самые низкие горизонты турона. В области Доно-Донецкого моста он ложится местами на коньякские отложения со следами размыва, а по северной окраине Донбасса переходит на еще более древние отложения, вплоть до карбона, с появлением базальных конгломератов и грубых песчаных отложений в основании.

Так же ярко выражена сантонская трансгрессия и по западной окраине платформы в области северной окраины Польской впадины и частично Балтийской синеклизы. Здесь на большой площади имеет место выпадение верхних слоев коньякских и нижних слоев сантонских отложений. По юго-восточному борту названной впадины, т. е. по окраине Подольского выступа, сантон несогласно залегает на туроне, а в области Припятского прогиба проблематичный сантон лежит на более древних палеозойских отложениях.

В центральных частях всех рассмотренных синеклиз никаких перерывов в осадконакоплении верхнемелового времени не констатируется.

По северному склону Кавказа и в Крыму в это время может быть отмечено отсутствие трансгрессии. На Западном Кавказе сантонская трансгрессия вообще не проявилась; ей, возможно, соответствует лишь небольшой размыв на границе коньякских и сантонских отложений.

Среди образований сантонского времени на платформе могут быть выделены следующие фации:

- 1) мергельно-меловая,
- 2) собственно мергелей, часто чередующихся с глинами,
- 3) опок, чередующихся с кремнистыми глинами,
- 4) песчаных глин,
- 5) глауконитовых песков.

По окраинам складчатых сооружений распространены типичные известняки, нигде во внутренних частях платформы в меловое время не встречающиеся.

При составлении карты учитывалась вся мощность сантонских отложений. Изменение литологического состава по вертикали отмечено соответствующим условным знаком (т. е. кружками, в которых показан состав нижней части толщи). Границы между фациями на карте соответствуют второй половине сантонского времени. Нижнесантонские отложения



очень часто отсутствуют, и верхний сантон трансгрессивно залегает на более низких горизонтах.

Переходя к рассмотрению размещения фаций и обращаясь к палеогеографической карте, нетрудно заметить, что в пределах Прикаспийской синеклизы огромные пространства заняты мергелями, распространение которых характеризует центральную часть этой структуры. На юге они переходят в область Мангышлака и Предкавказского краевого бассейна.

Мергели и меловые мергели установлены рядом буровых скважин в нижнем течении р. Эмбы (50, 49, 51), в скважине Соленого Займища (30), в Озинках (8), в бассейне рек Илек (78) и Утвы (79) и в районе Чесноковки (7). В последних пунктах мергели более глинистые, быть может, переходного типа к глинам, подобным тем, которыми мергели сменяются на востоке.

Полоса распространения глин и песчаных глин, местами кремнистых, может быть протянута на север до Уфы. В основании их почти всюду залегает фосфоритовый горизонт. На восток глины сменяются глауконитовыми песками с фосфоритом, местами с конгломератом в основании, сохранившимися главным образом в виде отдельных пятен в мелких впадинах. По западному борту синеклизы глины, сменяющие мергели, сильно кремнистые, опоковидные; часто преобладают опоки, чередующиеся с небольшими прослоями глин. Эти отложения можно наблюдать в районе погребенного Донбасса (28, 29, 31), Донской луки (25), по правому берегу Волги вплоть до Ульяновска (26, 27, 75, 44).

Кремнистые глины к западу также сменяются глауконитовыми песками, сохранившимися от размыва на значительной территории по восточному краю Воронежского массива (39, 40, 41, 42).

Максимальные мощности сантонских отложений установлены в центральной части синеклизы по нижнему течению р. Эмбы, где они достигают примерно 95 м. На восток, с приближением к Уралу, мощность постепенно сокращается, падая до 40—20 м и, наконец, до 8—1,5 м.

Падение мощностей без изменения фаций наблюдается также и на северной окраине Прикаспийской синеклизы, где в области широтного отрезка р. Урала мощность мергелей едва достигает 10—15 м.

В Московской синеклизе сантон выражен в той же глинисто-кремнистой фации, что и в области правобережья Волги.

На территории Днепровско-Донецкой синеклизы широко распространены мергели, фациальные изменения которых по северному и южному крыльям в настоящее время наблюдать трудно, повидимому, вследствие докампанского размыва. Можно лишь установить некоторое уменьшение мощности этих мергелей от центральной части впадины к ее периферии. Изменение фаций в сантоне наблюдается лишь по северной окраине Донецкого бассейна, где появляются песчаные мергели, базальные конгломераты и отмечается трансгрессивное залегание сантона. Западнее, в районе Изюма (23), уже имеется нормальная серия отложений и перерывов верхнемеловых отложений не наблюдается, так же как и во всей центральной части синеклизы.

Отложения верхнего мела, перекрывающие отложения карбона и проблематичного девона в области Припятского прогиба, возраст которых до сих пор точно не установлен, скорее всего должны быть отнесены к сантонскому ярусу по следующим причинам: с одной стороны, по западной окраине Днепровско-Донецкой синеклизы, где турон-коньяк-сантонская толща

не расчленена, наличие этих трех горизонтов (по находимой фауне) является несомненным лишь к востоку от р. Десны, к западу же от нее установлен лишь сантон, в то время как наличие турона и коньяка является сомнительным и до сих пор не доказано; с другой стороны, ярко выраженная трансгрессия в сантоне в пределах Польской мульды позволяет предположить соединение бассейнов Днепровско-Донецкой синеклизы и западной окраины платформы именно в сантонское время.

По южной окраине платформы, повидимому, также широко развиты мергели, о чем свидетельствуют данные таганрогской скважины, а также фациально изменяющиеся мергели южной окраины Донецкого бассейна. Фауна резко отличается от фауны сантона в Поволжье и на северной окраине Донбасса, так как здесь явно преобладают аммониты. Из числа последних можно назвать *Parapachidiscus isculensis* Redtenbach, присутствуют также *Turrilites* и другая фауна южной провинции. Вдоль северного склона Кавказского хребта мергели сменяются на востоке известняками, а на западе частично флишевыми отложениями, местами проникающими на северный склон.

Мергелями представлен сантон и западнее, в пределах Причерноморской впадины, как это видно в Одессе (61) и в Крыму (59—60). По южной окраине Азовско-Подольского массива скважиной в Б. Токмаке вскрыт сантон, представленный песчаниками и глинами.

В области Молдавской впадины отложения сантонского яруса отсутствуют. Распространение их от Одессы, видимо, следует искать к югу и через Добруджу далее на запад.

По западной окраине платформы сантон выражен мелоподобными мергелями и мелом. Фация мелоподобных отложений сменяется в верхнесантонское время к северу, востоку и югу мергелями и песчанистыми мергелями с *Actinocamax (Goniotheutis granulatus)* (В I.). В области Белорусского массива, Подольского выступа, на Днестре верхний сантон представлен отложениями песчаной фации (дельтовые образования рек, по Новаку). Здесь намечается и сокращение мощностей.

Резюмируя изложенное, можно сказать, что всюду где мы располагаем достаточным фактическим материалом, смена фаций и изменение мощностей контролируются теми же основными структурными элементами платформы, что и в сенманское время.

Появление терригенного материала и мелководных прибрежных фаций в районе Подольского выступа приводит к предположению о существовании области размыва на Азовско-Подольском массиве. Об этом же свидетельствует и некоторое различие развитых здесь фаунистических комплексов.

Наличие грубых конгломератов и явно прибрежных фаций делает несомненным существование участка суши и в области Донбасса.

Прибрежные песчаные фации обрамляют также и Воронежский массив.

Урал в сантонское время представлял собой подняtie, являвшееся областью размыва. Здесь береговая линия сантонского моря, по А. Л. Яншину, доходила до Мугоджар и продолжалась на север по меридиану приблизительно на 50 км к востоку от Актюбинска.

В отношении состава отложений в сантонское время напрашивается вывод, что широкое повсеместное развитие мергелей является следствием обширной трансгрессии, в результате которой привносилось большее количество терригенного материала, загрязнявшего карбонатные образования. Образование чистого мела, видимо, требует регрессивного состояния бассейнов.

### Кампан

Отложения кампанского яруса характеризуются на Русской платформе, в основном, присутствием *Belemnitella mucronata* Schloth. Кроме этой руководящей формы, в них часто встречаются *Goniotheutis mammillatus* Nilis. и ряд других менее характерных форм.

По северной окраине Донецкого бассейна, в отличие от классического поволжского разреза, *B. mucronata* Schloth. переходит и в вышележащие лянцеолятовые слои. Кроме того, здесь в кампанских слоях присутствует *Inoceramus balticus* Boehm, который не встречен в Поволжье.

При сопоставлении кампанских отложений центральной части Русской платформы с соответствующими отложениями германско-скандинавского разреза мы принимаем, что слои с *B. mucronata* Schloth. стратиграфической схемы А. Д. Архангельского соответствуют верхней зоне квадратного мела с *Actinocamax quadratus* Bl. и нижней части нижнемукронатовой зоны с *Hoplitoplacenticerus coesfeldiense* Schlüt. западноевропейского расчленения.

Отложения кампана распространены в пределах тех же структурных элементов платформы, что и отложения предыдущего сантонского яруса, за исключением Московской и Печорской синеклиз.

Как видно из палеогеографической карты (фиг. 7), в кампане максимального развития достигают карбонатные, мергельно-меловые отложения. В пределах Прикаспийской синеклизы их можно проследить от района Ульяновска на севере до нижнего течения р. Эмбы на юге.

К востоку карбонатные отложения переходят в мергели и далее в глины мергелистые, распространенные на территории восточной части Урало-Эмбенского района (53, 54, 69, 67). Еще дальше на восток глины сменяются глинистыми песками и песчаниками и, наконец, местами, как, например, по левому берегу р. Ори (68), сохранились остатки наиболее мелководной фации кварцевых песков. Мощность последней близка к 3—5 м.

Таким образом, и в кампанское время мы также наблюдаем смену фаций с приближением к Уральской складчатой зоне. Отложения кампана здесь трансгрессивно переходят на палеозой (Мугоджарский массив), и в этих случаях в их основании появляются конгломерат и фосфориты.

В Эмбенском районе можно проследить изменение фаций кампана от бескарбонатных глин на востоке (69, 54) до писчего мела на западе.

По северному борту Прикаспийской синеклизы в бассейне р. Илек мощность меловой фации не превышает 20—25 м.

Переходя на западный борт синеклизы, в область волжского правобережья, мы встречаемся с развитием глинисто-опоковой фации кампана, обрамляющей Доно-Медведицкие поднятия и уходящей на юг в область погребенного Донбасса. Мощность этих отложений 60—70 м. Меловая фация проникает на правый берег Волги лишь в Ульяновском Поволжье, где она сменяется в западном направлении на склоне Волго-Уральского свода глауконитовым мелом (фиг. 7) и, наконец, песками, частью глауконитовыми.

По северному борту синеклизы относительно мелководные и терригенные фации, видимо, уничтожены позднейшим размывом, но резкое сокращение мощностей, по всей вероятности, контролируется поднятием Волго-Уральской антеклизы.

В бассейне Дона глинисто-опоксовая фация сменяется песками, которые в среднем течении р. Чир (25) переходят в мергели и в области Доно-Донецкого моста — в мергели мелоподобные.

На территории Днепро-Донецкой синеклизы кампан представлен внизу мергелями, сходными с сантонскими, мощностью 10 м, вверх переходящими в белый мел мощностью 88 м (30, 44). Таким образом, общая мощность отложений кампана в центральной части синеклизы равна примерно 98 м.

Фации северного и южного борта синеклизы почти полностью уничтожены размывом. Указанием на появление песчаных мергелей на северном борту могут служить выходы в районе г. Сумы (43, 44).

Фация мела сменяется мергелями и песчаными прибрежными отложениями также по северной окраине Донецкого бассейна (47, 38), причем здесь можно наблюдать признаки регрессии моря для некоторых горизонтов сенона.

По южной окраине платформы намечается область распространения мергелей, вскрытых скважиной в Белой Глине (71), установленных на южной окраине Донбасса (55, 56), в Крыму, на северо-западном окончании Кавказа и, видимо, продолжающихся на восток в область Мангышлака. Мощность мергелей в непосредственной близости к поднятию Донецкого палеозойского массива, Мангышлака и Крымских гор варьирует в пределах 40—70 м.

По северному склону Кавказа кампан представлен известняками, местами с зеленоватыми мергелистыми прослойками. На северо-западном окончании Кавказского хребта появляются терригенные отложения (песчаники), указывающие на близость существовавшей здесь области сноса.

Южная окраина Азовско-Подольского массива является областью развития кварцевых песков; песчаный материал имеется также по западной окраине Подольского выступа. Это позволяет предположить относительную приподнятость Азовско-Подольского массива; возможно даже, что он представлял собой сушу, так как миграция фауны западноевропейского характера на территорию Днепровско-Донецкой впадины была затруднена.

По западной окраине платформы, в области Львовской мульды и Польско-Германской впадины, кампан (или нижнемукрона-товые и верхнеквадратные слои) в меловой фации вскрыт в Люблине, Друскениках и других пунктах по нижнему течению Немана. В львовском районе мел становится песчанистым и далее на Днестре переходит в песчанистые мергели.

Северная граница распространения кампанского моря в области Балтийской синеклизы, возможно, проходила значительно севернее современной границы распространения верхнемеловых отложений. Отложения кампана здесь были уничтожены на пути движения ледника. Об этом свидетельствуют останцы мела.

Результат энергичной деятельности ледника можно наблюдать и южнее останцов, по всей северной полосе распространения верхнего мела (нижнее течение Немана, Гродно и др.); здесь в результате гляциодислокаций меловые отложения сильно перемяты, иногда залегают в виде огромных отторженцев среди четвертичных отложений и часто с обратной стратиграфической последовательностью.

В заключение следует отметить, что широкое развитие в кампане чистых отложений белого мела совпадает, как и в турон-коньякское время,

с началом регрессивного состояния бассейна на платформе. Трансгрессивное залегание отложений кампанского времени может быть отмечено лишь по восточной и южной окраинам платформы, в области складчатых сооружений Кавказа и Урала. (Обратную картину мы наблюдали для сантонского времени, когда трансгрессия, широко проявившаяся на платформе и в Приуралье, по северному склону Кавказа не отмечается.)

### Нижний маастрихт — горизонт *Belemnitella lanceolata* Schloth.

Карта палеогеографии и фаций отложений лянцеолятового горизонта (фиг. 8) соответствует по времени нижнему горизонту маастрихтского яруса, т. е. горизонту, характеризующемуся присутствием *Belemnitella lanceolata* Schloth.

Нижняя граница этого горизонта нами проводится по контакту с отложениями кампана даже в тех случаях, когда нижняя часть лянцеолятовых слоев выделяется в особый горизонт, в котором присутствует *B. problematica* Lang. (*B. langei* Schat.). Этот горизонт констатируется в меловом разрезе Купянского района, в Поволжье, где он представлен глинами, наблюдаемыми в северной части Пензенского района, по нижнему течению р. Шалдаис, по р. Колояру, по берегу р. Суры, между Бессоновкой и Андызем и в бассейне р. Сызрана. Возможно, что эти слои при дальнейшем изучении будут выделены из лянцеолятового горизонта и на всей остальной исследуемой территории, но пока это не сделано, мы не можем их исключать из разреза при составлении карты фациальных изменений отложений лянцеолятового времени.

Верхняя граница в огромном большинстве случаев проходит по контакту с опоками палеогена, за исключением отдельных пунктов, где сохранились отложения верхнего маастрихта (горизонт *B. americana* Mot.), как, например, в Урало-Эмбенском районе, в районе Пензы и Саратова (верховье Пудовкина Буерака). В некоторых местах они перекрываются отложениями датского яруса.

В области Прикаспийской синеклизы отложения нижнего маастрихта распространены на громадной площади в районе Поволжья и в Заволжье. Они тянутся примерно от широт Ульяновска по правому берегу Волги до Сталинграда и далее на юге скрываются под отложениями палеогена. В южной части района, примерно от Саратова до Сталинграда, они занимают узкую полосу между Волгой и Доно-Медведицким валом, огибаяют его северное окончание и заходят на его западный склон в районе Князевки, Меловатки, Андреевки (30). Возраст отложений между рр. Терсой и Медведицей проблематичный (скорее палеоген) и поэтому не показан.

В северной части района отложения горизонта *Belemnitella lanceolata* Schloth. занимают обширную площадь от Волги приблизительно до меридиана Пензы и Нижнего Ломова, отсутствуя лишь в пределах Саратовских, Жигулевских и Сурско-Мокшинских поднятий. На этой территории можно наблюдать несколько типов осадков нижнего маастрихта, постепенно фациально сменяющих друг друга в горизонтальном направлении: 1) фация песков и песчаников; 2) фация глинисто-мергельных отложений, местами с опокovidными (кремнисто-глинистыми) прослоями; 3) фация собственно мергельных отложений; 4) фация меловых (чисто карбонатных) отложений.

Полосу песчаных отложений можно проследить вдоль западного борта Прикаспийской синеклизы от Нижнего Ломова, через северный конец Доно-Медведицкого вала и дальше вдоль восточного его склона до Сталинграда.

В северо-западном углу их распространения, в районе г. Вадинска, г. Белинского, Нижнего Ломова, Наровчата, на фаунистически охарактеризованных слоях нижнего сенона залегают: внизу — немые песчаные глины, видимо, еще нижнесенонского времени, вверху — также немая толща, но сложенная глауконитовыми песками и кремнистыми песчаниками, которые могут отчасти уже принадлежать верхнему сенону.

Площадь распространения этой немой серии ограничивается с севера дугообразно изогнутой линией, проходящей через Вадинск — Наровчат, Мокшан и Пензу. С юга граница проходит через Буртас, верховье Вороны, верховье Хопра и далее резко отклоняется на юг к верховьям р. Сердобы, где песчаная фация сенона содержит остатки фауны, позволяющей установить горизонт *Belemnitella lanceolata* Schloth. Пески того же типа, что и в верховьях Сердобы, с той же фауной, наблюдаются в районе Пензы, к западу от нее.

Западная граница распространения немой песчаной серии проходит приблизительно через Вадинск — Буртас; она скорее всего соответствует по возрасту верхнему сенону.

Нижний маастрихт имеется, повидимому, не везде и, возможно, приурочен лишь к центральной части Мокша-Окского прогиба, где маастрихтский возраст отложений устанавливается по их сходству с песчаными, фаунистически охарактеризованными отложениями к востоку от Нижнего Ломова в районе с. Атмис (36). Здесь в песчаной толще были обнаружены пустоты от рostr *Belemnitella lanceolata* Schloth., *Ostrea praesinzowi* Arkh., ядра *Nautilus*, отпечатки двусторчатых моллюсков и зубы акул. Мощность лянцеолятового горизонта здесь около 8 м. В районе Доно-Медведицкого вала песчаные отложения можно наблюдать на правом берегу р. Иловки, близ устья р. Ширяй, в балке Суходол и в других пунктах.

В этих разрезах видно, что глауконит в песках исчезает, и мы здесь имеем фацию чистых кварцевых песков, характеризующих более мелководную прибрежную зону, сменившую фацию глауконитовых песков в области Доно-Медведицкого вала. Последний, видимо, представлял собой в это время область размыва.

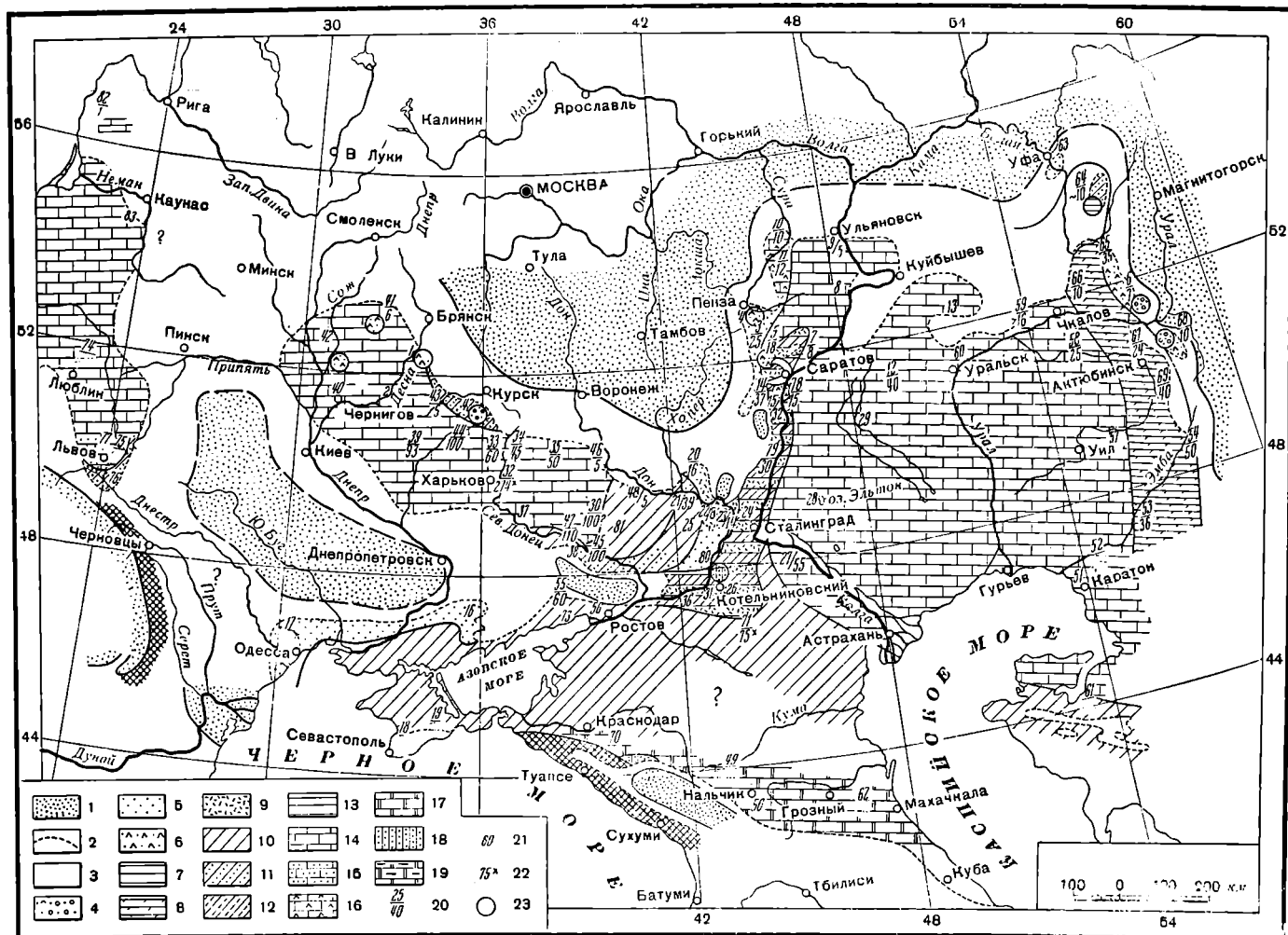
Наиболее южные выходы песчаной фации лянцеолятовой зоны известны в обнажениях по р. Карповке (71), у Красной Кручи и в буровых скважинах у ст. Конной (14) и Сталинграда (70).

Полоса песчано-глауконитовых отложений сменяется на восток мергелями, часто глинистыми, наблюдаемыми в районах Сурско-Мокшинских и Саратовских поднятий, Н. Банновки и Сталинграда.

Восточнее области распространения мергелей всюду располагаются отложения меловой фации (горизонта *Belemnitella lanceolata* Schloth.), которые установлены на значительной площади в северной части Поволжья в бассейне рек Барыша и Суры (38), Канадея (34), а также в районе Вольска (33) и Хвалынска (32).

К югу от Саратова до Сталинграда на правом берегу Волги белый мел нигде не встречается.

В нижнем течении Волги последними пунктами, где установлена меловая фация маастрихта, являются: скважина в Астрахани и скважина на правом берегу Волги у Соленого Займища (15) к юго-востоку от



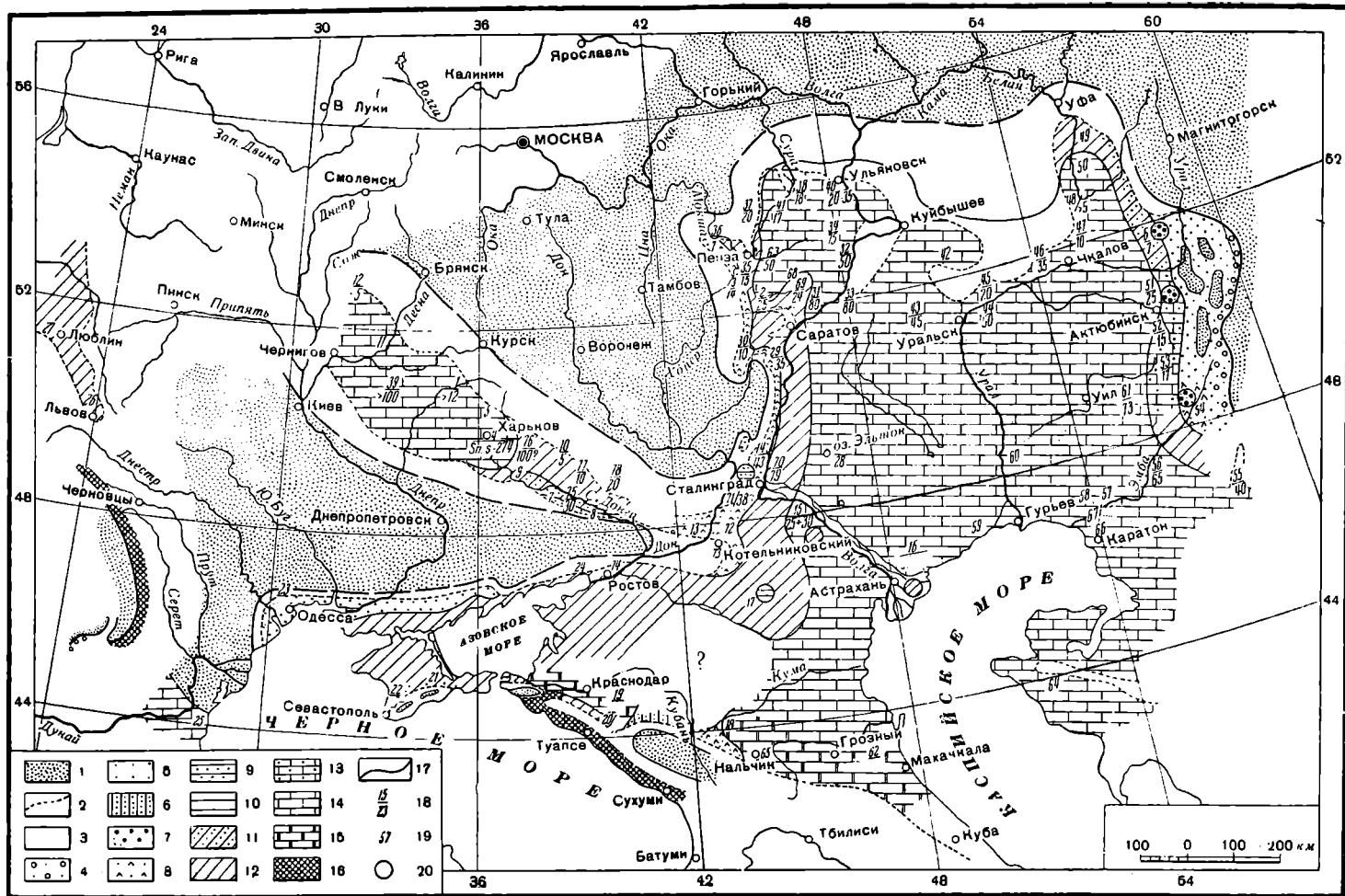
Фиг. 7. Палеогеография и фации кампана Русской платформы.

1—области размыта, суша; 2—граница современного распространения нампанских отложений; 3—области предполагаемого распространения отложений нампанского яруса, позднее уничтоженных; 4—грубозернистый кластический материал (конгломераты, галечники, гравий и т. д.); 5—пески кварцевые; 6—пески глауконитовые; 7—глины; 8—глины мергелистые; 9—опок; 10—мергели; 11—мергели песчаные; 12—мергели с кремнями; 13—мергели мелоподобные; 14—мел; 15—мел песчанистый; 16—мел глауконитовый; 17—известняк; 18—песчаники; 19—известняк с кремнями; 20—числитель—номер точки, знаменатель—мощность кампанских отложений; 21—номер точки; 22—мощность Спр+Мст; 23—в кружках показана нижняя часть кампанских отложений.

Места наблюдения (см. карту)

1—между Гремячим и Лесконогами, выше Новгород-Северского, с. Пушкири, Савчинская, 1940; 2—плизе Новгород-Северского (Дробышево, Юхново, Горки), Савчинская, 1940; 3—М. Сердоба, Великольская, 1936; 4—Пенза, Архангельский, 1916; 5—р-н Петровска, Великольская, 1936; 6—ст. Блява (Орск—Орелбург), Гиммельфарб, Дрозжев и др., 1937; 7—Вольск, Милановский, 1940; 8—р. Канадей; 9—Сенгилей, Милановский, 1940; 10—к югу от Алатыря, Милановский, 1925; 11—Александровск, Милановский, 1925; 12—Овинки; 13—Общий Сырт, Мазарович, 1940; 14—сев. окончание Дноно-Медведицкого вала, Мазарович, 1926; 15—Н. Вановка, Архангельский, 1912; 16—Б. Токмак; 17—Одесса; 18—р-н Бахчисарая; 19—Белогорск; 20—ст. Зотовская и к западу от р. Хопер; 21—г. Серафимович (б. Усть-Медведицкая); 22—Клетская, Камен-

ский, 1923—1924; 23—Трехостровянская; 24—ст. Конная; 25—р. Чир; 26—Котельниково; 27—Соленое Займище; 28—ов. Эльтон, Курман, 1931; 29—бассейн р. Узень, Каменский, 1928; 30—Старобельск; 31—Семичная; 32—Харьков, Федоровский, 1916; 33—Белгород, Крестовников и Денисова, 1924; 34—к северу от Белгорода, Крестовников и Денисова, 1924; 35—Валуны, Дубянский, 1936; 36—Баянлавовская; 37—г. Изюм; 38—сев. окраина Донбасса, Шатский, 1924; 39—Ромны; 40—р-н Чернигова, Мирчик, 1931; 41—на запад от Брянска, Каванов, 1943; 42—от Курска на юго-запад, Архангельский и др., 1924; 43—к северу от г. Сумы, Савчинская, 1940; 44—к югу от г. Сумы, Савчинская, 1940; 45—Ворошиловград; 46—Россошь, Дубянский, 1936; 47—хутор Муратов; 48—ст. Мигулинская; 49—Ессентуки; 50—р-н Нальчик; 51—Каратон; 52—Южная Эмба, Безруков, 1937; 53—Средняя Эмба, Авров и др., 1935; 54—Верхняя Эмба, Безруков, 1937; 55—южная окраина Донбасса, Амурсовская; 56—Персиановка; 57—верховья Уила до Темира; 58—р. Илек; 59—Чесноковка, Безруков, 1937; 60—р-н Уральска, Жуков, 1943; 61—Мангышлак, Жуков, 1943; 62—Черные Горы, Шатский, 1929; 63—р-н Уфы, Архангельский, 1915; Горский, 1940; 64—бассейн р. Белой, Горский, 1940; 65—левый берег р. Белой, Горский, 1940; 66—р-н Чкалова, Безруков, 1937; 67—к северу от Антюбинска, Янин, 1937; 68—от Антюбинска к северо-востоку, Покровская, 1932; 69—верховья р. Илек; 70—сев.-зап. окончание Кавказского хребта, Келлер, 1936, 1947; 71—Белая Глина, Успенская и Пантелеев, 1937; 72—73—Таганрог; 74—Люблин; 75—Львов; 76—Полесьский выступ, свободный разрез; 77—Куляково (р-н Львова); 78—р-н Саратов, Милановский, 1940; 79—г. Камышин, Милановский, 1940; 80—устье р. Чир и выше по р. Дон; 81—Благовещенская; 82—Пулвер; 83—р-н Каунаса.



Фиг. 8. Палеогеография и фации нижнего маастрихта Русской платформы.

1 — области размыва, суша; 2 — граница современного распространения отложений маастрихта; 3 — области предполагаемого распространения маастрихтских отложений; 4 — конгломераты; 5 — кварцевые пески; 6 — песчаники; 7 — фосфориты; 8 — глауконитовые пески; 9 — глины песчаные; 10 — глины; 11 — мергели песчаные; 12 — мергели; 13 — мел песчаный; 14 — мел; 15 — известняки; 16 — флиш; 17 — условные границы между фациями; 18 — числитель — номер точки, знаменатель — мощность маастрихта в м; 19 — номер точки; 20 — в кружках показана нижняя часть отложений маастрихта.

Места наблюдения (см. карту)

1 — с. Луки, окрестности г. Сумы, Савчинская, 1940; 2 — левобережье р. Медведицы (верховье), Великованная, 1936; 3 — р-н Малой Сердобы, Великованная, 1936; 4 — Харьков; 5 — к югу от Белгорода, Крестовников и Денисова, 1924; 6 — ст. Бляна ж. д. Орск — Чкалов, Гиммельфарб, Дрожнев и др., 1937; 7 — р-н Липецанска, Архангельский, Крестовников, Шатский, 1927; 8 — Ворошиловград; 9 — Ияюм; 10 — Кантемировка, Дубянский, 1936; 11 — к югу от Новгорода-Северского; 12 — на восток от Гомеля, Казаков, 1943; 13 — ст. Цимлянская; 14 — Конная; 15 — Солоное Займище; 16 — Астрахань; 17 — Белая Глина, Успенская и Пантелеев, 1937; 18 — Ессентуни; 19 — сев. окраина Зап. Кавказа, Келлер, 1936, 1939; 20 — сев. окраина Зап. Кавказа, Келлер, 1936, 1947; 21 — Белогорск; 22 — Вахцарай; 23 — Одесса; 24 — южная окраина Дон-

басса — Таганрог; 25 — южная окраина Добруджи, Маковей и Атанасиу, 1931; 26 — Львов; 27 — Люблин, Конгилье, 1935; 28 — оз. Эльтон, Курман, 1937; 29 — Н. Ванювка, Архангельский, 1912; 30 — Меловатка, Мазарович, 1926; 31 — Вольск, Милановский, 1940; 32 — Хвалыньск, Архангельский, 1912; 33 — левый берег Волги против Вольска, Милановский, 1940, Зонов, 1932; 34 — р. К налей; 35 — р. Сура, Милановский, 1925; 36 — Н. Ломов, р. Атмис, Богословский, 1906; 37 — от Саранска к югу, Архангельский, 1916; 38 — бассейн рек Варыша и Суры, Милановский, 1925; 39 — Ромны; 40 — Сенгилей, Милановский, 1940; 41 — Инза; 42 — Общий Сырт, Мазарович, 1936, 1940; 43 — Озинки; 44 — о. Челкар; 45 — правый берег Урала, Безруков, 1937; 46 — Чесноковна, Безруков, 1937; 47 — на восток от Чкалова, Безруков, 1938; 48 — Муталово, Яншин, 1937; 49 — р. Белая, Горский, 1940; 50 — р. Белая, Горский, 1940; 51 — Актюбинск; 52 — верховье Илена; 53 — Бактыгарып, Калинин, 1937; 54 — верховье Эмбы, Безруков, 1937; 55 — Чушка-Куль, Яншин, 1940; 56 — среднее течение Эмбы; 57 — Иманкара, Авров и др., 1935; 58 — Доссор, Авров и др., 1935; 59 — Анак-Куль, Авров и др., 1935; 60 — о. Индер; 61 — р. Уип; 62 — Черные Горы, Шатский, 1929; 63 — Туарма, Соплевские выселки, Милановский, 1923—1924; 64 — Мангышлак, Барунас, 1911; 65 — Нальчик; 66 — Каратон, Дампль, 1934; 67 — Южная Эмба; 68 — р. Гусиха; 69 — Карабулак; 70 — Сталинград; 71 — р. Карповна; 72 — Гремячая; 73 — Котельниково; 74 — Персиановка; 75 — сев. окр. Донбасса, с. Крымское, Шатский, 1924; 76 — Валушки, Дубянский, 1936; 77 — Старобельск; 78 — Благовещенская.



Сталинграда. Меловой разрез Соленого Займища индексируется на основании микропалеонтологических определений Н. К. Быковой. В этом разрезе под опоками проблематичного датского палеогенового возраста залегают мелоподобные известняки с маастрихтскими фораминиферами и криноидеями, мощностью 30 м; ниже располагается мергель серый, местами зеленоватый, глинистый, мощностью 25 м, также относимый к этому горизонту. Таким образом, общая мощность нижнего маастрихта здесь определяется примерно в 55 м.

Очень сходный разрез вскрыт в Астрахани (16). Обнаруженные здесь мел и подстилающие его мергели индексируются (Богданов, 1934<sub>2</sub>) как сантон — турон. Но найденный в этих толщах вид *Lituola ovata* H a g e n o w, согласно более новым определениям, должен быть отнесен к роду *Orbygnyna* (*Orb. ovata* H a g e n o w), который является типичной верхнесенонской формой, появляющейся в верхнем кампане и широко распространенной в маастрихте<sup>1</sup>. На этом основании, а также по литологическому сходству с разрезом Соленого Займища, мергельномеловая толща астраханской скважины мною целиком отнесена к маастрихту.

В Ульяновском районе и в бассейнах Барыша и Суры мел с *Belemnitella lanceolata* S c h l o t h. представлен мягкими, белыми, чистыми разностями. Мощность его очень сильно возрастает с севера на юг: от 16—18 м у Горинки (38) и Кадышева (35) до 50 м и более в районе Соплевских выселков и Туармы (63).

Фауна в этом районе изучена хорошо, но встречается редко, за исключением многочисленных экземпляров *Belemnitella lanceolata* S c h l o t h. Полный список фауны здесь не приводится, так как он неоднократно публиковался, в частности и в последней работе Е. В. Милановского (1940).

На востоке, в Урало-Эмбенском районе, можно проследить переход от меловой фации в районе оз. Челкар (44) к песчано-глауконитовому мелу в верховье Илека (52), в районе Актюбинска (51) и Бактыгорына (53), сменяющемуся еще дальше на восток, в Приуралье, песчаными терригенными отложениями.

Верхнемеловое море в маастрихтское время продолжает (как и в кампане) наступать на восток, переходит на палеозойские отложения в области Мугоджар и образует ряд островов в районе Орь-Илецкого водораздела.

Таким образом, в районе Волжского правобережья и Приуралья располагаются краевые зоны лянцеолятового бассейна, занимавшего всю Прикаспийскую синеклизу. В пределах этих краевых зон наблюдается довольно быстрая смена мелководных осадков сравнительно глубоководными по направлению к центральной части синеклизы. Лучше всего такую смену фаций можно наблюдать в северной части рассматриваемой территории, между Ульяновским Поволжьем и верховьями р. Мокши. На этом промежутке белый пясчий мел, пользующийся широким распространением по берегу Волги и в бассейне Свяги, уже в верховьях Барыша делается несколько более грубым. Далее к западу, в бассейне Суры, с приближением к полосе Сурско-Мокшинских поднятий мел сменяется мергелями, которые в осевой части поднятия становятся песчанистыми. Таким образом, к западу от площади распространения мергелей тянется

<sup>1</sup> Устное сообщение В. Г. Морозовой.

полоса мелководных песчаных отложений, указывающих на близость суши, с которой происходил снос терригенного материала.

Сурско-Мокшинское поднятие очевидно было поднятием подводным, несколько удаленным от области сноса, и поэтому здесь терригенный материал не скапливался. Относительная приподнятость этого участка сказалась лишь в том, что мелоподобные породы сменились мергелями, местами песчанистыми, и произошло изменение мощностей, контролирувавших поднятие.

На более южных участках фациальный переход от песков к мелу происходит уже в Заволжье, где меловые отложения закрыты чехлом более молодых осадков.

Западным ограничением Прикаспийского бассейна в лянцолятовое время служили Доно-Медведицкие поднятия, западнее которых лянцолятовое море, повидимому, не заходило, за исключением небольшого залива у северного окончания Ульяновско-Саратовской мульды.

Границы распространения фаций в Поволжье имеют в общем меридиональное простираие. Фация песчаных отложений тянется полосой, начиная от Мокшинского прогиба, на юг через Малую Сердобу, бассейн Малой, Сухой и Жилой Рельи в районах Александровска и Меловатки у северного конца Доно-Медведицкого вала. Дальше песчаные отложения идут по восточному его склону до Сталинграда, образуя залив в бассейне р. Ширый, где нормальный тип глауконитовых песков сменяется еще более мелководными белыми кварцевыми песками с прослойками яркожелтых и красных песков.

Восточнее полосы песчаных отложений появляются мергели и глинисто-мергельные породы. Но установить их распространение в виде непрерывной полосы с такой же последовательностью, как в песчаной фации, не удается, так как к югу от сурско-мокшинского поля мергелей мы попадаем в область мощного развития отложений палеогена в пределах Ульяновско-Саратовского прогиба, скрывающих нижележащие верхнемеловые породы. О распространении здесь той или иной фации можно лишь строить предположения. Основываясь на том, что в лянцолятовое время Ульяновско-Саратовский прогиб существовал, так как по направлению к его центральной части намечается увеличение мощностей, можно ожидать, что фация белого писчего мела заходит сюда с востока, отделяя мергели Сурско-Мокшинских поднятий от саратовских. Мергели, образуют здесь лишь очень узкую полосу вдоль западного склона прогиба в виде перехода от песчаной фации к меловой.

Мергельные породы северной окраины Саратовских дислокаций, Гусихи и Карабулака несколько отличаются от мергелей Сурско-Мокшинских поднятий, они здесь становятся чистыми, белыми, мелоподобными.

Несколько иной характер носят мергели лянцолятового горизонта к западу и к югу от Саратовских дислокаций, где они снова становятся более грубыми, серыми и глинистыми.

Перечисленными районами ограничивается площадь распространения мергелей. Дальше к югу вдоль правого берега Волги мергели сменяются палевыми мергелистыми глинами с прослойкой глауконитового песка в средней части.

Полоса мергелей и мергелистых глин сменяется к востоку белым чистым писчим мелом, который широко распространен в Ульяновском Поволжье, а также в районе Хвалынска и Вольска. Южнее полоса меловых отложений уходит в Заволжье.

Таким образом, западная граница юго-восточного лянцолятового бассейна хорошо выявляется как на основании смены фаций, так и по региональному убыванию мощностей от центральных частей бассейна к периферии. Несколько менее ясна северная граница бассейна. Здесь не удастся проследить последовательную смену фаций, которая указывала бы на приближение к береговой линии, но, как и в первом случае, наблюдается резкое падение мощностей с приближением к Волго-Уральской антиклизе. Возможно, что здесь, как и в области Алатырского и Волжско-Камских поднятий, существовало поднятие, замыкавшее лянцолятовое море с севера.

Как видно из изложенного, существование основных поднятий Волжского правобережья выявляется как по изменению фаций, так и по изменению мощностей.

Кроме того, существование этих поднятий к моменту образования осадков лянцолятовой зоны подтверждается также условиями залегания маастрихтских отложений. Всюду в областях поднятий мы видим выпадение ряда подстилающих горизонтов и переход лянцолятовых отложений с молодых слоев на более древние.

По северной границе распространения лянцолятовых отложений наблюдается их трансгрессивный переход на кампанские и турон-коньякские отложения.

К северу от Пензы, в районе Сурско-Мокшинских поднятий, песчано-глинистые отложения маастрихта подстилаются глинами альба и местами апт-неокома, как, например, у с. Хоневка, в то время как западнее, в пределах Мокшинского прогиба, песчаные отложения верхнего сенона лежат на глинисто-опоковидных и песчаных отложениях нижнего и верхнего сантона.

В районе Гусихи и Карабулака выпадают почти целиком все нижележащие горизонты верхнего мела, и мергели лянцолятовой зоны лежат на нижнемеловых, альбских глинах. По р. Терешке маастрихт залегает на отложениях турона, ниже которого располагаются глины альба. Все промежуточные слои и осадки сеноманского возраста здесь отсутствуют, в то время как в районе Хвалынска имеются все горизонты верхнего мела, за исключением сеномана.

В районе Саратовских дислокаций, по их западному краю, отсутствуют все промежуточные горизонты между сеноманом и маастрихтом. Последний в районе Лоха, Сокура, в верховьях Калышля и Сафаровки лежит непосредственно на сеномане, в то время как на соседних участках, например на рч. Горячке, ниже уже имеется кампан.

По северо-восточному краю Саратовских дислокаций наблюдается несколько иная картина, напоминающая район Терешки. Здесь отсутствуют отложения сеномана; на альбе залегают слои турона, на котором располагается маастрихт. Таким образом, в нижнемаастрихтское время происходит углубление бассейнов и накопление новых меловых толщ без захвата новых территорий по их периферии (за исключением западного склона Урала). Погружение увлекло за собой поднятия второго порядка, в результате чего внутри Прикаспийской синеклизы на мелких поднятиях лянцолятовые слои лежат со стратиграфическим несогласием на более нижних горизонтах, до альбских глин включительно.

Южнее, по восточному склону Доно-Медведицкого вала, трансгрессивного залегания маастрихта нигде не отмечается.

Рассматривая зону дислокаций Волжского правобережья последовательно с юга на север, можно наблюдать следующее. Донской купол и

территория к западу от него в лянцеолятовое время, несомненно, представляли собой сушу. Доно-Медведицкий вал также представлял собой высоко поднятый участок, возможно не покрывавшийся морем или во всяком случае достигавший уровня подводной абразии. В районе Саратовских дислокаций поднятие существовало, так как имеются соответствующие изменения фаций и мощностей. Наименее ощутимыми были, повидимому, дислокации Самарской Луки, не сказавшиеся на изменении фаций, но все же контролировавшие некоторым сокращением мощностей.

Таким образом, замечается как бы общее погружение зоны дислокации Волжского правобережья в северо-восточном направлении.

Такое же общее погружение в том же направлении наблюдается и на Ульяновско-Саратовской мульде, сопровождающей с запада Волжскую зону дислокаций. Ось прогиба также погружается с юго-запада на северо-восток, что подтверждается и соответствующим изменением фациального состава. В южном конце прогиба, у Донского купола и южного окончания Доно-Медведицкого вала, отложения зоны *Belemnitella lanceolata* не обнаружены, повидимому прогиб здесь уже поднят на значительную высоту. У северного конца вала в прогибе накапливаются песчаные отложения, севернее расположена полоса глинисто-мергелистых отложений, которые в Ульяновско-Саратовской мульде сменяются мелоподобными мергелями или чистым писчим мелом.

Такое строение, возможно, является результатом погружения Волго-Уральской антеклизы на промежутке между Воронежским и Уфимским массивами.

Граница суши намечена чрезвычайно грубо, условно, так как континентальные отложения лянцеолятовой зоны здесь нигде не установлены, но смена фаций, соответствующее изменение мощностей и общее тектоническое строение района дают нам право предполагать ее близость.

Отложения нижнего маастрихта в пределах Днепровско-Донецкой синеклизы представлены однообразной толщей белого писчего мела, фациальные изменения которого по северному и южному борту синеклизы выяснить не удастся вследствие допалеогенового размыва.

Возможно лишь наблюдать резкое сокращение мощности меловой толщи от центральных частей синеклизы к ее периферии. Так, мощность верхнесенонского мела, как показала скважина в Харькове (4), равна 274 м, а севернее Белгорода она сокращается до нескольких метров.

Меловые отложения сменяются на востоке, в области Доно-Донецкого моста, мергелями мелоподобными и мергелями.

Северная и южная окраины Донбасса характеризуются появлением терригенных фаций, но трансгрессивного залегания нижнего маастрихта нигде не наблюдается. По южной окраине кампан перекрывается палеогеном. Присутствие маастрихта предполагается в Таганроге, где на кристаллическом основании залегает меловая толща.

По западной окраине платформы — в области Балтийской синеклизы — мукронатовый мел (маастрихт) не обнаружен. Предполагается возможность его наличия юго-западнее Сувалкай, где мощность меловых отложений в скважинах достигает 200 м, и в районе Сартиникай, где также пройдена значительная толща белого мела.

Южнее, в области Львовской мульды, можно проследить смену карбонатных отложений терригенными в направлении к Подольскому выступу. Это обстоятельство дает нам право предполагать развитие мелководных фаций и по северному склону Азовско-Подольского массива.

По южной окраине платформы, в горной части Крыма, отмечается обмеление и появление фации песчаных мергелей и даже песчаников. Таким образом, здесь вполне вероятно наличие в это время суши, не перекрывавшейся морем.

Следовательно, основные структурные элементы платформы (в тех случаях, когда имеется достаточный фактический материал) выступают достаточно отчетливо, как и в верхнемеловое время.

### Верхний маастрихт — горизонт *Belemnitella americana* M o r t.

Широкое развитие отложений верхнего маастрихта наблюдается лишь по южной окраине изучаемой территории — в Крыму и на Кавказе. Кроме того, их присутствие установлено во внутренней части Прикаспийской синеклизы, в Приутвинском районе (15), по южной окраине Общего Сырта (21) и в двух пунктах в районе Волжского правобережья (1, 2).

Руководящей формой для этих отложений на платформе является *Belemnitella americana* M o r t.

Присутствие горизонта *Belemnitella americana* M o r t. в Днепровско-Донецкой синеклизе еще не доказано.

Толща белого мела, лежащая здесь выше глауконитовых песков сенонана, представляет вообще большие трудности для стратиграфического расчленения. По скважинам в районе Роменского поднятия мощность мела колеблется от 200 до 381 м. По микрофауне в верхах этой толщи писчего мела выделен маастрихтский ярус. Выше устанавливается наличие проблематических датских отложений, причем остается неясным, имеется ли перерыв в основании последних или маастрихтский писчий мел постепенно вверх переходит в датские песчаные глины. В последнем случае некоторая часть сенонского мела должна быть отнесена к американовому горизонту, но до сих пор отложения этого возраста здесь нигде не обнаружены, в то время как отсутствие их во многих пунктах несомненно.

Таким образом, принимая во внимание общее регрессивное состояние бассейна, а также несомненный перерыв в осадкообразовании, наблюдаемый в районе Десны (23), более вероятно предположить отсутствие американового горизонта в пределах Днепровско-Донецкой синеклизы.

В Крыму американовые слои сложены известковистыми глауконитовыми песчаниками мощностью около 20 м, в которых найдены *Belemnitella americana* M o r t. и ряд других форм.

Выше лежат мшанковые известняки датского возраста.

Дальнейшее описание этих отложений и объяснение палеогеографической карты этого времени затрудняются недостаточностью фактического материала. Те изменения фаций, которые удается установить по фактическим данным, ясны из палеогеографической карты (фиг. 9).

Имеющийся фактический материал свидетельствует о том, что море американового времени несомненно существовало в пределах Прикаспийской синеклизы и в краевых, обрамляющих платформу впадинах. Днепровско-Донецкая синеклиза вместе с окружающими ее массивами, по-видимому, возвышалась над уровнем моря.

### Датский ярус

Как указывалось в историческом обзоре, присутствие датских фаунистически охарактеризованных отложений на Русской платформе в настоящее время уже доказано. Руководящими ископаемыми для этих отложений являются найденные в Заволжье *Nautilus (Hercoglossa) danica* Schloth., *Echinocorys sulcatus* Goldf. и ряд других форм.

Палеогеографическая карта для этих отложений, составленная в 1936 г. П. Л. Безруковым, была положена в основу прилагаемой к настоящей работе карты (фиг. 10), дополненной и несколько видоизмененной в соответствии с новым, накопившимся с того времени, материалом.

Так, на основании более поздних данных указываются датские отложения в пределах Днепровско-Донецкой синеклизы (1, 7, 8, 22).

Развитые в бассейне р. Хопер так называемые «хоперские отложения», лежащие в основании палеогена и представленные песками, опоками, нежелваковыми фосфоритами, также рассматриваются нами как отложения датского возраста. Они залегают трансгрессивно на турон-сенонских отложениях.

К образованиям того же возраста отнесены слои Белогродни, которые по микропалеонтологическим данным определяются В. Т. Балахматовой (1937) как датские.

Северо-западный склон Кавказа изображен в соответствии с палеогеографическими схемами Б. М. Келлера (1947). Датские отложения лежат здесь местами с размывом и угловым несогласием на подстилающих сенонских отложениях. Они представлены кварцевоглауконитовыми песками мощностью около 6 м и мергелями мощностью до 12 м. Ассоциация фораминифер, как указывает Б. М. Келлер, резко отличается от таковой маастрихтских отложений, что сближает их с палеогеновыми образованиями.

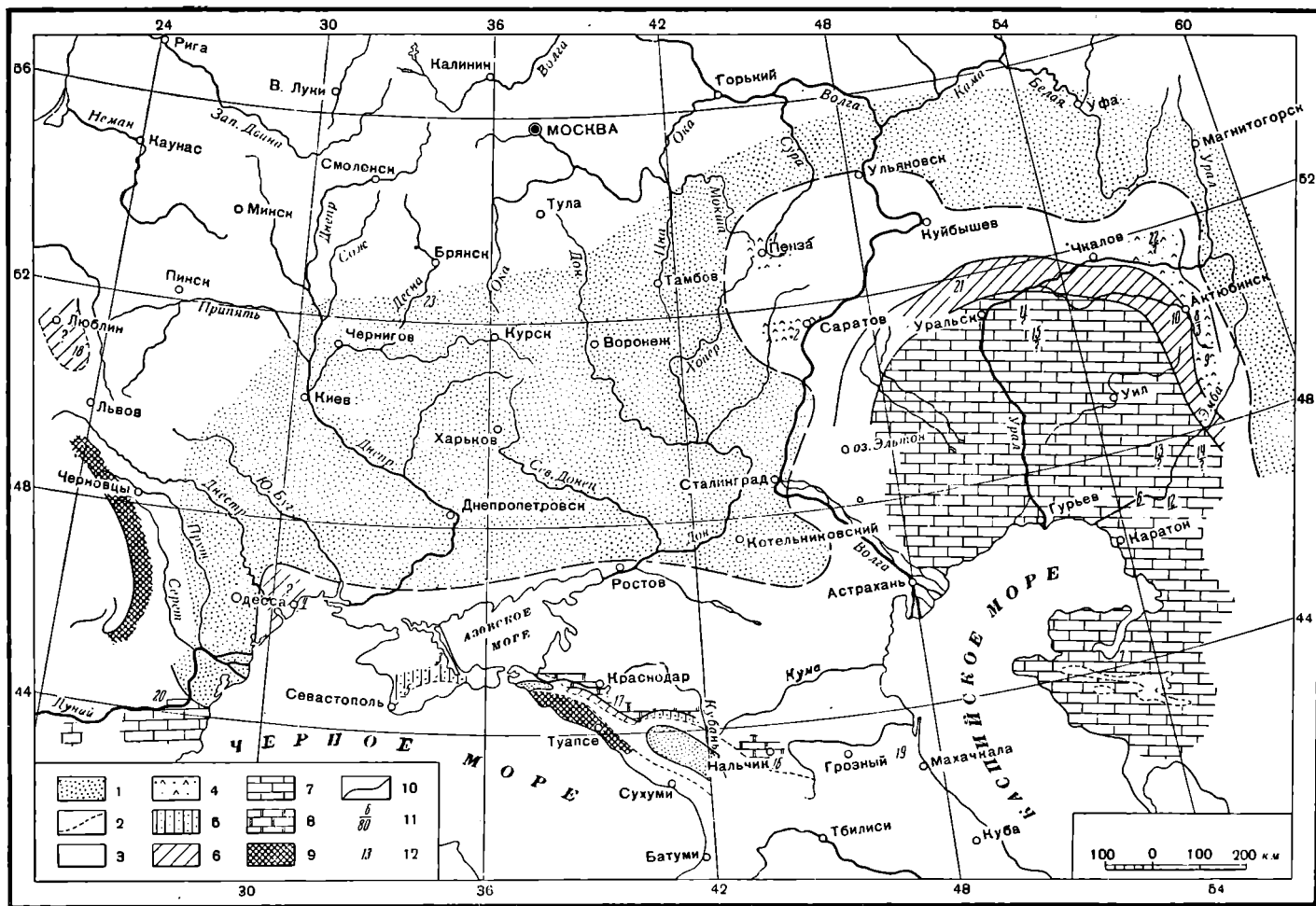
Несмотря на скудость фактического материала, датские отложения указывают на существование бассейна в пределах Прикаспийской синеклизы, причем наиболее мелководные образования приурочены к ее периферии.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Как мы уже видели при рассмотрении предверхнемеловой структурно-геологической карты (см. фиг. 1), внутренняя часть платформы к началу верхнемеловой трансгрессии состояла из ряда крупных положительных и отрицательных структурных элементов — синеклиз и антеклиз. По южной и западной окраинам платформы располагались краевые или опоясывающие впадины, южное и юго-западное ограничение которых образует зона альпийских складчатых сооружений Карпат, Крыма и Кавказа.

К концу нижнемеловой эпохи море занимало, повидимому, лишь наиболее пониженные участки платформы, т. е. краевые впадины, область Прикаспийской синеклизы и проникало в Московскую синеклизу.

В начале верхнемелового времени вся платформа в целом испытала резкое погружение, в результате которого наступившая альб-сеноманская трансгрессия сильно расширила границы морского бассейна. Вновь



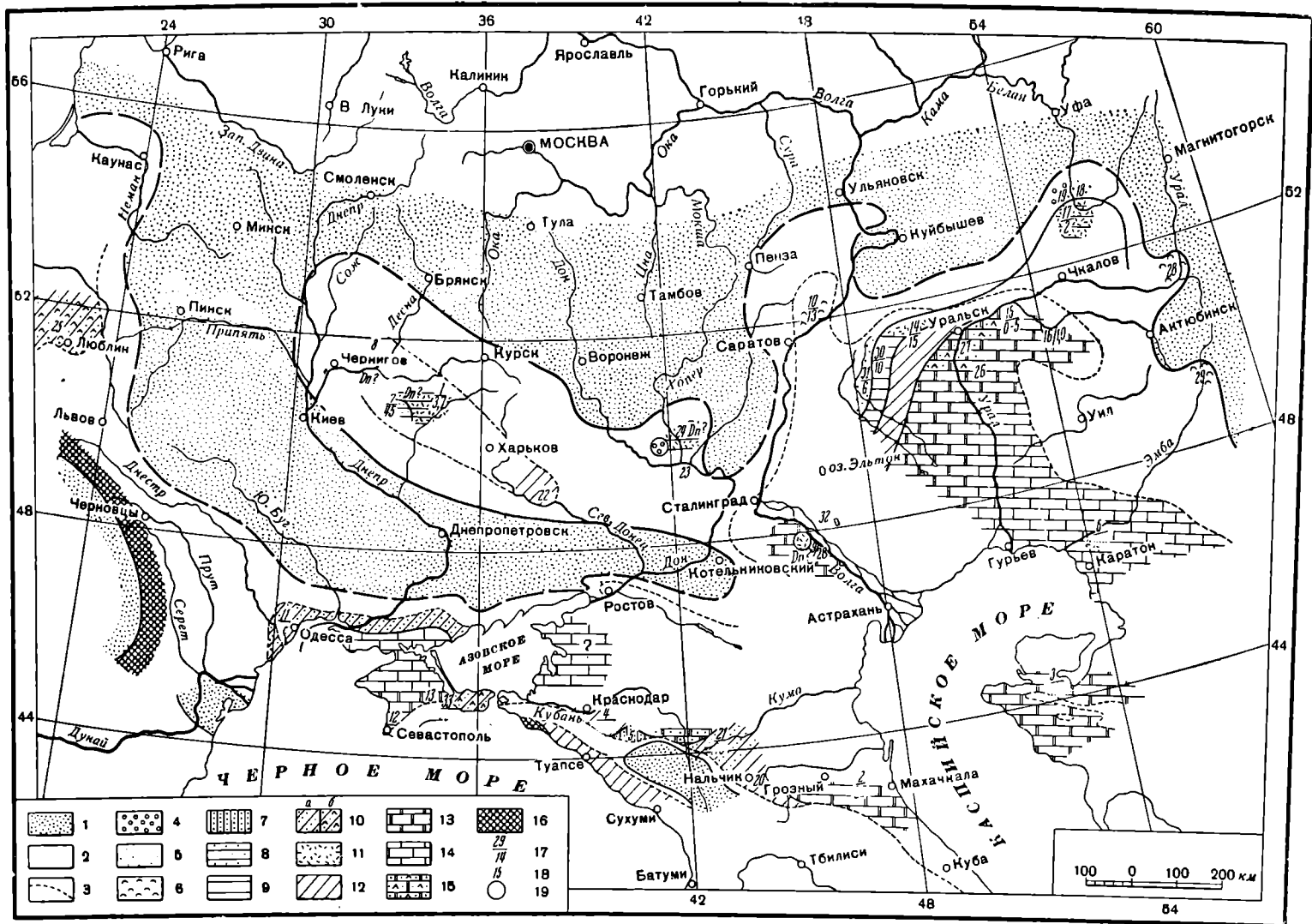
Фиг. 9. Палеогеография и фации американового горизонта Русской платформы.

1 — области размыва, суша; 2 — граница современного распространения американовых отложений; 3 — область предполагаемого распространения американовых отложений, по днее унаблюденных; 4 — пески глауконитовые; 5 — песчаники глауконитовые, известняковые или мергели песчанистые; 6 — мергели; 7 — мел; 8 — известняки; 9 — флишевые отложения; 10 — условная граница между фациями; 11 — числитель — номер точки, знаменатель — мощность в м; 12 — номер точки.

Места наблюдения (см. карту)

1 — Пенза, Архангельский, 1934; 2 — Пудовники Буерак, Милановский, 1940; 3 — Белогорск; 4 — Одесса; 5 — Бахчисарай; 6 — Юж-

ная Эмба; 7 — Мангышлак, Архангельский, 1934, Андрусов 1945, Ваярунас, 1911; 8 — к юго-востоку от Антюбинска; 9 — р. Кублей — Темир; 10 — водораздел рек Илена и Хобды (пос. Черноводский), Кудинова и др., 1932; 11 — рр. Аче-Сай — Уленты, водораздел р. Утвы и бассейна оз. Челкар, Безруков, 1936; 12 — к югу от купола Исек-Джал; 13 — р. Терс-Аккана (левобережье р. Сагыз); 14 — купол Кара-Оба на левом берегу Эмбы; 15 — к востоку от оз. Челкар, на водоразделе с р. Утвой и на рр. Аче-Сай — Уленты, Безруков, 1936; 16 — Нальчик; 17 — сев.-зап. окончание Кавказского хребта, Келлер, 1936, 1947; 18 — Галицко-Волынская пладина, Рогалы, 1916; 19 — Черные Горы, Шатский, 1929; 20 — Добруджа, Мановей и Атанасиу, 1931; 21 — хутор Гремучий (Общий Сырт), Каменский, 1928, Мазарович, 1940; 22 — Каин-Кабак; 23 — бассейн р. Десны.



Фиг. 10. Палеогеография и фации датского яруса Русской платформы.

1 — области размыва, суша; 2 — области предполагаемого распространения отложений датского яруса, повднее уничтоженных; 3 — современная граница распространения датских отложений; 4 — бурые железняки; 5 — кварцевые пески; 6 — фосфориты пластовые; 7 — песчаники; 8 — глины песчаные; 9 — глины; 10 — мергель песчанистый (а); мергель песчанистый с глауконитом (б); 11 — опоки; 12 — мергели; 13 — известняки; 14 — мел; 15 — известняки песчаные и глауконитовые; 16 — флиш; 17 — числитель — номер точки, знаменатель — мощность датских отложений; 18 — номер точки; 19 — в кружках показана нижняя часть датских отложений.

Места наблюдения (см. карту)

1 — о. Луки, окраина г. Сумы, Савчинская, 1940; 2 — Черные

Горы, Шатский, 1929; 3 — Мангышлан; 4 — сев.-зап. оночание Кавказа; 5 — к юго-востоку от Майкопа; 6 — нижнее течение Эмбы; 7 — Ромны; 8 — бассейн Десны; 9 — Солоное Займище; 10 — с. Белогорья, Балахматова, 1937; 11 — Одесса; 12 — Бахчисарай; 13 — Белогорск; 14 — Овинки; 15 — р. Утва — Илек; 16 — Кара-Хобда; 17 — Муталова, Яншин, 1937; 18 — р. Белая, Горский, 1940; 19 — к северу от Муталова, Яншин, 1937; 20 — Нальчик; 21 — Минеральные Воды; 22 — р-н Иакума; 23 — г. Серафимович (б. Усть-Медведицкая); 24 — к югу от Новохоперск — Таловая, Дубянский, 1936; 25 — Пилави (к северо-западу от Люблина), Конгель 1935; 26 — оа. Челнар, Безруков, 1936; 27 — к северо-западу от оа. Безруков 1936; 28 — р-н Орска, Безруков, 1936; 29 — верховья р. Эмбы, Безруков, 1937; 30 — верховья Больших Увений, Безруков, 1936; 31 — Меловой Мар, в 80 км к юго-западу от Овинок, Безруков, 1936; 32 — оа. Баскунчак, Безруков, 1926; 33 — Феодосия.



захваченными морем оказались вся Днепровско-Донецкая впадина и большие площади в пределах Балтийской синеклизы и Польской впадины. На востоке, в Урало-Эмбенском районе, море перекрыло громадную область развития литоральных и частью континентальных отложений нижнего мела.

Распределение фаций сеномана показывает, что основные положительные элементы структуры платформы — антеклизы и массивы — остаются относительно приподнятыми (несмотря на общий режим погружения) и обуславливают появление более мелководных прибрежных фаций по их периферии. Области сноса в это время являются также складчатые сооружения, обрамляющие платформу.

Таким образом, фации сеномана выявляют в пределах синеклиз, а также на территории, опоясывающей краевые впадины, наличие ряда бассейнов, сообщавшихся между собой сравнительно узкими проливами.

Вслед за этим периодом общего погружения платформы, проявившимся в захвате морем новых территорий, начался новый этап в развитии мелового бассейна. В течение этого этапа продолжалось дальнейшее прогибание основных отрицательных элементов платформы, что вызвало в них смену терригенных образований более глубоководными карбонатными отложениями. Однако эта стадия развития не сопровождалась дальнейшей трансгрессией и протекала на общем фоне регрессивного состояния мелового моря.

К концу коньякского времени и местами в начале сантона регрессия сказалась почти всюду по периферии отдельных бассейнов, но особенно большие площади были ею захвачены по восточному борту Прикаспийской синеклизы — от западного склона Урала до западного края «Хобдинского поднятия», т. е. та же территория, которая в альбское время характеризовалась развитием литоральных отложений.

Широкое развитие регрессии этого времени можно наблюдать и в пределах Балтийской и Московской синеклиз. В последней, поскольку установлен коньякский (а не сантонский, как ранее предполагалось) возраст хотьковских опок, регрессия оказалась несколько более ранней, чем на остальной территории платформы, т. е. на границе турона и коньяка. В результате здесь сохранились лишь остатки карбонатных отложений почти полностью размытого турона.

В центральных частях синеклиз (Прикаспийской, Днепровско-Донецкой, а также в Польской впадине) в это время продолжается непрерывный процесс седиментации, и никаких перерывов не отмечается.

В последующее сантонское время наступает второй момент общего погружения платформы, сопровождающийся новым широким развитием трансгрессии моря. Области, ранее захваченные альб-сеноманской трансгрессией и затем пережившие регрессию, вновь оказались опущенными под уровень моря. Кроме того, сантонская трансгрессия распространилась на восток в Предуралье, а также в области Печорской и Балтийской синеклиз и Припятского прогиба. В это время, вероятно, произошло соединение бассейнов Польской впадины и Днепровско-Донецкой синеклизы.

С развитием сантонской трансгрессии прекращается образование на платформе чистых карбонатных отложений. Повсеместно идет накопление относительно более мелководных мергелей, загрязненных терригенным материалом. Мощность их уменьшается по сравнению с мощностью турон-коньякского мела.

Распределение фаций в сантонское время контролируется теми же структурными элементами, что и в предыдущее верхнемеловое время.

Далее, в кампане и нижнем и верхнем маастрихте, повторяется режим, существовавший в турси-коньякское время. Снова начинается погружение центральных частей впадин с образованием чистых карбонатных отложений, сопровождающееся остановкой трансгрессии и местами регрессией и увеличением мощности отложений. Суммарная мощность меловых верхненесенонских отложений в центральных частях синеклиз достигает 270 м (Харьков), 310 м (Ю. Эмба) и 530 м (Львов).

Несколько иначе разворачиваются события в Уральской и Кавказской областях. Уральская складчатая зона претерпевает почти непрерывное погружение с начала сантона до нижнего маастрихта включительно. На северном склоне Кавказа сантонская трансгрессия совершенно не проявляется, и лишь в кампане, когда на платформе прекращается наступление моря, здесь начинается развитие трансгрессии.

К концу маастрихтского времени происходит максимальное в течение верхнемеловой истории осушение территории Русской платформы, приблизительно такое же, как в момент, предшествовавший верхнемеловой трансгрессии. К этому времени море совершенно уходит из области Московской и Днепровско-Донецкой синеклиз, а на востоке отступает за пределы западного края «Хобдинского поднятия».

При рассмотрении размещения фаций, на платформе в течение верхнемеловой эпохи легко можно увидеть, что на фоне общей картины условий их образования выступают и некоторые специфические черты для отдельных тектонических участков. Так, Воронежский массив, хотя и вовлекается в общие движения платформы, все же обладает тенденцией к почти непрерывному воздыманию, о чем свидетельствуют отступающие постепенно на восток терригенные фации, в конце маастрихта уходящие на восточный склон Доно-Медведицких поднятий.

Область северо-восточного отрезка Ульяновско-Саратовской мульды в общем подчиняется режиму погружения.

Для центральных частей впадин, расположенных по южной окраине платформы, мы имеем чрезвычайно скудный фактический материал, но на основании нарастания мощностей от периферии Азовско-Подольского массива и Донецкого бассейна на юг можно предполагать здесь общее погружение в течение всего верхнего мела.

В заключение важно отметить основные положения, вытекающие из изложенного материала.

1. Основные структурные элементы платформы, существовавшие к началу верхнемеловой трансгрессии (см. фиг. 1 и 2), контролировали в течение всей верхнемеловой эпохи распределение фаций и изменение мощностей. Общий структурный план платформы на протяжении всего этого отрезка времени не изменяется.

2. Верхнемеловое море Русской платформы состояло из ряда обособленных бассейнов, приуроченных к основным отрицательным структурным элементам платформы, в пределах которых можно проследить изменение фациального состава отложений от терригенных, мелковолновых в краевых частях впадин, к более глубоководным во внутренних частях, а также параллельное нарастание мощностей от периферии к центру. Нарушения этой закономерности обычно носят локальный характер и связаны с появлением структур второго порядка.

3. Эти бассейны сообщались между собой через проливы, расположенные в поперечных перегибах, осложняющих основные положительные структурные элементы (антеклизы).

4. Развитие трансгрессий происходило в строгой зависимости от общего структурного плана платформы.

5. Для всей платформы в целом несомненно наличие вертикальных движений, подтверждающихся крупными трансгрессиями и регрессиями, которые проявляются повсеместно на изучаемой территории. Примером может служить широкое развитие трансгрессии в сеноманское и сантонское время и общее регрессивное состояние бассейна в турон-коньякское время и в течение верхнего маастрихта (горизонта *Belemnitella americana* M o r t.).

6. Кроме указанных движений платформы, имеют место также движения дифференциальные, в результате которых могут быть выделены участки платформы с общей тенденцией к погружению или воздыманию.

7. Проявление дифференциальных движений, повидимому, следует непосредственно за общими погружениями всей платформы. Так, после сеноманской трансгрессии, когда закончился захват морем новых территорий, происходит углубление центральных частей синеклиз, обусловившее смену песчаных отложений карбонатными значительной мощности.

8. Моменты наиболее широкого развития трансгрессий на платформе не совпадают с таковыми в обрамляющих платформу складчатых зонах. Одна из наиболее широких трансгрессий — сантонская — на северном склоне Кавказа не проявилась.

#### ЛИТЕРАТУРА

- А в р о в П. Я., Б у я л о в Н. И. и др. Геологическое строение Эмбенской области и ее нефтяные месторождения. Нефт. геол.-разв. ин-т, 1935.
- А н д р у с о в Н. И. Мангышлак. Материал для геологии Закаспийской обл., ч. 2, «Тр. Арало-Касп. экспед.», 1915, вып. 8.
- А р х а н г е л ь с к и й А. Д. О меловых и третичных отложениях Камышинского уезда Саратовской губернии. «Материалы геол. Рос.», 1908, т. 23, вып. 2.
- А р х а н г е л ь с к и й А. Д. Верхнемеловые отложения востока Европейской России. «Материалы геол. Рос.», 1912, т. 25.
- А р х а н г е л ь с к и й А. Д. Следы верхнемеловых отложений в Уфимском уезде. «Геол. вестн.», 1915, т. 1, № 5.
- А р х а н г е л ь с к и й А. Д. Геологический очерк Пензенской губернии. Изд. Пензенск. губ. земства, 1916.
- А р х а н г е л ь с к и й А. Д. Введение в изучение геологии Европейской России. Госиздат, 1923.
- А р х а н г е л ь с к и й А. Д. (1) К разработке вопроса о палеогеографии СССР, «Бюлл. МОИП», 1926 (3—4).
- А р х а н г е л ь с к и й А. Д. (2) Несколько соображений о геологической структуре Ставропольской возвышенности и примыкающих к ней частей Кавказского хребта. «Бюлл. МОИП», 1926, т. 4 (1—2).
- А р х а н г е л ь с к и й А. Д. Геологическое строение СССР. ОНТИ, 1934.
- А р х а н г е л ь с к и й А. Д., Д е н и с о в а О. Л. и К р е с т о в н и к о в В. Н. Геологическое исследование в области Щигровского и Старооскольского максимума Курской магнитной аномалии в 1921 г., «Тр. КМА», 1924, 5.
- А р х а н г е л ь с к и й А. Д., Д о б р о в С. А. Геологический очерк Саратовской губернии. Изд. Саратовск. губ. земства, 1913.
- А р х а н г е л ь с к и й А. Д., Д о б р о в С. А. и К р а с о в с к и й А. Отчет об исследовании залежей фосфоритов в Керенском и Чембарском уездах Пензенской губернии. «Тр. Моск. с.-х. ин-та по исслед. фосфоритов», 1912, т. 4.

- Архангельский А. Д., Добров С. А. и Семихатов И. А. Отчет об исследовании фосфоритов в Саратовской губ. в 1910 году. «Тр. Ком. по иссл. фосфоритов», 1911, т. 3, с. 31 и 192.
- Архангельский А. Д., Крестовников В. П. и Шатский Н. С. Сеноманские и третичные фосфориты Южно-Русской впадины. Сб. «Фосфориты». «Изв. Геол. ком.», 1927.
- Балахматова В. Т. К вопросу о стратиграфии верхнемеловых отложений Среднего Поволжья и Общего Сырта. Сб. статей комсомольцев Нефт. геол.-разв. ин-та, 1937.
- Баярунас М. В. Геологическое описание фосфоритоносных отложений в западной части полуострова Мангышлак. «Тр. Ком. по иссл. фосфоритов», 1911, т. 3.
- Безруков П. Л. (1). О геологическом строении степных пространств к юго-востоку от Уральска. «Бюлл. МОИП», 1936, 14, № 2.
- Безруков П. Л. (2). Датский ярус Восточно-Европейской платформы. «Изв. АН СССР», 1936, № 5.
- Безруков П. Л. (1). Поиски фосфоритов в окрестностях ст. Эмбы и Переволоцкой, Оренбургской ж. д. Сб. «Агрономические руды СССР», 1937, т. 4.
- Безруков П. Л. (2). Верхнемеловые и палеогеновые фосфориты Примугоджарских степей. Сб. «Агрономические руды СССР», 1937, т. 4.
- Безруков П. Л. Мезозойские отложения на Уфимском плато. «Изв. АН СССР», 1938, № 5—6.
- Белоусов В. В. Фации и мощности осадочных толщ Европейской части СССР. «Тр. Ин-та геол. наук АН СССР», 1944, вып. 23.
- Богданов А. А. (1). Соляные купола Нижнего Заволжья. «Бюлл. МОИП», 1934, т. 12 (3).
- Богданов А. А. (2). Новые данные по стратиграфии Нижнего Поволжья в связи с глубоким бурением в Астрахани. «Тр. Ленингр. об-ва ест.», 1934, т. 13, вып. 2.
- Богомоллов Г. В. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000, л. 35, 1943.
- Богословский Н. Отчет об исследовании в северо-восточной части 74 листа десятиверстной карты Европейской России. Годовой отчет Геологического комитета. «Изв. Геол. ком.», 1903, т. 22.
- Богословский Н. Общая геологическая карта России, л. 73. «Тр. Геол. ком.», 1906, т. 16.
- Бушинский Г. Н. Петрография фосфоритов Курской области. Сб. «Агрономические руды СССР», 1937, т. 4.
- Вассоевич Н. Б. О вероятном возрасте эоценового флиша и смежных с ним отложений северо-западной части Кавказа. «Тр. Нефт. геол.-разв. ин-та», 1932, вып. 37.
- Вассоевич Н. Б. Материалы к стратиграфии и петрографии меловых и палеогеновых отложений Юго-Восточного Кавказа. «Тр. Геол. ин-та АН СССР», 1933, т. 3.
- Вассоевич Н. Б. Новые данные по стратиграфии мезозоя Юго-Восточного Кавказа. «Сов. геол.», 1940, № 10.
- Вахрушев Г. В. Геологический очерк месторождения стекольных песков и огнеупорных глин в районе Красноустьевского завода Башкирской АССР. «Тр. СОПС АН СССР», сер. Башкирск., 1932, т. 1.
- Вахрушев Г. В. О верхнемеловых и третичных отложениях Петровского района Башкирской АССР. «Уч. зап. Казанск. ун-та», отд. геол., 1934, т. 94, вып. 3, кн. 1.
- Вебер Г. и Малышева В. Sur la stratigraphie du Mesocrétacé et Neocrétacé de la Crimée. [О стратиграфии среднего и верхнего мела Крыма]. «Bull. Soc. Géol. France», 1923, vol. 23.
- Великовская Е. М. Геологическое строение северо-западной части Саратовского Поволжья в связи с вопросом о западной границе палеогена. «Бюлл. МОИП», 1936, т. 14 (1).
- Выржиковский В. Открытие палеогена в Подольском Приднестровье. «Изв. Геол. ком.», 1920, т. 48, № 3.
- Гапеев А. А. Геологический очерк западной окраины Донецкого бассейна. «Материалы по прикл. геол.», 1927, вып. 123.
- Гиммельфарб Б. М. Разведка фосфоритового мела в районе ст. Тамды (Казахской АССР, Ташкентской ж. д.). Сб. «Агрономические руды СССР», 1932, т. 4.

- Гиммельфарб Б. М., Дрожжев В. П., Лодяной Н. И., Смирнова В. Н. Геолого-разведочные работы на фосфориты в Северо-Западном Казахстане. Сб. «Агрономические руды СССР», 1937, т. 4.
- Гиммельфарб Б. М., Лодяной Н. И. Геологическая характеристика фосфоритового района Актюбинской области. Сб. «Агрономические руды СССР», 1937, т. 4.
- Голынец Ф. Ф. Геологическая карта правобережья р. Хопра в среднем течении (в западной части 75 листа). Саратов, 1930.
- Голынец Ф. Ф. Геологическое строение Сальских степей. «Тр. Сев.-Кав. Конфер. геол.-нефт.», вып. 7. Изд-во АН СССР, 1934.
- Горский И. И. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000, лист 40, 1940.
- Дампль И. И. Фораминиферы верхнемеловых отложений месторождения Каратон Эмбенского района. «Тр. Нефт. геол.-разв. ин-та», сер. А, 1934, вып. 50.
- Даньшин Б. М. Геологическое строение и подземные воды г. Брянска. 1929.
- Даньшин Б. М. Геологическое строение Орловского округа в пределах 45 листа. Воронеж, 1931.
- Даньшин Б. М. (1). Геологическое строение Московской области. «Тр. Ин-та мин. сырья», 1936, вып. 105/18.
- Даньшин Б. М. (2). Общая геологическая карта Европейской части СССР, лист 45, восточная половина. «Тр. Моск. геол. треста», 1936, вып. 12.
- Добров С. А. Чембарский уезд. «Тр. экспед. по изуч. ест. условий Пензенской губ.», сер. 1, 1913, вып. 4.
- Добров С. А. Исследования летом 1914 г. Юго-восточная часть 74 листа. «Изв. Геол. ком.», 1915, т. 34, 23.
- Добров С. А. (1). Отчет об исследованиях в восточной половине 74 листа. «Изв. Геол. ком.», 1919, т. 37, № 1.
- Добров С. А. (2). Очерк геологического строения и фосфоритовых залежей в области среднего течения р. Цны. «Тр. Фосф. ком.», сер. 1, 1919, т. 7, с. 245.
- Добров С. А. О следах верхнемеловых отложений в Рязанской губернии и вертикальном распространении *Inoceramus lobatus*. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1929, т. 7 (2).
- Добров С. А. (1). Геологическое строение, полезные ископаемые и подземные воды Загорского и Константиновского районов Московской области. «Тр. Моск. геол.-разв. упр.», сер. 1, геол., 1932, вып. 3.
- Добров С. А. (2). Геология и полезные ископаемые Дмитриевского края. «Тр. Музея Дмитриевск. края», 1932, вып. 7.
- Добров С. А. и Красовский А. Отчет об исследовании залежей фосфоритов в Керенском и Чембарском уездах Пензенской губ. «Тр. Моск. с.-х. ин-та по иссл. фосфоритов». 1912, т. 4.
- Дрожжев В. П. Разведочные данные по Хоперскому месторождению фосфоритов. Сб. «Агрономические руды СССР», 1937, т. 4.
- Дрожжева П. П. и Орлова Е. В. Сеноманские фосфоритовые отложения северной окраины Днепровско-Донецкой впадины. Сб. «Агрономические руды СССР». «Тр. НИУ», 1937, вып. 142.
- Дубянский А. А. Новые данные по геологии Воронежской губернии. Воронеж, 1927.
- Дубянский А. А. Гидрогеологические районы Воронежской области, ч. 1—3. Воронеж, 1936.
- Жуков В. А. Некоторые структурные особенности юго-западной части Московской палеозойской котловины. «Изв. АН СССР», 1940, № 6.
- Жуков М. М. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000, лист М-39, 1943.
- Зонов Н. Т. (1). Геологические наблюдения в Привольском Заволжье. Сб. «Агрономические руды СССР», 1932, т. 1, ч. 2.
- Зонов Н. Т. (2). Геологические наблюдения в окрестностях г. Хвалынска. Сб. «Агрономические руды СССР», 1932, т. 1, ч. 2.
- Зонов Н. Т. (3). Геологические наблюдения над фосфоритными отложениями в Вольском районе Нижне-Волжского края. Сб. «Агрономические руды СССР», 1932, т. 1, ч. 2.
- Зонов Н. Т. и Константинович А. Э. Геологическое строение, полезные ископаемые и подземные воды Егорьевского, Шатурского, Коробовского и Куровского районов Московской области. «Тр. Моск. геол.-разв. упр.», сер. 1, 1932, вып. 2.
- Казakov М. П. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000, лист 36, 1943.

- К а л и н и н Н. А. Фораминиферы мела Бактыгарына (Эмбанефть). «Этюды по микропалеонтологии», 1937, т. I, вып. 2.
- К а м е п с к и й Г. Н. О геологическом строении правобережья р. Дон между ст. Усть-Медведицкой и Трех-Островянской. «Бюлл. МОИП», 1923—1924, № 3.
- К а м е н с к и й Г. Н. Гидрогеологические исследования в южной части Общего Сырта, произведенные в 1926 г. «Изв. Геол. ком.», 1928, т. 46, № 10.
- К а р п и н с к и й А. П. Очерк физико-географических условий Европейской России в минувшие геологические периоды. «Зап. Акад. Наук», 1887, т. 60, прил. 8.
- К а р п и н с к и й А. П. Общий характер колебаний земной коры в пределах Европейской России. «Изв. Акад. Наук», 1894, № 1.
- К а ш л а ч е в А. И. Останцы верхнемеловых отложений под Ярославлем. «Бюлл. МОИП», 1947 (4).
- К е л л е р Б. М. Микрофауна верхнего мела Днепровско-Донецкой впадины и некоторых других сопредельных областей. «Бюлл. МОИП», 1935, т. 13.
- К е л л е р Б. М. Стратиграфия верхнемеловых отложений Западного Кавказа. «Изв. АН СССР», 1936, № 5.
- К е л л е р Б. М. Фораминиферы верхнемеловых отложений. «Тр. Нефт. геол.-разв. ин-та», сер. А, 1939, вып. 116.
- К е л л е р Б. М. Верхнемеловые отложения Западного Кавказа. «Тр. Ин-та геол. наук АН СССР», 1947, вып. 48.
- К и р е е в А. А. К вопросу о стратиграфии восточной окраины Донбасса по данным скважины в г. Котельниково. «За недра Волго-Прикаспия», 1936, № 3—4.
- К р е с т о в н и к о в В. Н. и Д е н и с о в а О. А. Геологическое строение Белгород-Кочетовского района области КМА. «Тр. КМА», 1924, т. 4.
- К у д и н о в а Е. А. и Ш а х в а р с т о в а К. А. Предварительный отчет о геолого-поисковых работах в Актюбинско-Илекском районе Казахской АССР за 1930 г. Сб. «Агрономические руды СССР», 1932, т. 1, ч. 2.
- К у д р я в ц е в Н. А. К вопросу о тектонике и нефтеносности Прибалтийской впадины. Научно-исследовательские работы нефтяников, вып. 1. Геология. Гостехиздат, 1944.
- К у л и к Н. Предварительный отчет о поездке в Большеземельскую тундру летом 1910 г. «Зап. Мин. об-ва», 1918, т. 51.
- К у р б а к о С. П. Фосфоритовые залежи западной части полуострова Маггышлак, участки Хапта-Баба, Тюбяджик и Джанборт. Сб. «Агрономические руды СССР», 1932, т. 1, ч. 2.
- К у р м а н И. М. Стратиграфия и фосфоритоносные горизонты горы Улаган. Сб. «Агрономические руды СССР», 1937, т. 1.
- Л а р и н Н. И. и С в е т о з а р о в а Т. А. Стратиграфия песчано-сланцевой толщи силура Подольи. Сб. «Агрономические руды СССР», 1932, т. 1, ч. 2.
- Л а с к а р е в Б. Д. Геологические исследования в юго-западной России. 17 лист Общей геологической карты Европейской России. «Тр. Геол. ком.», 1914 (77).
- Л о д я н о й Н. И. Материал к изучению пластовых фосфоритов Урюпинского района. Сб. «Агрономические руды СССР», 1937, т. 4.
- Л у н г е р с г а у з е н Л. Геологическая эволюция южного Приднестровья. «Сов. геол.», 1940, № 5—6.
- Л у н г е р с г а у з е н Л. Некоторые черты палеогеографии Днепровско-Донецкой геосинклинали в верхнепалеозойское и мезозойское время. Материалы нефтеносной Днепровско-Донецкой впадины. Изд-во АН УССР, Киев, 1941.
- Л у ч и ц к и й В. И. Отчет о геологическом исследовании фосфоритовых отложений Киевской губернии. «Тр. Ком. по иссл. фосфоритов», 1913, т. 5.
- М а з а р о в и ч А. Н. О верхнемеловых отложениях р. Иловли в Саратовской губернии. «Бюлл. МОИП», геол. отд., 1923—1924, № 3.
- М а з а р о в и ч А. Н. Основные черты строения северного конца Доно-Медведицкого вала. «Бюлл. МОИП», 1926, т. 4, № 1—2.
- М а з а р о в и ч А. Н. Геологическое строение Заволжья между г. Куйбышевым и Оренбургом. «Бюлл. МОИП», геол. отд., нов. сер., 1936, т. 14 (6).
- М а з а р о в и ч А. Н. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000, лист 39, 1940.
- М а к о в К. Про геологичну будову Причорноморської западини. «Геол. журн. АН УССР», 1938, т. 5, вып. 4.
- М а т в е е в А. К. Карбон в Галицийской впадине. «Докл. АН СССР», 1940, № 1.
- М е ф ф е р т Б. Ф. Геологический очерк Лисичанского района Донецкого бассейна. «Материалы по общей и прикл. геол.», 1929, вып. 65.

- Милановский Е. В. К тектонике южной части Симбирской губернии. «Бюлл. МОИП», 1923—1924, т. 2 (3).
- Милановский Е. В. Геологический очерк бассейна р. Барыш и правобережья р. Суры в Симбирской губернии. «Бюлл. МОИП», 1925 (3—4).
- Милановский Е. В. О сеноманских отложениях Московской губернии. «Бюлл. МОИП», 1926, т. 34.
- Милановский Е. В. Новые данные по стратиграфии верхнего мела Среднег-Поволжья. «Бюлл. МОИП», 1928 (2).
- Милановский Е. В. Геология Среднего и Нижнего Поволжья. Гостоптехиздат, 1940.
- Мирчинк Г. Ф. Городищевский уезд. «Тр. Экспед. для иссл. ест.-ист. условий Пензенск. губ.», 1915, вып. 7.
- Мирчинк Г. Ф. Исследование фосфоритовых залежей Могилевской губернии. «Тр. ком. Моск. с.-х. ин-та по иссл. фосфоритов», сер. 1, 1918, т. 8.
- Мирчинк Г. Ф. Некоторые новые данные по геологии северо-западной части Северо-Украинской впадины. «Бюлл. МОИП», 1931, т. 9 (3—4).
- Моисеев А. С. Основные черты строения Горного Крыма. «Тр. Ленингр. об-ва ест.», 1935, № 1.
- Морозова В. Г. К стратиграфии верхнего мела и палеогена Эмбенской области по фауне фораминифер. «Бюлл. МОИП», 1939, т. 17, № 4—5.
- Муратов М. В. (1). Основные черты тектоники Крымского полуострова. «Бюлл. МОИП», 1937, т. 15, № 3.
- Муратов М. В. (2). Геологический очерк восточной оконечности Крымских гор. «Тр. Моск. геол.-разв. ин-та», 1937, т. 7.
- Наливайко Л. Мікрофауна горишньокрейдових покладів південної окраїни Донбаса, ч. 1. Київ, Україн. н.-д. геол.-разв. ін-т, 1935.
- Наливкин Д. В. Учение о фациях. Изд. 2, 1933.
- Никитин С. Н. Следы мелового периода в центральной России. «Тр. Геол. ком.», 1890, т. 5, № 2.
- Николаев Н. К вопросу о тектонике и стратиграфии Саратовского и Самарского Заволжья. «Бюлл. МОИП», геол. отд., 1933, т. 11, вып. 2.
- Одпсков Е. Украинская тектоническая мульда и Полесский вал по современным сведениям. «Бюлл. МОИП», геол. отд., 1925, т. 3, вып. 1—2.
- Орлова Е. В. Фосфоритовые месторождения Курской и Воронежской областей. Справочник по удобрению, 1933.
- Павлов А. П. Горизонт Emscher среди верхнемеловых отложений средней и восточной России и береговая фация русского турона и сенона. «Прот. МОИП», 1900, № 3—4.
- Павлов А. П. Оползни Симбирского и Саратовского Поволжья. Материалы к познанию геологического строения Российской империи, вып. 2, М., 1903.
- Плотников Н. А. Подземные воды Курской области. ГОНТИ, 1939.
- Погудяев Д. И. Фосфориты Западной области. «Геология», сб. 2. Смоленск, 1935, с. 55—95.
- Покровская Н. Л. Геологический очерк Шевченковского планшета (Новороссийский район б. Актюбинского округа). Сб. «Агрономические руды СССР», 1932, т. I, ч. 2.
- Православлев П. А. О новейших движениях земной коры между Нижней Волгой и р. Уралом. «Тр. Ноябрьской сессии АН СССР», 1933.
- Резниченко В. В горах и кручах района Каневской дислокации. Путеводитель 2 съезда геологов. Киев, 1926.
- Ренгартен В. П. Фации меловых отложений Кавказа. Тезисы к докладу на XVII сессии Международного геологического конгресса, 1937.
- Савчинская О. Н. Материалы к изучению меловой фауны бассейнов Десны и Псёла. «Зап. Научно-иссл. ин-та геол. Харьковск. гос. ун-та», 1940.
- Семихатов А. Н. Геологическое строение подораздельного пространства рек Медведицы и Иловли. «Зап. Об-ва любит. ест. геол.», отчет, 1913, т. II.
- Семихатов А. Н. Баскунчакское озеро. «Тр. Всесоюзн. геол.-разв. об-ва», 1933, вып. 284.
- Семихатов А. Н. и Семихатов Б. Н. Геологическое исследование фосфоритных залежей Петровского и Вольского уездов Саратовской губернии. «Тр. Ком. по иссл. фосфоритов», 1918, т. 8, 227.
- Семихатов А. Н. и Страхов П. М. Геологическое строение окрестностей Баскунчака. «Изв. Геол. ком.», 1929, т. 48, № 4.
- Страхов Н. М. Историческая геология, М., 1938.
- Субботина Н. Н. Стратиграфия нижнего палеогена и верхнего мела Северного Кавказа по фауне фораминифер. «Тр. Нефт. геол.-разв. ин-та», сер. А, 1936, вып. 96.

- Тамман В. И. Предварительный отчет о геолого-поисковых работах в Новороссийском районе б. Актюбинского округа Казахской АССР за 1930 г. Сб. «Агрономические руды СССР», 1932, т. 1, ч. 2.
- Тамман В. И. и Яншин А. Л. Геолого-поисковые работы в Аккемирском районе Казахской АССР в 1929 г. «Фосфор. руды СССР», т. 7. «Тр. НИУ», 1931, вып. 85.
- Тарасов Д. Н. О меловых отложениях вдоль северной границы их распространения в центральной части Западной области. «Геология», сб. 2. Смоленск, 1935, с. 3—42.
- Толвинский К. З. Диапировая складчатость и нефтеносность предгорий Восточных Карпат. «Сов. геол.», 1941, № 2.
- Трифонов Н. И. Стратиграфия верхнемеловых отложений р. Эмбы и Чушкакульского кряжа. «Тр. Нефт. геол.-разв. ин-та», сер. А, 1937, вып. 106.
- Тяжева А. П. К изучению третичных отложений плашкетов 121, 131, 141, 151 пятиверстной карты Урала. «Тр. Башк. геол. треста», 1937, вып. 5.
- Успенская Н. Ю. и Пантелеев Ф. П. Шар-Булак и Белая Глива южных Юргеней. «Тр. Геол. служб. Грознефти», 1937, вып. 7.
- Федоровский А. (1). Описание скважин в г. Харькове и на ст. Основа. «Тр. Харьковск. об-ва испытат. природы», 1916, т. 19.
- Федоровский А. (2). К вопросу о мощности меловой толщи в г. Харькове. «Тр. Харьковск. об-ва ест.», 1916, т. 49.
- Чирвинский В. Н. Район Киева. XVII сессия Международного геологического конгресса, Южн. экскурс. Укр. ССР, 1937.
- Шарова Е. Г. Стратиграфия мезозойских отложений Эмбенского района по *Ostracoda*. «Тр. Нефт. геол.-разв. ин-та», сер. А, 1937, вып. 106.
- Шатский Н. С. Стратиграфия и тектоника верхнемеловых и нижнетретичных отложений северной окраины Донецкого бассейна. «Тр. КМА», 1924, т. 5.
- Шатский Н. С. Геологическое строение восточной части Черных гор. «Тр. Научно-иссл. нефтян. ин-та», 1929, вып. 4.
- Шатский Н. С. О тектонике Восточно-Европейской платформы. «Бюлл. МОИП», 1937, № 1.
- Шатский Н. С. О верхнепалеозойской структуре Восточно-Русской впадины. «Докл. АН СССР», 1941, т. 31, № 5.
- Шатский Н. С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. М., МОИП, 1945.
- Шатский Н. С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. «Изв. АН СССР», 1946, № 1.
- Шведов М. С. Общая геологическая карта Европейской части СССР, лист 58, северо-западная четверть. 1932.
- Шняндин П. А. Геологический очерк района Озинок. «Тр. Научно-иссл. ин-та геол. Саратовск. ун-та», 1936, т. 1, вып. 1, 28.
- Яншин А. Л. Рекогносцировочное обследование фосфоритовых залежей бассейна р. Сухой. Песчаники к западу от Илецкой Защиты. Сб. «Агрономические руды СССР», 1932, т. 1, ч. 2.
- Яншин А. Л. Фосфориты Башкирии. «Соп. хоз.», 1933, № 3—4.
- Яншин А. Л. (1). Фосфориты западного склона Южного Урала. Сб. «Агрономические руды СССР», 1937, т. 4.
- Яншин А. Л. (2). Артезианские воды Ново-Украинского фосфоритового месторождения. Сб. «Агрономические руды СССР», 1937, т. 4.
- Яншин А. Л. Новые данные о геологическом строении и гидрогеологии района Чушкакульской антиклинали. «Тр. Ин-та геол. наук АН СССР», 1940, вып. 32, геол. сер., № 9.
- Яншин А. Л. и Фокин А. Г. Предварительный отчет о маршрутно-рекогносцировочных работах на водоразделе рр. Урала и Илека к северу от станции Кара-Тургай. Сб. «Агрономические руды СССР», 1932, т. 1, ч. 2.
- Dalínkevičius I. A. Lietuvos kreida. «Kosmos», 1934, t. 15.
- Dalínkevičius I. A. Devono stratigrafija ir apatinio karbono transgresijas Zumes Lietuvoje. Kaunas, 1939, V. D. U., Geologijus Kabineto spaudiniai, nauja ser., № 14—15.
- Halicki B. i. Rydzewski S. O ogólnych wynikach wierceniu w Lublinie. «Posiedzenia Nauk», G. I. G., 1934, № 35.
- Halicki B. Materjaly do znajomości budowy podłoża Polski północnowschodniej. Rocznik XI «Polsk. Towarz. geol.», Krakow, 1935.
- Kooszyńska B. Sprawozdanie z badań nad Cenomanem Podola. «Pos. Nauk. Panstw. Inst. geol.», Warszawa, 1928, № 21.

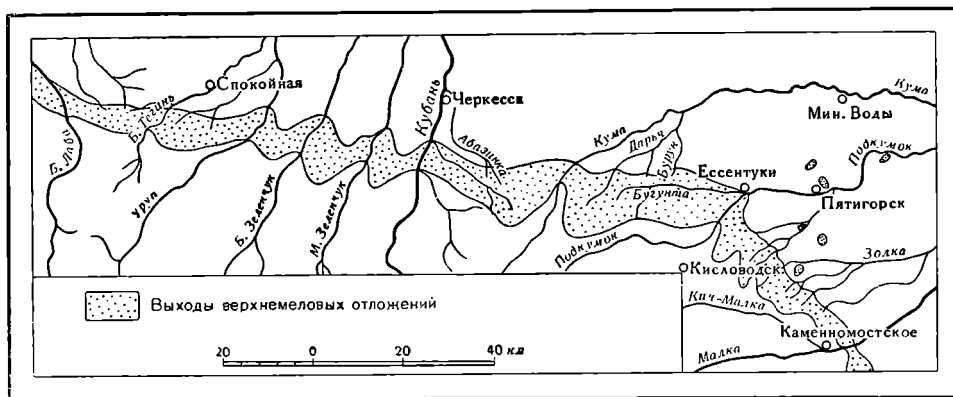


- Kongiel R. Contribution à l'étude du Siwak dans les environs de Pulawy (Plateau de Lublin). «Trav. Inst. Géol. et Géogr. Univ. Wilno», 1935, № 19.
- Kossmat F. Palaeogeographie und Tektonik. Berlin, 1936.
- Kraus E. Ueber die Geschiebe in Lettland. «Zs. f. Geschiebeforschung», 1934, Bd. 10, Heft 2.
- Macovei G. et Atanasiu J. L'évolution géologique de la Roumanie crétacée. «An. Inst. Geol. Român.», 1931; vol. 16, 62.
- Rogala W. Die obercretazischen Bildungen in Galicischen Podolien. T. 2. Emscher und Senon. «Bull. Intern. Acad. Sci. Krakow», ser. A, 1916.
- Rözycki S. Z. Alb, cenoman i turon w okolicy Zlotego Potoka. «Sprawozd. Panstw. Inst. Geol.», 1937, t. 9.
- Skolodruvna S. Belemnity kredy Lwowa i jego okolic. Lwow, Tow. Nauk. Sprawozd., 1929.
- Stolley E. Ueber die Gliederung des norddeutschen und baltischen Senon, sowie die dasselbe charakterisierenden Belemniten. «Arch. Anthropol. v. Geol.», 1897.
- Sujkowski Z. Le silurien de Volhynie d'après le sondage de Bocianowka. «Bull. Inst. Géol. Pologne», 1939, № 12.

М. М. МОСКВИН

## СТРАТИГРАФИЯ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ

Верхнемеловые отложения играют, как известно, большую роль в сложении северных предгорий Кавказа. В пределах Центрального Предкавказья выходы их на поверхность приурочены к непрерывной полосе, вытянутой с востоко-юго-востока на западо-северо-запад, примерно параллельно простиранию Главного хребта (фиг. 1).



Фиг. 1. Обзорная карта Центрального Предкавказья.

Отличаясь от покрывающих и подстилающих слоев большей плотностью, карбонатные породы верхнего мела образуют здесь возвышенную асимметричную гряду. Глубокими поперечными долинами последняя расчленена на отдельные части, известные под названиями: Джинальского хребта — к востоку от р. Подкумка, Дарьинского или Боргустанского — к западу от названной реки, Пастбищного, между реками Кумой и Кубанью и Эльбурганских высот, на правом берегу Кубани. Наибольшей высоты эта гряда достигает в области так называемого Верхнего Джинала, к западу она постепенно снижается, и на пространстве между реками Урупом и Лабой приобретает более мягкие очертания.

Обращенные к югу крутые, обычно обрывистые склоны названных возвышенностей на большом протяжении вскрывают нижние горизонты верхнемеловых отложений. Северные склоны, отвечающие падению слоев, пологи и служат прекрасными пастбищами и сенокосными угодьями.

Наиболее полные разрезы верхнего мела можно наблюдать в долинах рек Подкумка, Кумы, Кубани, Большого и Малого Зеленчуков, Урупа, Большого Тегиня и других прорезающих верхнемеловую куэстовую гряду примерно по падению пластов. Легкая доступность этих разрезов, их полнота, непрерывность, а также близость друг к другу дают возможность детально изучить взаимоотношения и фациальную изменчивость отдельных горизонтов по их простираанию.

К сожалению, значительно труднее сделать это в направлении падения слоев. В силу пологого моноклиналиного наклона верхнемеловых пород к северу, в этом направлении они очень быстро скрываются под отложениями палеогена и становятся, таким образом, недоступными для наблюдения. Исключение представляет лишь район Кавказских Минеральных Вод, где обособленные выходы верхнего мела на склонах лакколитов — Юца, Золотой Курган, Машук, Лысая, Бештау и Железная — приурочены к области сплошного развития третичных осадков.

Литературные материалы, касающиеся верхнемеловых отложений Центрального Предкавказья, невелики. Относительно более обширны они для района Кавказских Минеральных Вод, издавна привлекавшего внимание исследователей своими минеральными источниками. Для территории этого района можно назвать работы Г. Абиха (1852, 1858), геологов Кавказского горного управления С. Е. Симоновича, Л. Ф. Бацевича, И. А. Сорокина (1876), Дрю (Dru, 1884), позднее Н. И. Каракаша (1896, 1897), А. Н. Огильви (1906) и, наконец, ряд работ А. П. Герасимова (1911, 1940), проводившего здесь многолетние исследования по поручению Геологического комитета. Верхнемеловые породы соседних районов, расположенных к западу от долины р. Кумы, также описываются А. П. Герасимовым (1922), затем Н. Д. Баклановой (1936) и некоторыми другими авторами. Рассматриваемая часть Предкавказья и развитые в ней верхнемеловые осадки находят отражение и в работах В. В. Белоусова (1940), В. Е. Хаина и Л. Н. Леонтьева (1946).

За столетний промежуток времени отделяющий нас от появления работ Г. Абиха, и главным образом за советский период, накоплен огромный материал по геологии Центрального Предкавказья. Несмотря на это, верхнемеловые отложения этой области остаются еще слабо освещенными в литературе, уступая в этом отношении породам нижнего мела и третичным. Задача настоящей статьи — восполнить этот пробел хотя бы в некоторой степени. Статья основывается на материале, собранном автором в процессе работ в Центральном Предкавказье в течение ряда лет. В обработке этого материала приняли участие С. А. Добров, изучавший коллекции иноцерамов, и Н. П. Михайлов, определивший часть собранных верхнемеловых аммонитов. Определение весьма обильной фауны фораминифер выполнено Б. М. Келлером для разрезов Подкумка и Золот. В. Г. Морозовой — для разрезов Кумы и Кубани и В. А. Шохиной для западной части района (Зеленчуки, Уруп, Большой Тегинь, Большая Лаба).

Учитывая ценность сопоставления вертикального распространения фораминифер с другими группами верхнемеловой фауны, мы помещаем в работе довольно обширные, хотя и несколько сокращенные списки этих форм.

---

В основании верхнемеловых отложений на всей описываемой территории залегают черные карбонатные, обычно слабо пластичные и несколько

сланцеватые глины верхнего альба, содержащие весьма многочисленные фаунистические остатки. Здесь обычны мелкие деформированные раковинки пелеципод: *Nucula pectinata* Sow., *Plicatula gurgilis* Pict. et Roux., *Barbatia narzanensis* Renng., *Aucellina gryphaeoides* Sow. и др., нередко устилающие поверхности напластования породы. Обильны ростры: *Neohibolites stylioides* Renng., *Neoh. subtilis* Grumh., реже встречаются остатки раздавленных *Inoceramus concentricus* Park. и *Pervinqueria inflata* Sow. Перечисленная фауна определенно указывает на принадлежность этих глин к верхней — инфлятовой — зоне альбского яруса.

В долине р. Кубани и к западу от нее в верхней части глинистой толщи появляются тонкие, неясно обособленные прослои пепельно-серых мергелей. Вверх по разрезу количество их увеличивается, мергели становятся более известковистыми, приобретают более плотное сложение и постепенно замещают описанные темные глины.

Отмеченное изменение характера пород сопровождается довольно резким изменением состава заключенных в них органических остатков. На смену обильной верхнеальбской фауне в пачке мергелей и мергелистых известняков появляются также обильные, но менее разнообразные сеноманские формы: *Inoceramus scalprum* Boehm (= *In. etheridgei* Wood s), *Neohibolites ultimus* D'Orb. и др.

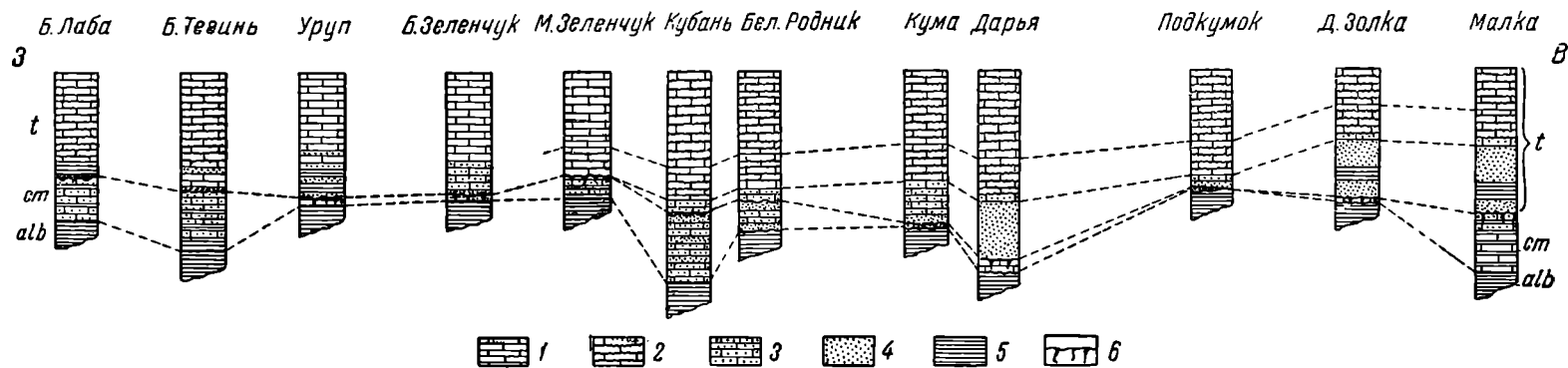
Таким образом, переход между отложениями нижнего и верхнего мела в западной части рассматриваемой территории совершается постепенно.

Несколько иной характер имеет эта граница к востоку от р. Кубани. Здесь глинистые мергели верхнего альба резко отделены от покрывающих известковистых сеноманских песчаников и у контакта на глубину 6—7 см пронизаны многочисленными песчаными ризолитами<sup>1</sup>. В основании сеноманских пород содержатся: мелкая фосфоритовая галька, окатанные обломки призматического слоя раковин иноцерамов, а также весьма обильные ростры *Neohibolites*, повидимому, вымытые из подстилающих слоев. Сходные соотношения можно наблюдать и в расположенных восточнее разрезах бассейна р. Кумы, где на границах между альбом и сеноманом всюду имеются признаки незначительного размыва.

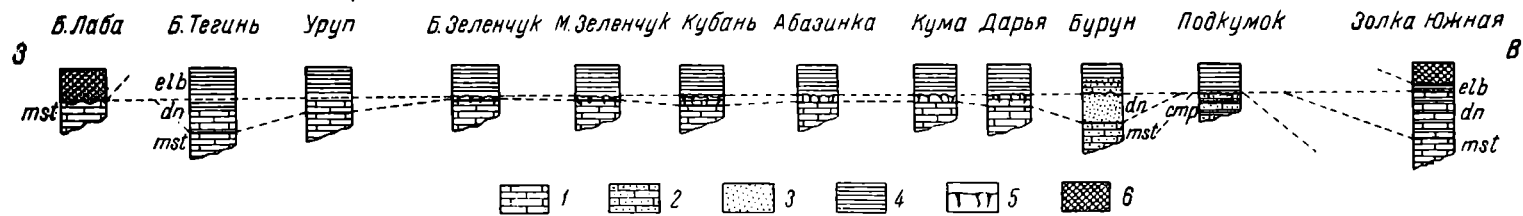
В пределах Центрального Предкавказья отложения сеноманского яруса пользуются почти непрерывным распространением, хотя местами они и сохранились лишь в виде тонкого горизонта — менее 1 м (фиг. 2).

Одним из наиболее полных и интересных по обилию органических остатков разрезов этих пород, известным еще по описанию С. Е. Симоновича, Л. Ф. Бациевича и И. А. Сорокина (1876), является обнажение в крупном южном уступе Джинала. Здесь на черных известковистых глинах верхнего альба, отделяясь от них резкими границами, залегает тонкозернистый светлосерый несколько мергелистый известняк с частыми, тонкими, неясно обособленными прослоями глинистого мергеля. В верхней половине толщи известняки и мергели обогащаются песчаными частицами и в отдельных горизонтах переходят в известковистый глауконитовый слюдястый песчаник. В описанных породах заключаются остатки *Inoceramus scalprum* Boehm, *Neohibolites ultimus* D'Orb., *Acanthoceras mantelli* Sow., особенно обильные в нижней части их. У верхнего

<sup>1</sup> Этим термином Е. В. Милановский (1928) предложил называть корнеобразные выросты округлого или овального сечения, отходящие от основания покрывающего слоя и выполненные той же породой. Несомненно, образования эти связаны с деятельностью различных илоедов. В верхнемеловых отложениях Северного Кавказа, так же как и Среднего Поволжья, где ризолиты были впервые описаны, они особенно интенсивно развиты на контактах, несущих следы перерыва.



Фиг. 2. Сводные разрезы туронских и сенонских отложений Центрального Предкавказья.  
 1 — известняк; 2 — известняк с горизонтами стилолитов; 3 — известняк песчанистый; 4 — песчаник; 5 — мергель; 6 — риволиты.



Фиг. 3. Сводные разрезы датских отложений Центрального Предкавказья.  
 1 — известняк; 2 — известняк песчанистый; 3 — песчаник; 4 — мергель; 5 — риволиты; 6 — аргиллиты свиты Горячего Ключа.

контакта встречено несколько экземпляров *Holaster subglobosus* Leske. Упомянутые авторы указывают из этих слоев также следующие формы: *Schloenbachia varians* Sow., *Acanthoceras rhotomagense* Defr., *Acant. cabardinense* Sim., Ващ., Sor., *Scaphites aequalis* Sow., *Sc. circassensis* Sim., Ващ., Sor., *Pecten malkensis* Sim., Ващ., Sor., и др.

По направлению к западу мощность сеноманских отложений быстро сокращается. Уже в бассейне р. Дорбун Золка этот ярус представлен лишь маломощным прослоем тонкозернистого слабопесчанистого известняка с редкими, неравномерно рассеянными и местами собранными в небольшие гнезда мелкими зернами глауконита. Известняк до основания пронизан крупными корнеобразно ветвящимися песчанистыми ризолитами, особенно многочисленными в верхней части слоя, где основная порода нередко сохраняет лишь подчиненное положение. Поверхность ризолитов, имеющих округлое сечение и достигающих в диаметре 4—5 см, обычно бывает покрыта тонкой коркой рыхлой известковистой массы яркозеленого цвета, наличие которой подчеркивает резкость границ между вмещающей породой и корнеобразными включениями. У нижнего контакта в известняке встречается мелкая галька сидерита, одетого с поверхности бурой окислившейся коркой и, несомненно, происходящего из подстилающих альбских глин.

Описанный слой содержит обильные остатки раковин *Inoceramus scalprum* Boehm, местами образующие небольшие банки, а также многочисленные ростры *Neohibolites ultimus* d'Orb.

Сходная картина наблюдается западнее, вплоть до междуречья Кумы и Кубани. На всем этом протяжении сеноман представлен маломощным, обычно не превышающим 1 м горизонтом несколько песчанистого известняка, пронизанного песчаными ризолитами, особенно многочисленными у верхнего контакта (см. фиг. 2). Для этих пород характерно присутствие тех же *Inoceramus scalprum* Boehm и *Neohibolites ultimus* d'Orb.

Более полно развиты рассматриваемые отложения в разрезе р. Кубани. На глинистых пепельно-серых мергелях верхнего альба здесь залегает пачка песчанистых известняков, переслаивающихся с тонкозернистыми известковистыми глауконитовыми, слюдистыми песчаниками. Довольно обильные в этих породах фаунистические остатки представлены: *Inoceramus scalprum* Boehm, *In. crippsi* Mant., *In. crippsi* var. *reachensis* Eth., *In. pictus* Sow., *Neohibolites ultimus* d'Orb., *Acanthoceras mantelli* Sow. В верхних горизонтах пачки, так же как и в разрезе Джинала, встречены остатки *Holaster subglobosus* Leske.

На левобережье р. Кубани, где сеноман сложен песчанистыми узловатыми известняками и мергелями с теми же иноцерамами и белемнитами, мощность его опять значительно сокращается. У верхнего контакта эти слои пронизаны многочисленными ризолитами глауконитового известковистого песчаника.

Еще далее к западу, на пространстве между Урупом и Большой Лабой, сеноманские отложения развиты более полно. Так, в долине Большого Тегиня, где темные известковистые глины альбского яруса, как отмечалось уже ранее, постепенно переходят в сеноманские отложения, последние и по мощности и по строению сходны с разрезом Джинала; они сложены подобной же мергельно-известняковой толщей, опесчаненной и богатой глауконитом в верхней части.

Переход от темных глин с прослоями серых мергелей к сплошной мергелисто-известняковой толще сопровождается появлением первых сеноманских *Inoceramus scalprum* Boehm и *Neohibolites ultimus* d'Orb.

Эти формы встречаются и выше вместе с более редкими *Inoceramus crispus* Ma n t., *In. pictus* S o w., *Acanthoceras* cf. *mantelli* S o w.

В верхних горизонтах пачки, отличающихся своею песчанистостью и содержанием округлых фосфоритов, обнаружены остатки *Holaster subglobosus* L e s k e. Сходное строение, но несколько меньшую мощность имеют отложения этого яруса на правом берегу Большой Лабы.

Таким образом, на всем пространстве от Большой Лабы на западе до Малки на востоке сеноман представлен довольно однообразными известняково-мергелистыми, более или менее песчанистыми, обычно глауколитовыми осадками весьма изменчивой мощности. Уловить какие-либо закономерности в изменении характера отложений по направлению простираания слоев затруднительно. Еще труднее это сделать по направлению падения — восстания, в связи с отмеченной уже особенностью залегания и обнаженности пород Предкавказья.

Имеющийся материал, таким образом, недостаточен для создания убедительной картины размещения здесь фаций сеномана, он оставляет излишний простор для создания построений, подчиненных общетеоретическим воззрениям авторов. Хорошим примером этому могут служить известные схемы В. В. Белоусова (1940) и В. Е. Хаина и Л. Н. Леонтьева (1946) в части, касающейся Центрального Предкавказья, не подкрепленные в надлежащей степени фактическими данными.

Отмеченная выше изменчивость мощности сеноманских пород находит себе естественное объяснение в характере контакта с покрывающими отложениями туронского яруса. В основании последних на всей площади располагаются мелкозернистые известковистые глауколитовые песчаники, резко отделенные от известняков и песчаников сеномана. Резкость границ подчеркивается наличием большого количества песчанистых ризолитов, глубоко проникающих в подстилающие слои и нередко придающих им конгломератовидный облик. На контакте местами содержится мелкая известняковая галька. Все это указывает на явление перерыва в осадконакоплении и на трансгрессивный характер залегания туронских пород.

Исключение представляет лишь разрез Большого Тегиня, где между породами сеномана и покрывающими их песчаниками и известняками турона не удастся обнаружить вполне резких границ. По распределению органических осадков в составе литологически довольно однообразных отложений сеноманского яруса можно выделить два горизонта. В нижнем из них, развитом повсеместно, содержатся ростры *Neohibolites ultimus* d' O r b., наряду с весьма обильными *In. scalprum* В o e h m и другими представителями рода *Inoceramus*, местами образующими небольшие банки. В верхнем, сохранившемся от дотуронского размыва лишь местами (рр. Большой Тегинь, Кубань, Малка), появляется *Holaster subglobosus* L e s k e — форма, характерная для верхнего сеномана Западной Европы. Таким образом, в пределах Центрального Предкавказья несмотря на весьма небольшую мощность сеноманских пород этот ярус представлен, повидимому, достаточно полно.

Рассматриваемые отложения содержат обычно бедную и плохо сохранившуюся фауну фораминифер. Результаты определения ее из нескольких разрезов представлены в табл. 1. Вследствие слабой изученности этой фауны, пока еще не удалось подметить какие-либо отличия в ассоциациях фораминифер из двух охарактеризованных макрофауной горизонтов сеномана.

В определении верхних границ сеноманского яруса мы довольно существенно расходимся во взглядах с предыдущими исследователями.

Таблица 1

**Распределение фауны сеноманского яруса в разрезах  
Центрального Предкавказья**

Название видов	Дорбун Золка	Подкумок	Кубань	М. Зеленчук	Б. Тергилъ	Бассейн Б. Лябы
<i>Globigerina infrasantonica</i> Glaessner . .	×	×				
<i>G. globotruncaniformis</i> Mогозова . . . . .			×			
<i>G. trochoides</i> d'Orb. . . . .			×			
<i>G. cretacea</i> d'Orb. . . . .			×	×		
<i>Globotruncana appeninica</i> Renz . . . . .		×	×		×	×
<i>Anomalina</i> ex gr. <i>ammonoides</i> Reuss. . .			×		×	
<i>Textularia trochus</i> d'Orb. . . . .				×	×	×
<i>T. cf. turris</i> d'Orb. . . . .					×	
<i>Gyroidina micheliniana</i> d'Orb. . . . .					×	
<i>Planulina</i> aff. <i>voltziana</i> d'Orb. . . . .			×			
<i>Neohibolites ultimus</i> d'Orb. . . . .	×	×	×	×	×	×
<i>Acanthoceras mantelli</i> Sow. . . . .			×		×	×
<i>Holaster subglobosus</i> Leske. . . . .			×		×	
<i>Inoceramus scalprum</i> Boehm . . . . .	×	×	×	×	×	×
<i>In. crippsi</i> Mant. . . . .			×		×	×
<i>In. crippsi</i> var. <i>reachensis</i> Eth. . . . .			×			
<i>In. pictus</i> Sow. . . . .			×			×



Особенно резко это расхождение проявляется в геологической трактовке разрезов р. Кумы и соседних с нею районов.

Нижние горизонты верхнемеловых отложений здесь впервые были более или менее подробно изучены А. П. Герасимовым в период первой мировой войны. В работе, вышедшей в 1922 г., этот автор относит к сеноману толстослоистые песчаники и известняки с прослоями «рухляков», лежащие между черными глинами альба и туронскими белыми известняками со стилолитами. Подобная характеристика сеномана повторяется, со ссылками на А. П. Герасимова, в ряде более поздних работ.

Описанные А. П. Герасимовым песчаники и песчанистые известняки с прослоями мергелей залегают на породах, содержащих характерную сеноманскую фауну, отделяясь от них границами размыва. Вверх по разрезу они постепенно переходят в белые известняки верхнего турона. Аналогичные пачки, занимающие сходное стратиграфическое положение, имеются и в соседних частях рассматриваемой территории. На крайнем востоке последней, в бассейнах рек Малки и Золок, описанные выше отложения сеноманского яруса покрываются мелкозернистыми сильно глауколитовыми слюдистыми известковистыми песчаниками светлого зеленовато-серого цвета. Приблизительно в средней части этих песчаников выделяется небольшой, нерезко ограниченный горизонт листоватых слюдистых песчанистых мергелей темносерого цвета. В некоторых разностях мергелей обнаруживается весьма правильная тонкая слоистость, выраженная частым чередованием светлых и темных прослоев толщиной от долей миллиметра до 1—2 мм. Под микроскопом видно, что более тонкие светлые прослои состоят из мелких, но вполне различных кристалликов кальцита, угловатых мелких зерен кварца, листочков слюды и зеленых зерен глауконита. Среди них встречаются немногочисленные мелкие «сферы», раковины *Gümbelina* и других фораминифер. Связанные постепенными переходами несколько более широкие темные полосы состоят из трудно различимой мелкозернистой массы кальцита с примесью глинистого вещества, окрашенной в темнокоричневый цвет.

В нескольких пунктах в этих породах удалось обнаружить плохо сохранившиеся остатки раковин *Inoceramus latus* S o w., *In. cf. striatoconcentricus* G ü m b. var. *carpatica* S i m.

Описанный песчаник без резких границ переходит вверх в известняк, в основании сильно песчанистый, обогащенный глаукоцитом, выше тонкозернистый, мелоподобный, белый, с горизонтами крупных стилолитов. С последней породы начинается своеобразная «стилолитовая» известняковая толща, сохраняющая характерный облик на значительном протяжении. По литологическим признакам эта толща отчетливо распадается на три пачки. В нижней части выделяются упомянутые уже мелоподобные известняки с горизонтами хорошо развитых очень крупных стилолитов, достигающих в длину 25—30 см, расчлененные на толстые слои мощностью от 0,5 до 0,20 м. Зубчатые стилолитовые швы обычно покрыты примазками рыхлой песчанистой известково-глинистой зеленоватой массы, очевидно, представляющей собой нерастворимый остаток известняка, накопившийся в процессе образования стилолитов. Местами подобная глинистая порода образует и более значительные сплошные волнистые прослои мощностью до 3—4 см, отмечающие, повидимому, более глубокое развитие процесса растворения.

В составе известняков большую роль играют раковинки фораминифер, главным образом относящиеся к родам *Globotruncana*, *Gümbelina*, *Globigerina* и др. Вместе с мелкими обломками призм раковин иноцерамов они

составляют до 50—70% всей массы породы. Неорганическая часть последней представлена трудноразличимым микрозернистым кальцитом.

Выше по ясной, но не резкой границе следуют более плотные мелкозернистые до тонкозернистых светлосерые известняки, в крутых обрывах Джинала и Боргустана обычно карнизом выдающиеся над подстилающей мелоподобной пачкой.

Породы эти разбиты частыми горизонтами более мелких стилолитов, длина которых обычно не превышает 5—10 см, на тонкие слои, мощностью 10—25 см. Приблизительно в средней части толщи окраска известняков становится светлой, а местами и яркорозовой, образуя неясно очерченный горизонт изменчивой мощности — от 5 до 10 м. Как показывает микроскопическое изучение шлифов, в составе известняков преобладает микрозернистый трудноразличимый кальцит, содержание которого в породе достигает 70—80%. Форменные элементы в количестве 20—30% представлены неравномерно рассеянными раковинками фораминифер (преимущественно *Globotruncana*, *Gümbelina*, *Orbulinaria*, в значительном количестве *Pithonella*) и обломками призм раковин иноцерамов.

Последним — верхним — членом «стилолитовой» толщи являются белые мелоподобные толстослоистые известняки с горизонтами очень крупных стилолитов, вполне сходные с породами нижней мелоподобной пачки. В микроскопическом строении их обращает на себя внимание лишь значительно меньшая роль органических остатков (раковинок фораминифер, редких обломков призм иноцерамов), составляющих не более 10—15% породы.

Описанная толща сохраняет свой облик в большей, восточной, части района, на западе ограниченной долиной Малого Зеленчука. На этом пространстве нижние мелоподобные известняки с крупными стилолитами обычно четко выступают в обнажениях и служат хорошим маркирующим горизонтом. Макроскопически различные органические остатки в них представлены главным образом неопределимыми обломками крупных раковин иноцерамов. Лишь в долине р. Кубани здесь были встречены удовлетворительно сохранившиеся *Inoceramus lamarcki* P a r k. var. П R e n n g. и *Conulus subrotundus* M a n t.

Значительно обильнее и разнообразнее фауна средней стилолитовой пачки. В нижней половине ее весьма обычны: *Inoceramus lamarcki* P a r k. var. I et var. П R e n n g., *In. costellatus* W o o d s, *In. inconstans* W o o d s, *In. crassus* P e t r., *Conulus subrotundus* M a n t., реже встречаются: *Inoceramus apicalis* W o o d s, *Conulus subconicus* d' O r b., *Echinocorys* cf. *sphaericus* S c h l ü t., *Micraster* sp. ind. Фауна фораминифер представлена малохарактерными ассоциациями (см. табл. 2). Выше, примерно на уровне перехода окраски известняков в розовые тона, в них появляются *Inoceramus koeneni* M ü l l., *In. involutus* S o w., и верхняя часть пачки, наряду с указанными формами, содержит *Inoceramus wandereri* A n d., *In. sturmi* A n d., *In. inconstans* W o o d s, *Conulus subconicus* d' O r b., *Echinocorys* cf. *gravesi* D e s o r. Мощность этих пород возрастает в западном направлении, достигая максимальной величины в долине Кубани.

Большой изменчивостью отличаются песчанистые отложения, лежащие в основании «стилолитовой» толщи. Горизонт известковистых глауконитовых песчаников, описанных в разрезах Джинала, значительно утоняется в долине Подкумка и снова раздувается в склонах Дарьинских высот. Как отмечалось выше, в бассейне р. Кумы ему соответствует пачка песчанистых плитчатых известняков и песчаников. Западнее р. Кубани

породы эти выклиниваются, и в берегах Малого Зеленчука мелоподобные известняки с горизонтами крупных стилолитов ложатся непосредственно на отложения сеномана.

Макроскопически различимыми органическими остатками описанный горизонт чрезвычайно беден. Кроме названных выше ископаемых, можно указать лишь на редкие находки плохо сохранившихся *Inoceramus* cf. *labiatus* S c h l o t h. Немногочисленны в этих породах и фораминиферы, обычно также мало удовлетворительной сохранности.

Возраст известняков с горизонтами стилолитов определяется достаточно убедительно составом заключенных в них ископаемых. Нижнюю часть толщи следует, очевидно, сопоставлять с отложениями верхнего турона, верхняя, охарактеризованная такими типичными формами, как *Inoceramus involutus* S o w., *Echinocorys gravesi* D e s o g и др., должна быть отнесена к коньякскому ярусу. Менее ясным остается возраст подстилающих песчаников и песчанистых известняков. Стратиграфическое положение между отложениями верхней зоны сеномана и верхнего турона и взаимоотношение с этими породами делают несомненной принадлежность их к туронскому ярусу. В пределах последнего они могут, очевидно, соответствовать как нижней его части, так и нижним горизонтам верхней.

В пользу последнего предположения говорит, как будто, нахождение в листоватых мергелях Джинала *Inoceramus striato-concentricus* G ü m b., *In. latus* S o w.— форм, характерных для нижних горизонтов верхнего турона Германии (Heinz, 1928). Учитывая, однако, присутствие здесь остатков иноцерамов, близких к *Inoceramus labiatus* S c h l o t h., наряду с кажущейся непрерывностью перехода к отложениям сеноманского яруса в разрезе Большого Тегиня, приходится признать вероятной принадлежность рассматриваемых пород к нижнему турону. Вопрос об эквивалентах последнего на Северном Кавказе нуждается в дальнейшем изучении.

Интересно отметить нахождение в ряде образцов этих пород *Globotruncana appeninica* R e n z, считающейся характерной для сеномана альпийской зоны. Появление здесь названной формы следует отнести скорее всего за счет переотложения материала интенсивно размытых сеноманских пород. Приходится считаться также с совершенно недостаточной изученностью вертикального распространения фораминифер именно в этих нижних горизонтах верхнего мела Кавказа.

В западной части района туронские отложения испытывают незначительные изменения, в результате чего проследить здесь намеченные литологические комплексы затруднительно. Уже в бассейне Малого Зеленчука, где типично развита нижняя мелоподобная «стилолитовая» пачка, вышележащие известняки турона почти лишены горизонтов стилолитов и содержат частые тонкие прослои зеленоватого глинистого мергеля. Еще большую (но все же подчиненную) роль в сложении этих слоев играют мергели в соседней долине Большого Зеленчука. Обогащение глинистым материалом, однако, не происходит далее к западу и с приближением к Большой Лябе в туроне снова появляются чистые белые известняки с хорошо развитыми горизонтами стилолитов. В этих западных разрезах в них содержится большое количество включений серого кремня, местами собранных в прерывистые прослои. В основании туронских известняков к западу от долины Малого Зеленчука также прослеживается горизонт известковистых глауконитовых песчаников, песчанистых известняков и мергелей, изменчивой мощности.

Таблица 2

## Распределение фауны туронского яруса в разрезах Центрального Предкавказья

Название видов	Нижние горизонты Сг <sub>2</sub> <sup>Т</sup>					Верхние горизонты Сг <sub>2</sub> <sup>Т</sup>			
	Доруби Збанка	Кума	Кубань	Уруп	Васс. В. Зил- бы	Подгумок	М. Зеленчук	Б. Зеленчук	В. Терноп.
<i>Globigerina infracretacea</i> Glaessner . . . . .	×								
<i>G. cretacea</i> d'Orb. . . . .		×							
<i>Globotruncana appeninica</i> Renz . . . . .	×	×		×					
<i>G. marginata</i> Reuss . . . . .		×	×	×	×		×		
<i>G. linnaeana</i> d'Orb. . . . .	×					×		×	
<i>Pithonella ovalis</i> Kaufmann	×								
<i>Anomalina ammonoides</i> Reuss . . . . .				×					
<i>Gümbelina globulosa</i> Eh- renberg . . . . .	×								
<i>Arenobulimina preslii</i> (Reuss) . . . . .		×				×	×	×	×
<i>A. orbigny</i> Reuss . . . . .						×	×		×
<i>Gaudryina variabilis</i> Mjat- liuk . . . . .			×		×				
<i>G. laevigata</i> Franke . . . . .							×		
<i>G. jaekeli</i> Franke . . . . .						×			
<i>G. rugosa</i> d'Orb. . . . .						×			
<i>Ataxophragmium variabile</i> d'Orb. . . . .						×	×		
<i>Glomospira charoides</i> d'Orb. . . . .							×		
<i>Planulina schloenbachi</i> Reuss . . . . .							×		×
<i>Textularia trochus</i> d'Orb.							×	×	

Таблица 2 (продолжение)

Название видов	Нижние горизонты Ст <sub>2</sub> <sup>T</sup>					Верхние горизонты Ст <sub>2</sub> <sup>T</sup>			
	Дорбуи Золка	Кума	Кубань	Уруп	Басс. Б. Гла- бы	Подумок	М. Зеленчук	Б. Зеленчук	Б. Тегинь
<i>Marssonella oxycona</i> Reuss . . . . .						×			×
<i>Gyroidina micheliniana</i> d'Orb. . . . .						×			
<i>Inoceramus latus</i> Sow. . .	×								
<i>In. striato-concentricus</i> G ü m b. v. <i>carpatica</i> Sim.	×								
<i>In. cf. labiatus</i> Schlot- heim . . . . .				×					
<i>In. lamarcki</i> Park. var. I Renn g. . . . .						×		×	×
<i>In. lamarcki</i> Park. var. II Renn g. . . . .						×	×	×	
<i>In. costellatus</i> Woods. . .						×			
<i>In. inconstans</i> Woods. . .							×		
<i>In. crassus</i> Petr.]. . . . .						×			
<i>In. apicalis</i> Woods. . . . .						×			
<i>Conulus subrotundus</i> Mant.								×	×
<i>Con. subconicus</i> d'Orb. . .						×			

Как видно из изложенного, туронские породы без ясных границ переходят в сходные белые и розовые известняки, заключающие в себе характерную для коньякского яруса фауну. Описанное выше для разрезов Джинала строение последних прослеживается на запад также до долины Малого Зеленчука, причем и здесь хорошим маркирующим горизонтом служит пачка мелоподобных известняков с горизонтами крупных стилолитов. Сходство ее с нижней стилолитовой пачкой турона увеличивается тем, что она крайне бедна органическими остатками, представленными почти исключительно неопределимыми обломками крупных раковин иноцерамов.

В западной части района в коньякских известняках появляются тонкие прослои мергелей и почти совершенно исчезают стилолиты. В бассейнах Большого Тегиня этот ярус сложен слабопесчанистым глауконитовым светлосерым известняком с тонкими невыдержанными прослоями

песчанистого глинистого мергеля, более четко отделенным от подстилающих туронских пород.

Следует отметить, что в крайних западных разрезах (бассейн Большой Лабы) здесь, так же как и в туроне, наблюдаются снова довольно чистые, местами мелоподобные разности известняков с хорошо развитыми горизонтами стилолитов.

Фауна фораминифер из этих слоев образует довольно бедные и малохарактерные ассоциации, в которые входят, наряду с верхнетуронскими формами, и первые сенонские виды.

Несмотря на отмеченные незначительные различия в восточных и западных разрезах, коньякские отложения оказываются в общем довольно однообразными в пределах рассматриваемой территории. Вместе с известняками верхнего турона они образуют единый литологический комплекс, в типичном развитии легко различаемый в обнажениях.

На большей части площади породы коньякского яруса не удается расчленить на сколько-нибудь постоянные палеонтологически охарактеризованные горизонты. С этой точки зрения интересны разрезы только западных районов, в которых наблюдалась такая последовательность слоев (стратиграфически снизу вверх):

- Cr<sub>2</sub><sup>T</sup> 1. Известняк тонкозернистый, белый, с горизонтами стилолитов, расчленяющих породу на слои мощностью в 10—15 см. Содержит большое количество стяжений серого кремня, местами образующих прерывистые прослои. Встречаются редкие остатки *Inoceramus tamarcki* Park., *Conulus subrotundus* Mant.
- Cr<sub>2</sub><sup>Cn</sup> 2. Без резких границ, известняк тонкозернистый, с хорошо развитыми горизонтами стилолитов, окрашенный в розовый цвет, сменяющийся чисто белым в отдельных, незакономерно расположенных полосах и участках. Стилолитовые швы несут примазки песчанистой мергелистой глины, зеленоватой среди белых пород и интенсивно красно-бурой среди розовых. Содержит неравномерно распределенные тонкие волнистые прослойки глинистого мергеля мощностью до 1 см. У верхнего контакта известняк ожелезнен и на 3—4 см окрашен в ржаво-бурый цвет. Здесь встречено несколько удовлетворительно сохранившихся экземпляров *Micraster* aff. *coranguinum* Klein и обильные обломки призматического слоя крупных раковин иноцерамов. Последние весьма многочисленны и в нижней половине толщи, где наряду с ними находятся крупные *Inoceramus involutus* Sow. и *Conulus subconicus* D'Orb.
- Cr<sub>2</sub><sup>Snt</sup> 3. По резкой слабо волнистой границе известняк тонкозернистый мергелистый песчанистый слабо глаукоцитовый, белого цвета со слабым зеленоватым оттенком. Содержит частые, тонкие, волнистые невыдержанные прослойки песчанистого глинистого зеленоватого мергеля мощностью в доли сантиметра, по которым известняк распадается на тонкие неровные плитки. Мощность этих слоев увеличивается книзу, и нижняя часть пачки приобретает характер неявно выраженного переслаивания известняков и мергелей. Окраска последних в отдельных горизонтах сменяется красно-бурой. Встречаются обильные остатки *Echinocorys gibbus* Lam., *Micraster* aff. *schroederi* Stolley, *Stegaster* aff. *bouillei* Cotteau, *Inoceramus* ex gr. *balticus* Boehm, *In.* cf. *haenleini* Müll., в верхней части найдено несколько экземпляров *Marsupites testudinarius* Schloth. и *Uintacrinus* sp. Выше, связываясь с совершенно постепенными переходами, следуют сходные песчанистые известняки и мергели кампана.

В составе отложений коньякского яруса здесь удается как будто установить присутствие тех же двух зон, что и в Вестфалии и Англо-Парижском бассейне (Heine, 1929): нижней с *Inoceramus involutus* Sow. (и *Micraster cortestudinarium* Goldf.) и верхней с *Micraster coranguinum* Klein

Таблица 3

Распределение фауны коньякского яруса в разрезах  
Центрального Предкавказья

Наименование видов	Подкумок	М. Зеленчук	В. Зеленчук	В. Терпиль	Касеин В. Глабы
<i>Ataxophragmium compactum</i> Brotzen . . . . .					×
<i>At. variable</i> d'Orb. . . . .					×
<i>Arenobulimina orbigny</i> (Reuss) . . . . .	×	×		×	×
<i>Globotruncana linnaea</i> (d'Orb.) . . . . .	×	×	×	×	
<i>G. marginata</i> (Reuss) . . . . .		×	×		×
<i>Gaudryina variabilis</i> Mjatliuk . . . . .					×
<i>G. laevigata</i> Franke . . . . .		×			×
<i>G. rugosa</i> d'Orb. . . . .		×	×		
<i>Gyroidina exsculpta</i> (Reuss) . . . . .	×	×	×	×	
<i>G. micheliniana</i> d'Orb. . . . .	×		×	×	
<i>G. soldani</i> d'Orb. . . . .			×	×	
<i>Planulina schloenbachi</i> var. <i>kelleri</i> Mjatliuk . .			×	×	×
<i>Textularia turris</i> d'Orb. . . . .				×	×
<i>T. trochus</i> d'Orb. . . . .			×		×
<i>Bolivinita eley</i> Cushman . . . . .		×			
<i>Inoceramus involutus</i> Sow. . . . .	×	×	×	×	×
<i>In. koeneni</i> Müll. . . . .	×			×	
<i>In. wandereri</i> And. . . . .	×			×	
<i>In. inconstans</i> Woods. . . . .	×	×	×		
<i>In. sturmi</i> And. . . . .				×	
<i>Micraster</i> aff. <i>coranguinum</i> Klein . . . . .					×
<i>Conulus subconicus</i> d'Orb. . . . .	×		×	×	×
<i>Echinocorys</i> cf. <i>gravesi</i> Desor. . . . .		×		×	

(и *In. undulato-plicatus* R o s e m.)<sup>1</sup>. Невозможность выделить верхнюю зону в более восточных частях рассматриваемой площади следует, повидимому, отнести за счет малого количества и плохой сохранности фауны в породах этого возраста.

Отложения сантонского яруса отличаются значительно большей изменчивостью в направлении простирания слоев. Приведенное описание разреза, интересного присутствием таких характерных для сантона форм, как *Marsupites* и *Uintacrinus*, иллюстрирует западные типы развития этого яруса. Они отличаются преобладанием мергелистых и песчано-мергелистых осадков, малыми мощностями и резкими границами с подстилающими коньякскими известняками. Эти признаки особенно отчетливо проявляются в наиболее западных разрезах. Известняки коньяка здесь покрываются грубыми сильно песчанистыми глауконитовыми мергелями, проникающими в подстилающие слои карманами и крупными ризолитами на глубину до 25—30 см. Вверх по разрезу мергели переходят в песчанистые мергелистые слабоглауконитовые известняки с частыми, тонкими, волнистыми прослойками серого мергеля, выше без резких границ сменяющиеся белыми известняками нижнего маастрихта.

Описанная мергелисто-известняковая пачка должна соответствовать, таким образом, отложениям сантонского и кампанского ярусов. Макроскопически различимые органические остатки в ней не были обнаружены; из нижних горизонтов удалось получить следующую фауну фораминифер: *Ataxophragmium orbignyanaformis* M j a t l., *Globotruncana* cf. *rosetta* (C a r s e y), *Anomalina ammonoides* R e u s s var. *crassisepta* M j a t l., *Gyroidina exsculpta* (R e u s s), *Buliminella carseya* P l u m m e r, *Gaudryina rugosa* d' O r b. и др.

В бассейне Большого Тегиня, расположенном к востоку, мощность сантона возрастает, но характер слагающих его пород сохраняется без существенных изменений. На известняки коньяка, также отделяясь от них весьма резкими границами, здесь ложится глинистый песчанистый глауконитовый серый мергель с редкими, тонкими, неясно обособленными прослоями мергелистого песчанистого известняка. В этих породах имеются многочисленные остатки морских ежей — *Micraster* aff. *schroederi* S t o l l., *Echinocorys gibbus* L a m., *Stegaster* (*Seunaster*) aff. *bouillei* C o t t e a u, *Offaster pomeli* M u n. - C h a l m., редких, обычно плохо сохранившихся *Inoceramus* ex gr. *balticus* B o e h m. В образце из нижней части мергелей встречена обильная фауна фораминифер: *Anomalina infrasantonica* B a l a c h m a t., *An. ammonoides* R e u s s var. *umbulicatula* M j a t l., *An. ammonoides* R e u s s var. *crassisepta* M j a t l., *Gyroidina exsculpta* (R e u s s), *Gaudryina rugosa* d' O r b., *Heterostomella* cf. *convergens* K e l l e r, *Globotruncana marginata* (R e u s s), *Glob. linnaeana* (d' O r b.) и др.

В кровле описанных пород без признаков перерыва залегает пачка переслаивающихся глинистых серых мергелей и мергелистых светлых известняков, содержащих ряд характерных для кампанского яруса ископаемых: *Pseudoffaster caucasicus* D r u, *Echinocorys gibbus* L a m. var., *Inoceramus balticus* B o e h m и в верхней части крупных *In. wegneri* B o e h m.

Таким образом, здесь, руководствуясь распределением органических остатков, удается уже расчленить эту литологически однообразную мергелистую толщу.

<sup>1</sup> Формы, названия которых взяты в скобки, пока не обнаружены в Центральном Предкавказье, но известны в более восточных районах — Дагестан, Конет-Даг.



Продвигаясь к востоку вдоль простирания слоев, можно наблюдать дальнейшее увеличение мощности сантона и одновременно постепенное замещение мергелей известняками. Это проявляется уже в берегах Урупа и впадающих в него слева небольших притоков, где среди рассматриваемых отложений появляются горизонты детритусовых крупнозернистых известняков, переполненных обломками игл и панцрей морских ежей. Еще большую роль играют известняки в долине Большого Зеленчука, и начиная от Малого Зеленчука и Кубани сантон приобретает «восточный» тип строения, сохранившийся без существенных изменений до границ района.

На породы коньякского яруса здесь по ясной, но не резкой границе, не несущей признаков перерыва, ложатся белые плотные тонкозернистые известняки с частыми, тонкими прослоями зеленоватой известковистой глины мощностью до 2—3 см. В отдельных слоях известняка наблюдаются горизонты очень мелких стилолитов, не превышающих по длине долей сантиметра. Основная роль в микрозернистом строении породы принадлежит трудно различимой массе микрозернистого кальцита, среди которой встречаются очень редкие, мелкие угловатые зерна кварца и неправильно округлые зернышки глауконита. Форменные элементы, составляющие не более 20—25% известняка, представлены неравномерно рассеянными раковинками фораминифер (главным образом представителями родов *Gumbelina*, *Anomalina*, *Globotruncana*, реже *Orbulinaria* и др.) и в значительно меньшем количестве — мелкими обломками призм раковин иноцерамов.

Глинистые прослои слагаются очень тонким однородным пелитовым материалом. Более крупные фракции почти нацело состоят из раковинок фораминифер, призм иноцерамов (в отдельных прослоях преобладающих) и обломков игл морских ежей. Среди этих органических остатков встречаются единичные мелкие зерна кварца и глауконита. Макроскопически различимые ископаемые здесь представлены очень редкими неопределимыми обломками раковин иноцерамов и панцрей морских ежей. Из отобранных послонно образцов известковистых глин извлечена весьма обильная фауна фораминифер, список которой в несколько сокращенном виде приведен в табл. 4.

Выше в разрезе на коротком расстоянии постепенно увеличивается мощность глинистых прослоев и вся толща приобретает характер переслаивания тонкозернистого белого известняка и зеленоватого глинистого мергеля мощностью до 10—15 см, пронизанного многочисленными известковистыми ризолитами. Среди мергелистых прослоев пижней части этой пачки выделяются тонкие горизонты восковидного кеффекилита, связанного с мергелем постепенными переходами. Примерно к этому же уровню приурочены мелкие желваки светлосерого и розоватого кремня, нередко образующего псевдоморфозы по органическим остаткам.

Описанный выше переход от тонкослоистых немых известняков к чередованию известняков и глинистых мергелей отмечается появлением уже в нижних горизонтах последнего обильной фауны морских ежей. Здесь встречаются формы, распространенные в более западных районах: *Micraster* aff. *schroederi* Stoll., *Echinocorys gibbus* Lam., *Offaster pomeli* M.-Ch., *Stegaster* aff. *bouillei* Coiteau и наряду с ними: *Infulaster* sp. n., *Cardiaster* aff. *italicus* d'Orb., *Echinoconus* sp. ind. Редко находят плохо сохранившиеся остатки *Inoceramus* cf. *balticus* Boehm. Состав обильной фауны фораминифер, очень близкий к ассоциациям из подстилающих слоев, отражен в той же табл. 4.

Таблица 4

**Распределение фауны сantonского яруса в разрезах  
Центрального Предкавказья**

Наименование видов	Нижние горизонты Cr <sub>2</sub> Snt						Верхние горизонты Cr <sub>2</sub> Snt					
	Дорбун Зона	Подкумок	Кума	Кубань	М. Зеленчук	В. Зеленчук	Дорбун Зона	Подкумок	Кума	Кубань	М. Зеленчук	В. Зеленчук
<i>Bigenerina</i> sp. . . . .	×	×										
<i>Gaudryina rugosa</i> d' Orb. . . . .	×	×			×	×					×	×
<i>Pullenia quaternaria</i> (Reuss) . . . . .	×											
<i>P. quinqueloba</i> (Reuss) . . . . .	×	×										
<i>Arenobulimina prestii</i> (Reuss) . . . . .	×	×	×	×	×	×		×	×			×
<i>Ataxophragmium variable</i> (d' Orb.) . . . . .	×	×	×	×				×	×			
<i>At. orbignyanaformis</i> Mjatl. . . . .					×	×						×
<i>At. compactum</i> Brotzen . . . . .		×			×	×	×					×
<i>Bolivinita eleyi</i> Cushman . . . . .	×	×						×				
<i>Eouvirgerina cretacea</i> (H., All. et Earl.)	×	×										
<i>Gyroidina micheliniana</i> (d' Orb.) . . . . .	×	×	×	×								
<i>G. exsculpta</i> (Reuss) . . . . .	×	×	×	×	×	×		×	×	×	×	×
<i>G. soldani</i> (d' Orb.) . . . . .		×			×	×						
<i>Globotruncana linnaeana</i> (d' Orb.) . . . . .	×	×	×	×	×	×	×	×			×	
<i>Gl. stuarti</i> (Lapp.) . . . . .		×		×			×	×				
<i>Gl. rosetta</i> (Carsey) . . . . .		×		×			×	×	×			
<i>Gl. arca</i> Cushman . . . . .		×		×			×	×	×			
<i>Anomalina pertusa</i> Marsson . . . . .		×	×	×				×	×			
<i>An. infrasantonica</i> Balachmat. . . . .			×		×	×		×			×	×
<i>An. ammonoides</i> var. <i>umbilicatula</i> Mjatl.					×	×					×	
<i>Bolivinopsis praelongus</i> Reuss . . . . .	×	×										
<i>Marssonella oxycona</i> (Reuss) . . . . .		×	×	×	×			×	×			×

Таблица 4 (продолжение)

Наименование видов	Нижние горизонты Cr <sub>2</sub> Sat						Верхние горизонты Cr <sub>2</sub> Sat					
	Дорбун Золка	Подкумок	Кума	Кубань	М. Зеленчук	В. Зеленчук	Дорбун Золка	Подкумок	Кума	Кубань	М. Зеленчук	В. Зеленчук
<i>Globigerinella globosa</i> Kaufmann . . . . .	×	×					×	×				
<i>Bolivinooides decoratus</i> * (Jones) . . . . .		×										
<i>Pithonella caucasica</i> Keller . . . . .							×	×				
<i>P. gracillinia</i> Lapp. . . . .							×	×				
<i>Globigerina cretacea</i> d'Orb. . . . .	×						×					
<i>Gümbelina globulosa</i> Ehr. . . . .	×	×			×	×	×	×				
<i>G. elegans</i> White . . . . .		×					×	×				
<i>Planulina schloenbachi</i> var. <i>kalinini</i> Vas. et Mjatl. . . . .			×	×								
<i>Orbignyna ovata</i> Hag. . . . .						×						
<i>Lituola aequigranensis</i> Beissel . . . . .						×						
<i>Micraster</i> aff. <i>schroederi</i> Stoll. . . . .	×	×	×	×	×	×		×	×			×
<i>Echinocorys gibbus</i> Lam. . . . .		×	×	×	×	×		×	×	×		
<i>Stegaster</i> aff. <i>bouillei</i> Cotteau . . . . .	×			×			×	×				
<i>Offaster pomeli</i> Mun.-Chalm. . . . .	×	×										
<i>Inoceramus</i> ex gr. <i>balticus</i> Boehm. . . . .	×	×	×	×		×		×	×	×	×	×
<i>In. brancoi</i> Wegn. . . . .							×		×	×	×	×
<i>In. boehmi</i> Müll. . . . .								×	×	×	×	×
<i>In. haenleini</i> Müll. . . . .									×			×
<i>In. inconstans</i> var. <i>sarumensis</i> Woods. . . . .							×	×	×	×		
<i>In. inconstans</i> var. <i>subsarumensis</i> Renng. . . . .								×			×	
<i>In. dariensis</i> sp. n. . . . .							×	×	×	×	×	×

Толща переслаивания также постепенно переходит вверх в сплошные белые тонкозернистые известняки, более плотные — фарфоровидные — в восточных частях района и более рыхлые — мелоподобные — в западных разрезах. Характерным, но не специфически свойственным признаком этих

известняков является наличие резко выраженных горизонтов стилолитов, особенно интенсивно развитых в мелоподобных разностях. Последние по этой причине приобретают местами большое сходство с нижележащими туронскими и коньякскими породами. В известняках содержатся тонкие прослой зеленоватой мергелистой глины, в средней части местами переходящие в кеффекилит, а также небольшие желваки серого кремня, образующие невыдержанные редкие горизонты. В описанных породах встречается, наряду с теми же *Micraster* aff. *schroederi* Stoll., *Echinocorys gibbus* Lam., *Stegaster* (*Seunaster*) aff. *bouillei* Cotteau, обильные остатки *Inoceramus balticus* Boehm., *In. brancoi* Wegner, *In. brancoi* var. *azerbaidjanensis* Aliey, *In. boehmi* G. Müll., *In. haenleini* G. Müll., *In. inconstans* Woods var. *sarumensis* Woods, *In. inconstans* Woods var. *subsarumensis* Renng., *In. dariensis* sp. n.

Состав фауны фораминифер, извлеченной главным образом из рыхлых глинистых прослоев, отражен в правых столбцах табл. 4. Отсутствие подобных прослоев в разрезах Подкумка и Дорбун Золки, несомненно, повлияло на результат определения микрофауны, изученной поэтому только в прозрачных шлифах. Очевидно, этим следует объяснить резкое обеднение ассоциаций в названных разрезах.

В большей, восточной, части рассматриваемой территории преимущественным развитием в сантоне пользуются известняки с незначительными прослоями глинистого мергеля, по литологическим признакам довольно отчетливо распадающиеся на три пачки. Если не учитывать отрицательную палеонтологическую характеристику (т. е. отсутствие фауны) нижней из них, то, руководствуясь распределением органических остатков, всю эту толщу можно разделить на два горизонта: нижний, охарактеризованный морскими ежами — *Micraster schroederi* Stolley, *Echinocorys gibbus* Lam., *Offaster pomeli* Mün.-Chalm., и верхний, в котором вместе с ними появляются обильные названные выше иноцерамы.

Стратиграфические показания этих форм недостаточно определены и в некоторой степени противоречивы. Почти все цитированные виды морских ежей происходят из зоны *Goniotheutis quadrata* Iv. нижнего кампана Западной Германии, Бельгии и Франции. Из той же зоны Англии описан *Inoceramus inconstans* var. *sarumensis* Woods и оригинал *Inoceramus inconstans*, позднее выделенный В. П. Ренгартеном (1926) в варьетет *subsarumensis*. В то же время *In. boehmi* Müll., *In. haenleini* Müll. и *In. brancoi* Wegner указываются из отложений нижнего сенона Вестфалии.

В пределах Центрального Предкавказья перечисленные ископаемые приурочены к слоям, залегающим на палеонтологически охарактеризованных известняках коньякского яруса и покрывающимся породами с кампанской фауной. Они (если не все, то во всяком случае часть их) встречаются совместно с такими характерными для сантона формами, как *Marsupites testudinarius* Schloth. и *Uintacrinus* sp., а также с рядом описанных или отмеченных из отложений этого яруса фораминифер Южно-Эмбенского района (Василенко и Мятлюк, 1947): *Ataxophragmium orbignyiformis* Mjatl., *At. compactum* Brotz., *Anomalina infrasantonica* Balachmat., *An. ammonoides* Reuss var. *umbilicatula* Mjatl., *Planulina schloenbachi* (Reuss) var. *kalinini* Vas. et Mjatl., *Gyroidina exsculpta* (Reuss), *Gaudryina rugosa* d'Orb. и др. Упомянутый выше варьетет *Inoceramus inconstans* Woods часто цитируется из осадков сантона Северного Кавказа (Ренгартен, 1926). Как уже отмечено выше, он ассоциируется с иноцеррами, характерными для нижнего сенона

Западной Германии. В связи со сказанным наиболее вероятно принадлежность рассматриваемых пород к сантонскому ярусу.

Сопоставление намеченного расчленения их со стратиграфической схемой, установленной А. Д. Архангельским (1912) для Русской платформы, оказывается затруднительным из-за своеобразия иноцерамов и морских ежей, почти не встречающихся в более северных областях. Большую помощь в этом деле могли бы оказать фораминиферы, обильно представленные в отложениях сантонского яруса. Сравнение ассоциаций фораминифер из разрезов Центрального Предкавказья со списками, приводимыми В. П. Василенко и Е. В. Мятлюком (1947) для, по видимому, наиболее изученного в этом отношении Южно-Эмбенского района, показывает, однако, что при наличии большого числа общих форм распределение их внутри сантона оказывается существенно иным.

Такие характерные для Южной Эмбы «зональные» виды, как *Anomalina infrasantonica* Balachmat. из слоев с *Inoceramus cardisoides* Goldf. и верхнесантонский *Ataxophragmium orbignynaformis* Mjatl. (слои с *Pteria tenuicostata* Roem.), на Северном Кавказе встречаются совместно как в нижних, так и в верхних горизонтах сантона.

Можно полагать все же, что описанная нижняя пачка известняков, в которых заключаются *Micraster* aff. *schroederi* Stolley и другие ежи, должна примерно соответствовать горизонту с *Inoceramus cardisoides* Goldf., т. е. нижнему сантону. В пользу этого говорит ее стратиграфическое положение, а также нахождение в сходных по залеганию слоях западного Копет-Дага названного представителя рода *Inoceramus*.

Соответствие известняков с фауной *In. branconi* Weger, *In. boehmi* Müll., *In. inconstans* var. *sarumensis* Woods и др. слоям с *Pteria tenuicostata* Roem. аргументировать труднее уже в силу недостаточной ясности возраста этой зоны.

В составе и распределении морских ежей и фораминифер отложения сантонского яруса при таком понимании их границ получают цельную и даже несколько однообразную палеонтологическую характеристику. Некоторые отличия верхнего горизонта, выражающиеся в появлении обильных остатков иноцерамов, отмечены только в восточном, известняковом, типе развития сантона. Стратиграфическое значение этих отличий, которые могут быть связаны с фациальными причинами, нуждается в дополнительной проверке. В рассматриваемой части Предкавказья сантонские породы всюду совершенно согласно покрываются отложениями кампанского яруса. Так же как и в подстилающих слоях, в последних обнаруживаются заметные отличия строения в восточных и западных разрезах. На пространстве к востоку от долины Большого Зеленчука в кампане развиты мощные, довольно однообразные известняки и мергели, сохраняющие свой облик до границ района. По литологическим и палеонтологическим признакам толщу эту с некоторой степенью условности можно разделить здесь на две части. Нижняя из них сложена правильным переслаиванием белых тонкозернистых мелоподобных или фарфоровидных известняков мощностью около 0,30—0,40 м и зеленовато-серых глинистых мергелей мощностью около 0,15—0,20 м. В известняках нередко наблюдаются горизонты мелких стилолитов, в мергелях — многочисленные известковые ризолиты, приуроченные к верхним контактам слоев, фукоиды, *Taunurus* и другие следы илоедов. Свойственное этим отложениям чередование известковых и мергелистых прослоев местами отличается ритмичностью флишевого характера. Органические остатки здесь представлены многочисленными

*Inoceramus balticus* Boehm, *In. inconstans* Woods, *In. germanicus* Heinz, *Scaphites spiniger* Schlüt., редкими *Pseudoffaster caucasicus* Dru, обычно плохо сохранившимися *Echinocorys gibbus* Lam. var., *Cardiaster* sp. ind. Сокращенные списки весьма обильных фораминифер помещены в табл. 5. Общая мощность этих пород довольно постоянна.

В верхней, литологически сходной части кампана, несколько большей мощности, описанное правильное чередование известняков и мергелей нарушается наличием неясно обособленных двух-трехметровых пачек сплошных, более тонкослоистых, несколько мергелистых известняков.

Некоторые изменения претерпевает здесь и состав фауны. Наряду с попрежнему обильными *Inoceramus balticus* Boehm появляются *Inoceramus wegneri* Boehm, огромные раковины которых, до 70—80 см в диаметре, образуют местами сплошные горизонты, крупные *In. salisburgensis* Fugg. et Kastn. и другие иноцерамы. Впервые в верхнемеловом разрезе здесь обильно представлены *Pseudoffaster caucasicus* Dru, редкие экземпляры которого встречаются и в нижележащих слоях. В верхних горизонтах местами удается обнаружить остатки довольно многочисленных *Micraster corcolumbarium* Desor, единичные, преимущественно неопределимые обломки ростров *Belemnitella* cf. *mucronata* Schlöth. и также редких *Pachidyscus* sp. ind. Состав фауны фораминифер из этих слоев (в несколько сокращенном виде) отражен в той же таблице.

Вверх по разрезу обычно несколько увеличивается количество мергелистого материала: сгущаются или утолщаются прослой мергелей, известняки приобретают мергелистый состав и выше в сходных породах появляются уже первые представители маастрихтской фауны. Подобные изменения верхних горизонтов кампана особенно заметны в долине Подкумка, где мощность прослоев глинистых мергелей возрастает до полутора-двух метров и все породы оказываются в большей или меньшей степени песчанистыми.

Описанная толща чередования белых известняков и зеленоватых мергелей, выделяющаяся в обнажениях «полосатым» обликом, представляет собой единый литологический комплекс. Отличия пород, положенные в основу расчленения ее на две части, нерезки и едва ли позволят сколь-нибудь широко распространить это деление. Не отличается резкостью и изменение фауны в вертикальном разрезе кампана.

Несмотря на это, однако, намеченным горизонтам последнего можно дать индивидуальную палеонтологическую характеристику. Для верхнего из них специфическими формами, повидимому, являются *Inoceramus wegneri* Boehm и *Micraster corcolumbarium* Desor. Кроме того, здесь отмечается массовое появление *Pseudoffaster caucasicus* Dru, единичные экземпляры которого встречаются и в подстилающих слоях. В составе весьма обильной фауны фораминифер характерно присутствие: *Lituola aequigranensis* Beissel, *Orbignyina sacheri* Reuss, *Textularia baudouiniana* d'Orb., *Bolivina kalinini* Mjatl., *Heterostomella foveolata* Marts.

Для нижней части кампана трудно назвать специфические формы, и характеризовать ее приходится скорее отрицательными признаками. В этих слоях встречаются редкие экземпляры варианта *Echinocorys gibbus* Lam., вертикальное распространение которого в пределах кампана нуждается в уточнении; в единственном числе найден *Scaphites spiniger* Schlüt. и, наконец, обильно представлены иноцерамы, своеобразие которых «тонет» в разросшихся собирательных видах *Inoceramus balticus* Boehm и *In. inconstans* auct.

В составе фауны фораминифер здесь следует назвать: *Pullenia quinqueloba* (R e u s s), *Gyroidina moskvini* K e l l e r, *Anomalina rubiginosa* C u s h m a n, *An. ammonoides* var. *crassisepta* M j a t l., *Heterostomella convergens* K e l l e r.

Перечисленная фауна, в целом образующая характерную кампанскую ассоциацию, позволяет сопоставить верхнюю часть толщи переслаивания со слоями с *Belemnitella mucronata* S c h l o t h., т. е. с верхним кампаном. Насколько точно подстилающая известково-мергелистая пачка соответствует нижнему кампану (горизонту с *Goniotheutis quadrata* B l v.), судить трудно. Приведенная выше палеонтологическая характеристика ее для этого недостаточна.

К западу от долины Большого Зеленчука отмечается постепенное обогащение кампанских отложений глинистым материалом и одновременно сокращение их мощности. Это сказывается уже в бассейне р. Урупа и в еще большей степени в берегах Большого Тегня и его притоков. Интересно отметить, что в этих породах сохраняется все тот же комплекс фауны: *Echinocorys gibbus* L a m. var., *Pseudoffaster caucasicus* D r u, *Inoceramus balticus* B o e h m, *In. wegneri* B o e h m, *Belemnitella mucronata* S c h l o t h., причем последние две формы приурочены к верхним горизонтам.

У западных границ района, на правобережье Большой Лабы рассматриваемые породы сливаются с подстилающими отложениями сантона в единую мергелисто-известняковую толщу.

В отличие от почти всех описанных ранее горизонтов верхнего мела осадки маастрихтского яруса не пользуются сплошным распространением в Центральном Предкавказье. Они развиты к западу от долины р. Дарьи и у восточных границ района, полностью выпадая из разреза в районе г. Ессентуки. В направлении простираения слоев можно наблюдать значительную фациальную изменчивость этих отложений, и в различных разрезах они бывают представлены довольно различными литологическими комплексами. В связи с этим оказывается возможным и целесообразным выделение на рассматриваемой территории следующих основных типов строения маастрихта, названных по именам рек, вскрывающих соответствующие осадки, — кубанским, бугунтинским и зольским. Следует подчеркнуть, правда, некоторую условность и искусственность такого подразделения, преследующего лишь цель систематизации изложения материала.

Отложения маастрихта к у б а н с к о г о типа пользуются наиболее широким распространением в описываемой части Предкавказья. От западных ее границ они прослеживаются до долины р. Кумы, сохраняя на этом протяжении основные черты своего строения, но заметно изменяя мощность. Маастрихтский ярус здесь представлен довольно однообразными белыми известняками с подчиненными прослоями зеленоватого мергеля, местами весьма напоминающими «полосатые» свиты кампана. Переход к подстилающим слоям происходит совершенно постепенно в однообразной известняково-мергелистой толще, и границу между этими ярусами приходится проводить, руководствуясь изменением состава фауны. Обилие органических остатков в маастрихте значительно упрощает эту задачу.

Описанные выше породы кампана сменяются сходным частым переслаиванием тонкозернистых, несколько мергелистых, местами слабо песчаных светлосерых известняков мощностью 10—20 см, с неясно обособленными прослоями глинистых рыхлых мергелей зеленовато-серого цвета,

Распределение фауны кампанского яруса в разрезах  
Центрального Предкавказья

Название видов	Нижние горизонты Ст <sub>2</sub> Смп					Верхние горизонты Ст <sub>2</sub> Смп						
	Дорбун Золта	Подкумок	Кума	Кубань	М. Зеленчук	Дорбун Золта	Подкумок	Кума	Кубань	В. Зеленчук	Уруп	В. Тегинь
<i>Orbignyina ovata</i> Hagenow . . . . .		×	×		×		×	×	×			×
<i>Orb. sacheri</i> Reuss . . . . .						×	×			×		×
<i>Lituola aequigranensis</i> Beissel . . . . .							×	×			×	×
<i>Textularia baudouiniana</i> d'Orb. . . . .						×	×	×			×	×
<i>Bolivinopsis rosula</i> (Ehr.) . . . . .	×	×				×	×		×			
<i>Gaudryina gradata</i> Egger . . . . .						×	×					
<i>G. rugosa</i> d'Orb. . . . .	×	×				×				×	×	×
<i>Heterostomella convergens</i> Keller . . . . .	×	×				×	×					×
<i>H. foveolata</i> Marsson . . . . .						×		×	×			
<i>Gyroidina sparksii</i> White . . . . .						×	×					
<i>G. moskvini</i> Keller . . . . .	×	×				×	×					
<i>Anomalina pertusa</i> Marsson . . . . .	×	×		×		×	×	×	×			
<i>An. rubiginosa</i> Cushman . . . . .	×	×				×						
<i>An. convexa</i> Reuss . . . . .	×	×				×						
<i>An. ex gr. ornata</i> V as. et Mjatl. . . . .				×				×				
<i>An. ammonoides</i> var. <i>crassisepta</i> Mjatl. . . . .				×	×							
<i>Arenobulimina preslii</i> Reuss . . . . .	×	×	×	×	×	×	×	×	×		×	×
<i>An. puschi</i> Reuss . . . . .						×	×					
<i>An. obesa</i> Reuss . . . . .	×	×				×	×			×	×	×
<i>An. murchisoniana</i> (d'Orb.) . . . . .				×				×				
<i>Dorothyia indentata</i> Cushm. et Jarv. . . . .	×	×					×					
<i>Bolivinooides decoratus</i> (Jones) . . . . .		×				×			×		×	



Таблица 5 (продолжение)

Название видов	Нижние горизонты Ст <sub>2</sub> Стр					Верхние горизонты Ст <sub>2</sub> Стр						
	Дорбун Золка	Подкумок	Кума	Кубань	М. Зеленчук	Дорбун Золка	Подкумок	Кума	Кубань	В. Зеленчук	Уруп	В. Тегинь
<i>Bolivinoides draco</i> Marsson . . . . .							×			×		
<i>Bolivinita eleyi</i> Cushman . . . . .		×					×			×	×	
<i>Eouwigerina cretacea</i> (H., All. et Earl.) . . . . .		×	×			×						
<i>Eggerella trochoides</i> Reuss . . . . .		×				×	×					
<i>Globotruncana linnaeana</i> (d'Orb.) . . . . .					×	×	×	×				×
<i>G. convexa</i> Sand. . . . .	×					×	×					
<i>G. arca</i> Cushman . . . . .	×	×	×			×	×	×	×			
<i>G. stuarti</i> (Lapp.) . . . . .	×	×	×			×	×	×				
<i>G. rosetta</i> Carsey . . . . .						×	×					×
<i>Cibicides taylorensis</i> (Carsey) . . . . .								×	×	×		
<i>C. voltzianus</i> (d'Orb.) . . . . .			×			×		×				
<i>C. spiropunctatus</i> Gall. et Morr. . . . .										×		×
<i>Bolivina incrassata</i> Reuss . . . . .						×	×		×	×		
<i>B. kalinini</i> Vas. et Mjatl. . . . .								×	×			
<i>Pullenia quinqueloba</i> Reuss . . . . .		×		×								
<i>Belemnitella</i> cf. <i>mucronata</i> Schloth. . . . .								×				×
<i>Scaphites spiniger</i> Schlüt. . . . .		×										
<i>Echinocorys gibbus</i> Lam. var. . . . .			×	×								
<i>Pseudofaster caucasicus</i> Dru . . . . .					×	×	×	×	×	×	×	×
<i>Micraster corcolumbarium</i> Desor . . . . .						×		×			×	
<i>Inoceramus balticus</i> Boehm. . . . .	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×
<i>In. wegneri</i> Boehm . . . . .						×	×	×	×	×	×	×

примерно такой же мощности. В этой пачке появляются обильные остатки: *Inoceramus* ex gr. *balticus* В о е h m, *In.* ex gr. *inconstans* W o o d s, *In.* aff. *sagensis* var. *nebrascensis* O w e n, обломки призматического слоя раковин иноцерамов; *Echinocorus* aff. *vulgaris* L e s k e, *Ornithaster orientalis* P o s l., *Coraster* sp. n., *Austinocrinus radiatus* A n t h., *Aust. erckerti* D a m e s (членики стеблей), *Porosphaera* и редких *Bostrychoceras polyplacum* var. *schloenbachi* F a v r e.

В составе фауны фораминифер отмечается присутствие характерных для маастрихта *Pseudotextularia varians* (R z e h a k), *Bolivina incrassata* R e u s s, *Bol. decurrens* (E h r e n b e r g), *Bolivinoidea draco* M a r s s o n и др.

Выше располагается мощная толща светлосерых слабо глауконитовых известняков с частыми, очень тонкими, прерывистыми прослойками зеленоватого глинистого мергеля. Последние закономерно сгущаются через более или менее равные интервалы и образуют более выдержанные прослои, мощностью до 3—5 см, обуславливающие правильную слоистость всей толщи. Они расчленяют известняк на слои без резких границ, мощностью около 30 см, отчетливо выступающие на выветрелой стенке обнажения. В известняках наблюдаются волнистые горизонты очень мечких стилолитов.

В комплексе фауны из этих пород сохраняются почти все формы, отмеченные для подстилающих слоев. Исключение представляют только *Bostrychoceras polyplacum* R o e m., повидимому полностью отсутствующий здесь, а также *Ornithaster orientalis* P o s l. и *Coraster* sp. n., количество экземпляров которых, особенно в верхних горизонтах, сильно сокращено. Наряду с этим, появляются и новые, не встречавшиеся ранее ископаемые: *Baculites vertebralis* L a m., *Echinocorys ovatus* L e s k e var. *pyramidata* P o r t l., *Guettaria* sp. n., *Inoceramus balticus* В о e h m var. *barabini* M o r t o n, *In. balticus* В о e h m var. *bouguntaensis* D o b r o v (in coll.), *In. caucasicus* D o b r o v, *In. mulleri* P e t r. и др.

В долинах Большого и Малого Зеленчуков известняки большей, нижней, части описанной толщи переходят в тонкозернистые белые мелоподобные разности с горизонтами хорошо развитых стилолитов. Состав органических остатков в этих породах сохраняется без существенных изменений. Интересно отметить нахождение и здесь большого количества обломков призматического слоя раковин иноцерамов, местами образующих тонкие горизонты.

Верхним членом маастрихтских отложений является толща сходных по литологическому составу белых и светлосерых, обычно несколько песчаных и слабо глауконитовых известняков с тонкими волнистыми прослоями зеленоватых мергелей. Мощность этой верхней свиты к западу постепенно сокращается. Основанием для отделения ее от подстилающих слоев маастрихта служит состав органических остатков. Здесь впервые появляется *Inoceramus tegulatus* H a g. и почти нацело исчезают все другие виды иноцерамов; массовым распространением, особенно в верхней половине толщи, пользуется *Pseudoffaster renngarteni* S c h m i d t; увеличивается количество экземпляров *Echinocorys ovatus* L e s k e var. *pyramidata* P o r t l., *Ech. ovatus* L e s k e var. *acuta* N i e t s c h., *Guettaria* sp. n., среди которых встречаются крупные *Guet. caucasia* sp. n. Обильны обычно плохо сохранившиеся остатки аммонитов: *Discoscaphites constrictus* S o w., *Diplomoceras cylindraceum* D e f r., *Baculites vertebralis* L a m., *Pachydiscus colligatus* B i n k h., *Pach. cf. neubergicus* H a u e r, *Hamites* sp. Встречаются также *Rhynchonella plicatilis* S o w.,

остатки губок, *Nautilus* sp. и более редкие *Echinoconus* aff. *vulgaris* Leske, *Globator boehmi* Nie t s h. и др.

Комплекс фораминифер, повидимому, мало отличается от ассоциаций из подстилающих пород.

В кровле описанной толщи без следов перерыва располагается небольшой горизонт известняков датского яруса.

Таким образом, как характер фауны, так и стратиграфическое положение этих слоев заставляют, вопреки имеющимся в литературе указаниям (Герасимов, 1940), видеть в них эквиваленты верхних горизонтов маастрихта.

Как указывалось выше, отложения маастрихтского яруса кубанского типа сохраняют свой облик на всем пространстве от р. Кумы до западных границ района.

Руководствуясь распределением органических остатков, эту мощную однообразную известняково-мергелистую толщу удастся разделить здесь на две части. Для нижней из них, повидимому, характерны следующие формы: *Bostrychoceras polyplacum* Roem. (возможно, локализованный только в самых нижних горизонтах), *Ornithaster orientalis* P o s l., *Austino-crinus radiatus* A n t h., *Aust. erkerti* D a m e s, *Inoceramus caucasicus* D o b r o v, *In. balticus* B o e h m var. *bouguntaensis* D o b r o v и многочисленные иноцерамы, фигурирующие в списках под названиями: *Inoceramus* ex gr. *balticus* и *In.* ex gr. *inconstans* W o o d s. Значительная часть их относится, по всей вероятности, к новым варьететам, а возможно и к новым видам. Весьма характерно для этих слоев массовое появление *Echinoconus* aff. *vulgaris* Leske, выше встречающегося только в единичных экземплярах.

Верхний маастрихт характеризуется присутствием: *Diplomoceras cylindraceum* D e f r., *Discoscaphites constrictus* S o w., *Pachydiscus neuber-gicus* H a u e r, *Pach. colligatus* B i n k h., *Guettaria caucasica* sp. n., обильных *Pseudofaster renngarteni* S c h m i d t, приуроченных главным образом к верхней половине толщи, *Inoceramus tegulatus* H a g.

Несколько сокращенные списки фораминифер сведены в табл. 6.

К востоку от долины р. Кумы происходит постепенное изменение осадков маастрихта. В расположенной неподалеку долине р. Дарьи последние сохраняют еще свой облик, отличаясь лишь большим содержанием песчаных частиц и глауконита. Далее, на пространстве между рр. Дарьей и Подкумком известняки и мергели сначала средней, а затем и нижней части замещаются известковистыми песчаниками, известными в литературе под названием «б у г у н т и н с к а я толща». Хорошие обнажения этих пород можно наблюдать в среднем и нижнем течении Бугунты. В склонах ее долины вскрывается толща тонко- и мелкозернистых известковистых, слюдястых кварцево-глауконитовых песчаников с неравномерным, обычно гнездообразным расположением зерен глауконита. В песчаниках наблюдается чередование более плотных известковистых и рыхлых глинистых прослоев, придающее этой толще сходство с отложениями маастрихта кубанского типа. В них содержится такая же богатая и разнообразная фауна, представленная в верхней части *Pseudofaster renngarteni* S c h m i d t, *Echinocorys ovatus* L e s k e pl. var., *Guettaria caucasica* sp. n. и др. и, наряду с ними, не отмеченными в более западных разрезах: *Catopygus pyriformis* A g a s., *Echinoconus* aff. *conicus* B r e u n.

Ниже в большом количестве появляются: *Inoceramus* ex gr. *balticus* B o e h m, *In. balticus* var. *bouguntaensis* D o b r o v и другие иноцерамы,

Распределение фауны маастрихтского яруса в разрезах  
Центрального Предкавказья

Название видов	Нижние горизонты Cr <sub>2</sub> Mst						Верхние горизонты Cr <sub>2</sub> Mst						
	Дорбун Золка	Кума	Кубань	М. Зеленчук	Г. Зеленчук	Уруп	Б. Тегинь	Дорбун Золка	Кума	Кубань	Б. Зеленчук	Уруп	Б. Тегинь
<i>Haplophragmoides eggeri</i> Cushman							×	×	×				×
<i>Bolivinopsis rosula</i> (Ehrenberg)	×	×	×					×			×		×
<i>B. suturalis</i> Kalinin . . . . .					×								
<i>Lituola aquisgranensis</i> Beissel .	×				×						×		
<i>Orbignyina ovata</i> Hagenow . . . .	×		×		×	×		×	×	×	×		×
<i>Orb. sacheri</i> (Reuss) . . . . .		×	×	×	×	×	×				×		×
<i>Orb. inflata</i> Reuss . . . . .				×	×								×
<i>Orb. simplex</i> Reuss . . . . .			×								×	×	×
<i>Verneuilina tricarinata</i> (d'Orb.) .	×	×	×						×				
<i>Gaudryina rugosa</i> d'Orb. . . . .	×			×	×						×	×	×
<i>Heterostomella convergens</i> Keller	×	×	×	×	×				×		×		×
<i>H. foveolata</i> Marsson . . . . .		×	×						×	×			
<i>Arenobulimina prestii</i> Reuss . . .	×	×	×		×			×	×	×	×		
<i>Ar. obesa</i> Reuss . . . . .	×		×			×					×	×	
<i>Ataxophragmium variabile</i> d'Orb	×	×	×		×			×	×	×			
<i>Flabellina rugosa</i> d'Orb. . . . .	×			×	×								
<i>Pseudotextularia varians</i> (Rzehak)	×	×		×	×	×		×	×		×	×	
<i>Bolivinoidea draco</i> Marsson . . .	×	×			×	×		×	×		×		
<i>Bulimina brevis</i> d'Orb. . . . .	×	×				×					×		
<i>Bolivina incrassata</i> Reuss . . . .	×	×	×	×	×		×		×	×	×	×	×
<i>B. var. crassa</i> Vas. et Mjatl. . . .									×	×			
<i>Bolivina decurrens</i> Ehrenberg .					×		×						

Таблица 6 (продолжение)

Название видов	Нижние горизонты Cr <sub>2</sub> Mst						Верхние горизонты Cr <sub>2</sub> Mst						
	Дорбун Золка	Кума	Кубань	М. Зеленчук	В. Зеленчук	Урул	Б. Тегинь	Дорбун Золка	Кума	Кубань	В. Зеленчук	Урул	Б. Тегинь
<i>Globotruncana stuarti</i> (Lapp.) . . . . .	×							×					
<i>G. rosetta</i> (Carsey) . . . . .	×							×		×			
<i>G. arca</i> (Cushman) . . . . .	×	×	×		×			×	×				
<i>G. conica</i> White . . . . .	×							×					
<i>G. marginata</i> Reuss . . . . .						×			×				
<i>Cibicides veltzianus</i> (d'Orb.) . . . . .	×	×	×						×	×	×		
<i>Textularia baudouiniana</i> d'Orb. . . . .		×	×						×				
<i>Eponides haidingeri</i> Reuss . . . . .			×		×		×						
<i>Bostrychoceras polyplacum</i> Roem. . . . .				×	×	×							
<i>Baculites vertebralis</i> Lam. . . . .			×			×		×		×			
<i>Discoscaphites constrictus</i> Sow. . . . .								×		×	×	×	
<i>Dyplomoceras cylindraceum</i> Defr. . . . .												×	
<i>Pachydiscus neubergicus</i> Hauer . . . . .								×					×
<i>Austinocrinus</i> pl. sp. . . . .		×	×	×	×	×	×						
<i>Ornithaster orientalis</i> Posl. . . . .	×	×	×			×							
<i>Echinocorys ovatus</i> Leske pl. var. . . . .		×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×
<i>Pseudofjaster renngarteni</i> Schmidt . . . . .								×	×	×	×	×	×
<i>Gaetlaria caucasica</i> sp. n. . . . .								×	×	×	×	×	×
<i>Echinoconus</i> aff. <i>vulgaris</i> Leske . . . . .		×	×	×	×	×	×		×	×			
<i>Inoceramus</i> ex gr. <i>balticus</i> Boehm . . . . .		×	×	×	×	×	×						
<i>In. caucasicus</i> Dobrov . . . . .	×	×			×								
<i>In. tegulatus</i> Hag. . . . .								×	×		×	×	

*Ornithaster orientalis* P o s l., *Echinoconus* aff. *vulgaris* L e s k e, т. е. формы нижнего маастрихта.

Самые верхние горизонты этого яруса оказываются менее изменчивыми и в среднем течении Бугунты представлены тонкозернистыми, слабо песчанистыми известняками с многочисленными остатками аммонитов (*Scaphites*, *Baculites* sp. ind.) и морских ежей. По направлению к востоку они, а затем и все лежащие ниже слои срезаются мергелями эльбурганской свиты, переходящей в долине Подкумка на породы кампана. На правобережье р. Подкумка отложения маастрихта появляются в фации бугунтинских песчаников в склонах р. Каменушки и расположенной юго-восточнее р. Юцы. Далее, в области северных склонов Джинала, можно наблюдать снова более полные разрезы пород этого возраста. В бассейне р. Дорбун Золка и соседних рек последние отчетливо распадаются на две литологически отличные части. Нижняя из них сложена темносерыми, обычно пятнистыми, песчанистыми, слюдистыми и глауконитовыми мергелями, с неясно обособленными более известковистыми и светло окрашенными прослоями. От подстилающих пород кампанского яруса эти мергели отделены весьма резкой границей. В основании их выделяется непостоянный горизонт известковистых глауконитовых песчаников, содержащих мелкую известняковую гальку и окатанные обломки раковин иноцерамов.

В нижней половине мергелистой толщи встречены довольно обильные остатки иноцерамов, описанные С. А. Добровым как *Inoceramus caucasicus*, *In. ravni* с рядом варьететов. Здесь же присутствуют *Ornithaster orientalis* P o s l., *Globotruncana conica* W h i t e, *Pseudotextularia varians* (R z e h a k) и др. Выше в мергелях появляются редкие *Discoscaphites* S o w. и *Guettaria caucasica* sp. n.

Верхняя часть маастрихта рассматриваемых разрезов представлена белыми тонкозернистыми известняками с тонкими прослоями зеленоватого глинистого мергеля.

В микроскопическом строении известняков обнаруживается преобладание микрозернистого кальцита, среди которого встречаются единичные мелкие зернышки глауконита и немногочисленные раковинки фораминифер. Породы эти содержат обильную фауну: *Inoceramus tegulatus* H a g., *Pachydiscus neubergicus* H a u e r, *Baculites knorri* D e s m., *Bacul.* cf. *vertebralis* L a m., *Guettaria caucasica* sp. n., *Pseudofaster renngarteni* S c h m i d t.

В составе фауны фораминифер, наряду с присутствием тех же, что и в нижележащих слоях *Globotruncana conica* W h i t e и *Pseudotextularia varians* (R z e h a k), отмечаются примитивные агглютинированные формы: *Bolivinopsis rosula* (E h r e n b e r g), *Haplophragmoides eggeri* C u s h m a n и др.

Таков третий — з о л ь с к и й тип строения маастрихта, сохраняющийся без существенных изменений и на расположенных севернее макколитах: Юца, Золотой Курган и гора Лысая.

Вскрытые в бассейне Золка мергели, судя по распределению в них органических остатков, должны соответствовать не только нижнему маастрихту, но и нижней части верхнего маастрихта более западных разрезов. Самым верхним горизонтам этого яруса здесь отвечают, очевидно, известняки с *Pachydiscus neubergicus* H a u e r.

Проводя подобные сопоставления, не следует упускать из вида изменение стратиграфического объема описанных комплексов в связи с общим фациальным изменением осадков.

По направлению к востоку мергели нижней пачки постепенно замещаются переслаиванием белых известняков и зеленоватых мергелей, и у восточных границ района весь разрез маастрихта приобретает сходство с кубанским типом. В долине р. Малки, так же как и на западе, теряется ясная граница с подстилающими слоями кампана и в нижних горизонтах маастрихта содержатся обильные остатки *Inoceramus* ex gr. *balticus* *W o e h m*, *In.* ex gr. *inconstans* *W o o d s* и др.

Таким образом, на всем рассмотренном пространстве Предкавказья отложения маастрихского яруса по составу фауны, главным образом морских ежей и иноцерамов, отчетливо распадаются на две части, прослеживающиеся в различных фациальных комплексах. Не повторяя здесь приведенных выше списков характерных форм, следует отметить, что легко распознаваемым признаком верхнего маастрихта является почти полное (кроме *Inoceramus tegulatus* *H a g.*) отсутствие остатков иноцерамов, в том числе и обломков призматического слоя раковин этих двустворок, весьма обильных в нижних горизонтах.

Сопоставление намеченного деления со стратиграфической схемой Н. П. Михайлова (1948), основанной на распределении головоногих моллюсков, может быть проведено лишь в общих чертах, в связи с полным отсутствием в маастрихе Северного Кавказа белемнитов и относительной редкостью аммонитов. Верхний маастрихт в нашем понимании примерно соответствует, повидимому, всей или большей части зоны *Discoscaphites constrictus* *S o w.* Верхние его горизонты, для которых характерно наличие *Pachydiscus neubergicus* *H a u e r*, отвечают, очевидно, соответствующей подзоне.

Форма, характерная для нижнего маастрихта, *Bostrychoceras polyplacum* *R o e m.*, встречена в Центральном Предкавказье пока всего в трех пунктах, где она приурочена к самым нижним горизонтам этого яруса. Верхняя же часть нижнего маастрихта практически лишена определенных остатков аммонитов. В связи с этим положение ее в схеме Н. П. Михайлова не может быть установлено достаточно точно.

Вопрос об эквивалентах датского яруса является одной из наиболее сложных проблем стратиграфии верхнего мела Центрального Предкавказья. Повидимому, до последнего времени наибольшим признанием пользовались взгляды Н. Н. Субботиной (1936, 1947), относившей к этому ярусу мощную толщу пород эльбурганской свиты и свиты Горячего Ключа. Основанием для таких выводов служил присущий этой толще комплекс фораминифер, образующих единую «зону датских фораминифер». С другой стороны, изучение фауны моллюсков из эльбурганских мергелей привело И. А. Коробкова к утверждению палеоценового возраста этих пород. В работах названного автора, посвященных третичным отложениям Северного Кавказа, датскому ярусу уделено мало внимания, и ложе, на котором покоятся осадки палеогена, оказывается стратиграфически «обезличенным». Между тем вопрос о возрастном положении эльбурганской свиты не может, конечно, рассматриваться без учета взаимоотношения ее с подстилающими слоями.

Наши наблюдения позволяют несколько осветить именно эту сторону проблемы.

В долинах ряда Золок, прорезающих северные склоны Джинала, можно наблюдать, как на белые известняки верхнего маастрихта, описанные выше, совершенно согласно ложится пачка плотных тонкозернистых известняков, чередующихся с неясно обособленными прослоями песчанистого слюдистого мергеля. На основном зеленоватом фоне окраски этих

**Распределение фауны датского яруса в разрезах  
Центрального Предкавказья**

Название видов	Дорбун Золка	Кума	Уруп	Б. Терпизь	Буруп
<i>Bolivinoopsis carinatus</i> (d'Orb.) . . . . .	×	×	×	×	
<i>Heterostomella gigantea</i> Sub. . . . .				×	
<i>H. convergens</i> Keller . . . . .	×	×			
<i>Clavulina angularis</i> d'Orb. . . . .	×		×	×	
<i>Arenobulimina prestii</i> Reuss . . . . .	×	×	×	×	
<i>Flabellina rugosa</i> (d'Orb.) . . . . .			×		
<i>Allomorphina allomorphinoides</i> Reuss . . . . .	×	×		×	
<i>Bolivina plaita</i> Carsey . . . . .		×	×	×	
<i>Bulimina trinitatensis</i> Cushman et Jarvis . . . . .	×				
<i>Globigerina bulloides</i> d'Orb. . . . .				×	
<i>G. pseudobulloides</i> Plummer . . . . .	×	×			
<i>G. triloculinoides</i> Plummer . . . . .	×	×			
<i>Anomalina grosserugosa</i> Gumbel . . . . .		×	×	×	
<i>An. pertusa</i> Marsson . . . . .	×	×			
<i>Gaudryina laevigata</i> Fr. . . . .	×				
<i>G. rugosa</i> d'Orb. . . . .			×	×	
<i>Bolivinooides decorata</i> Jones v. <i>delicatula</i> Cushman . . . . .	×	×			
<i>Pulvinulinella culter</i> Par. et Jones . . . . .	×	×			
<i>Cibicides perlucides</i> Nuttall . . . . .	×	×		×	
<i>C. cabardinicus</i> Sub. . . . .				×	
<i>C. midwayensis</i> (Plummer) . . . . .				×	
<i>Verneuillina tricarinata</i> d'Orb. . . . .	×	×			
<i>Trochaminooides irregularis</i> White . . . . .	×				
<i>Loxostomum plaitum</i> Carsey . . . . .	×				
<i>Pullenia coryelli</i> White . . . . .		×			



Таблица 7 (продолжение)

Название видов	Дорбун Зонга	Кума	Уруп	Б. Тегинь	Бурун
<i>Textularia plummerae</i> Lalicker . . . . .	×				
<i>Gyroidina soldani</i> (d'Orb.) . . . . .	×				
<i>Echinocorys pyrenaicus</i> Seunes . . . . .					×
<i>Ech. obliquus</i> Nills nov. v. . . . .					×
<i>Ech. cotteaudi</i> Lambert var. . . . .	×	×		×	
<i>Ech. pl. sp. n.</i> . . . . .	×	×	×	×	
<i>Physaster abichi</i> Anth. . . . .	×				

пород выделяются многочисленные темные пятна, местами имеющие облик фукоидов. В них содержатся многочисленные остатки *Echinocorys* aff. *cotteaudi* L a m b. и других представителей этого рода, относящихся, по видимому, к новым видам, затем редкие *Physaster abichi* A n t h. и зубы акул. Списки фораминифер, извлеченных из рыхлых мергелистых прослоев, сведены в табл. 7.

Описанная пачка по резкой волнистой границе покрывается мергелями эльбурганской свиты.

В северо-западном направлении, совпадающем здесь с простиранием слоев, отложения датского яруса выпадают из разреза в связи с трансгрессивным налеганием эльбурганских мергелей сначала на породы маастрихта, а затем и кампана (фиг. 4). Они появляются снова в обнажениях лишь на водоразделе рек Подкумка и Дарьи, т. е. в области развития бугунтинской фации маастрихта. Песчанистые известняки в верхних горизонтах последнего покрываются здесь тонкозернистыми слюдистыми глауконитовыми известковистыми песчаниками зеленовато-серого цвета с тонкой волнистой путаной слоистостью. В них встречаются редкие *Echinocorys pyrenaicus* S e u n e s, *Echin. obliquus* N i l l s. var. n., плохо сохранившиеся остатки губок и зубы акул. Выше, отделяясь весьма резкими границами, следуют песчанистые мергели эльбурганской свиты, в основании которых прослеживается небольшой горизонт песчаников, обогащенных крупными зернами глауконита и содержащих большое количество зубов акул. Последние, по видимому, переотложены из подстилающих слоев.

К бассейну р. Дарьи датские песчаники, так же как и лежащие ниже породы маастрихта, переходят в известняки, и на всем пространстве, на западе ограниченном р. Урупом, рассматриваемые слои имеют довольно однообразное строение. В долинах рек Кумы, Абазинки, Кубани, Малого и Большого Зеленчуков и ряда небольших притоков этих рек между известняками верхнего маастрихта и зеленоватыми мергелями эльбурганской свиты можно наблюдать небольшой горизонт белого тонкозернистого известняка, пронизанного до основания весьма многочисленными ризолитами слюдистого песчанистого оливково-зеленого мергеля. Мергелистые ризолиты, отходящие от подошвы покрывающих мергелей,

расчленяют известняк на отдельные с неровными бугристыми поверхностями и придают всему слою неоднородный, узловатый, характер. Нижняя граница этого горизонта не несет признаков перерыва, верхняя — всегда очень резка, что подчеркивается обилием ризолитов. Состав последних вполне сходен с составом покрывающих эльбурганских пород. В известняках содержатся немногочисленные и обычно плохо сохранившиеся остатки *Echinocorys* aff. *cotteaui* Lam b. и других представителей этого рода, повидимому не описанных еще в литературе.

К западу изменяется взаимоотношение рассматриваемого горизонта с покрывающими отложениями эльбурганской свиты. Впервые отмечается это в бассейне Урупа, где верхняя часть известняков обогащается глинистым материалом, содержит неправильные линзовидные прослои зеленоватого мергеля и оказывается трудно отделимой от лежащих выше эльбурганских мергелей. Еще яснее подобные соотношения вырисовываются в более западных разрезах. Стратиграфически снизу вверх здесь следуют:

- $Cr_2^{Mst^s}$  1. Известняк тонкозернистый белый с частыми тонкими волнистыми прерывистыми прослойками зеленоватого глинистого мергеля мощностью от долей сантиметра до 1—2 см. Через более или менее равные интервалы описанные мергелистые прослои сгущаются, образуя выдержанные слои мощностью до 5—7 см. Встречена обильная фауна: *Echinocorys ovatus* Leske var. *acuta* Nietsch., *Guettaria* sp., *Pseudoffaster renngarteni* Schmidt, *Pachydiscus* cf. *neubergicus* Haue r.
- $Cr_2^{Dn}$  2. По ясной, но резкой границе известняк плотный, тонкозернистый, белого цвета, с частыми волнистыми прерывистыми прослойками зеленоватой мергелистой глины мощностью от долей сантиметра в нижней части до 3—5 см в более высоких горизонтах. Здесь многочисленные глинистые прослои расчленяют известняк на линзовидные участки и отдельные, придавая породе весьма неоднородный, местами узловатый характер. В верхней части слоя известняк постепенно опесчанивается, обогащается глауконитом и глинистыми частицами и вверх переходит в зеленоватосерый глинистый мергель. Опесчанивается, обогащается глауконитом и слюдой и мергелистая глина, образующая в мергеле пясно обособленные прослои мощностью 5—15 см. Во всей описанной пачке встречаются довольно многочисленные, но плохо сохранившиеся остатки *Echinocorys*, близкие к виду *cotteaui* Lam b. и относящиеся к новым видам.
- $Cr_2-Pg_1^{Elb}$  3. Без ясных границ мергель известковистый, сильно песчанистый, глауконитовый, слюдястый, светлого зеленовато-серого цвета с темносерыми пятнами расплывчатых очертаний. Обнаруживает неясную слоистость, обусловленную чередованием более плотных известковистых и рыхлых глинистых, четко обособленных тонких прослоев.

Таким образом, на участке между рр. Урупом и Большим Тегнем интересующий нас горизонт может быть лишь условно отделен от покрывающих эльбурганских мергелей. К западу от долины Большого Тегня он полностью уничтожен размывом, и на известняки верхнего маастрихта ложатся сначала породы эльбурганской свиты, а на правом берегу Большой Лабы — темные глины свиты Горячего Ключа. Интересно, что в последнем пункте ризолиты, пронизывающие верхнюю приконтактную часть маастрихтских известняков, выполнены не темными глинами, а зеленоватыми мергелями, весьма напоминающими породы эльбурганской свиты. Повидимому, уничтожение здесь датских (точнее — нижнедатских) слоев произошло до отложения позднее также смытых эльбурганских мергелей.

Изложенные данные позволяют достаточно убедительно установить наличие между палеонтологически охарактеризованными породами верхнего маастрихта и мергелями эльбурганской свиты довольно выдержанного, хотя и маломощного горизонта, содержащего многочисленные остатки

морских ежей. Фауна, в состав которой входят такие характерные формы, как *Echinocorys pyrenaicus* Se u n e s, *Ech. obliquus* N i l l s., *Ech. cotteui* L a m b., *Physaster abichi* A n t h., и стратиграфическое положение этих слоев согласно указывают на принадлежность их к датскому ярусу и скорее всего к его нижней части. Вопрос о положении верхних границ этого яруса, неотделимый от вопроса о возрасте покрывающих слоев, не получает вполне определенного решения в свете имеющегося у нас материала. Учитывая установленную в ряде разрезов тесную связь палеонтологически охарактеризованных датских отложений с мергелями эльбурганской свиты, следует признать весьма вероятной принадлежность нижних горизонтов последних к датскому ярусу. Верхняя, по видимому большая часть названной свиты, содержащая остатки моллюсков, описанных И. А. Коробковым, может принадлежать уже к палеоцену. К сожалению, редкость и плохая сохранность здесь остатков макрофауны, а также кажущееся однообразие фауны фораминифер, не позволяют пока даже приблизительно наметить границу между ними.

Эльбурганская свита при таком понимании ее возраста будет очень напоминать среднюю и верхнюю части свиты «сивак», описанной Конгпелем (1935) в окрестностях г. Пулавы на Висле. «Нижнему сиваку» этого автора может соответствовать горизонт известняков с фауной *Echinocorys*.

Несомненно, что вопрос об эквивалентах датских и палеоценовых отложений на Северном Кавказе, сильно осложненный недостаточной ясностью стратотипа, нуждается в дальнейшей проработке.

В Центральном Предкавказье мы наблюдаем, таким образом, весьма полное развитие верхнего отдела меловой системы, представленного всеми ярусами. Наличие в этих отложениях богатой и разнообразной фауны позволяет достаточно убедительно установить границы почти всех ярусов и наметить более дробное расчленение их на горизонты. Для этого использованы частично широко распространенные формы (такие, как *Holaster subglobosus* Leske, *Inoceramus tamarcki* P a r k., *In. involutus* S o w., *Micraster coranguinum* K l e i n, *Bostrychoceras polyplacum* R o e m., *Discoscaphites constrictus* S o w.), позволяющие провести сопоставление со стратотипами и, наряду с ними, формы местные (*Pseudofaster caucasicus* D r u., *Pseud. reingarteni* S c h m i d t, *Ornithaster orientalis* P o s l., *Guettaria caucasica* sp. n., *Inoceramus dariensis* sp. n. и др.), стратиграфические показания которых нуждались в уточнении.

Приходится признать, что создание детальных стратиграфических схем весьма затруднено совершенно недостаточной изученностью почти всех групп верхнемеловой фауны. В связи с этим ряд интересных и важных для стратиграфии вопросов, касающихся родственных связей ископаемых организмов, условий их обитания и пр., остается пока без ответа.

Интересно отметить, что в составе фауны морских ежей маастрихта, где остатки этих животных особенно обильны, ощущается влияние южных провинций. Представители таких родов, как многочисленные в названном ярусе *Guettaria*, *Ornithaster*, *Coraster*, известны главным образом из Испании, Алжира, Ирана, с о-ва Мадагаскар и других мест.

По заключению Б. М. Келлера, сенонский комплекс фораминифер (изученный в разрезах рек Подкумка и Дорбун Золки) по своему фациальному типу очень близок к фауне флишевой зоны Кавказа и заключает

в себе представителей, встречающихся и на Русской платформе. Этих общих с платформой видов, встречающихся и в геосинклинальных зонах на Кавказе, насчитывается 52. Видов, свойственных исключительно геосинклинальным областям и отсутствующих на платформах,— 37 из общего числа определенных 98 видов.

Сопоставление большого числа разрезов позволило получить представление о взаимоотношении и фациальной изменчивости отдельных горизонтов, а также о строении всего мощного и литологически однообразного верхнемелового комплекса в почти двухсоткилометровой полосе, вытянутой вдоль северных предгорий Кавказа. В наглядной форме это изображено на фиг. 4, представляющей собою идеальный разрез через область выходов верхнемеловых отложений в направлении простирания слоев.

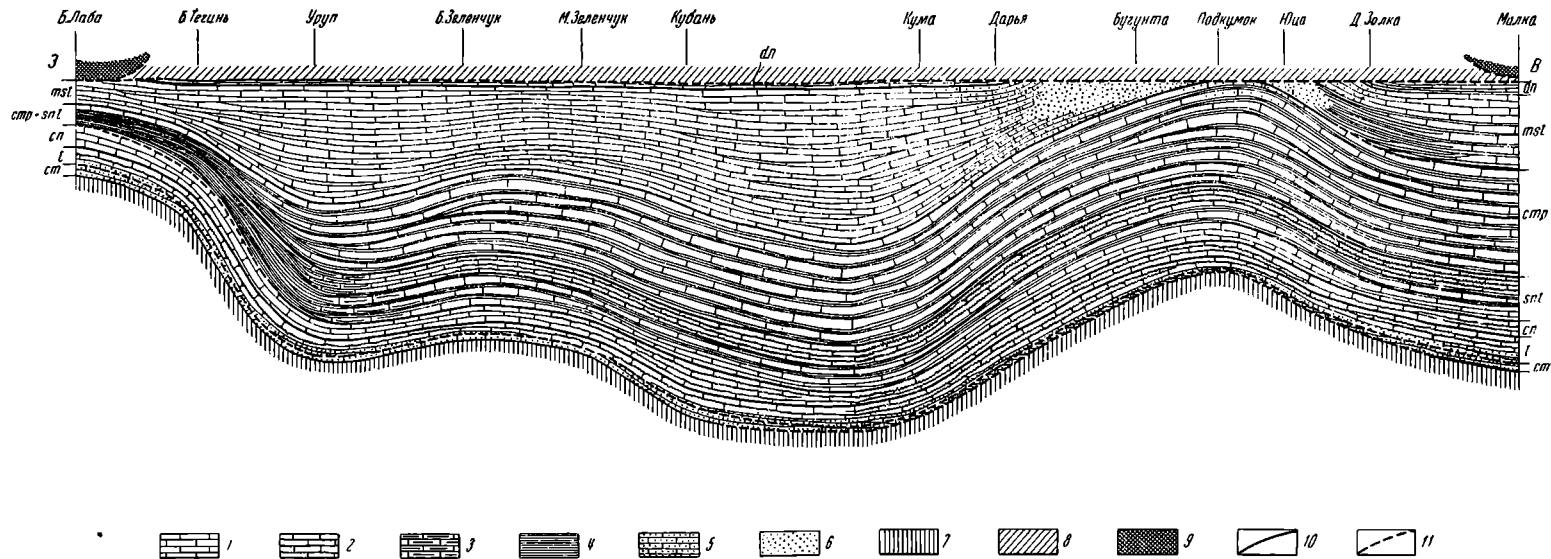
Одной из первых бросающихся в глаза особенностей разреза является явное несоответствие мощностей нижних и верхних горизонтов.

Сеноманский, туронский и коньякский ярусы в совокупности не достигают и сотни метров и по этому признаку, естественно, противопоставляются кампане и маастрихту, в четыре раза превышающим по мощности осадки вышеперечисленных ярусов и составляющим не менее  $\frac{2}{3}$  общей мощности верхнего мела.

Связывая подобные отличия с процессами погружения бассейна, можно установить общее постепенное увеличение интенсивности погружения в течение верхнемеловой эпохи.

Не оставался постоянным за это время и характер накапливавшихся осадков. Неоднородные, с большой примесью грубого терригенного материала известняково-мергелистые сеноманские отложения, содержащие целые банки раковин иноцерамов, представляют собою, несомненно, образование очень мелководное. Они указывают на существование неустойчивого режима начала эпохи, проявляющегося местными перерывами на границе с верхним альбом и более широкой, повидимому послесеноманской, регрессией. Сходное строение имеют и трансгрессивно лежащие осадки нижних горизонтов турона, в составе которых еще большую роль играет обломочный материал. Источники сноса довольно быстро, повидимому, скрываются под уровнем наступающего туронского моря, и верхняя половина этого века характеризуется накоплением очень тонких известковых однородных осадков, содержащих лишь ничтожное количество терригенной примеси. Сходные условия сохраняются и в коньякский век, причем отложения этих двух ярусов отличаются наибольшей устойчивостью в Центральном Предкавказье. Можно полагать, что они отмечают этап наиболее широкого распространения и наиболее устойчивого положения верхнемелового моря.

Начиная с сенона постепенно увеличивается поступление глинистого материала (имеется в виду восточный тип развития). В осадках сантона еще довольно резко преобладают чистые известковистые разности лишь с тонкими глинисто-мергелистыми прослоями, в кампане же последние начинают играть значительную роль, местами составляя до 50% всей массы отложений. Породы названных двух ярусов обнаруживают довольно резкую фациальную изменчивость в западных разрезах, сохраняя свой облик в большей (центральной и восточной) части района. Условия осадконакопления, повидимому, не изменялись существенно и в маастрихтский век, оставивший мощную толщу обычно слабоблауконитовых и местами слабопесчанистых известняков с тонкими, несколько своеобразно расположенными волнистыми прослоями глинистых мергелей. Осадки



Фиг. 4. Схема строения верхнемеловых отложений Центрального Предкавказья.

1 — известняк; 2 — известняк с горизонтами стилолитов; 3 — известняк мергелистый; 4 — мергель; 5 — известняк песчанистый; 6 — песчаник; 7 — мергели и глины верхнего альба; 8 — мергели эльбурганской свиты; 9 — аргиллиты свиты Горячего Ключа; 10 — границы стратиграфических подразделений; 11 — границы с признаками перерыва.

эти также подвержены фациальной изменчивости, однако в другом направлении, чем подстилающие слои. Они сохраняют свой характер до западных границ района и переходят в фации бугунтинских песчаников и зольских мергелей между реками Дарьей и Дорбун Золкой.

В начале датского века продолжалось накопление карбонатных осадков, обогащавшихся грубым кластическим материалом там же, где и отложения маастрихта, затем происходили поднятия в районе современной долины Подкумка, в которые были вовлечены и соседние участки рассматриваемой территории. Морские условия сохранились, повидимому, только в узкой полосе между Урупом и Большим Тегинем. На остальной же площади, включая сюда и крайнюю западную часть района, происходил размыв накопившихся верхнемеловых осадков, особенно интенсивный в области долины Подкумка. Отмеченная регрессия датского моря имела, повидимому, местный характер (хотя и могла явиться результатом широко проявившихся движений), и в конце датского или начале монтского веков восстановились морские условия, и на различные горизонты верхнего мела отлагались мергелистые осадки эльбурганской свиты.

Процесс верхнемелового осадконакопления в этой части Предкавказья проходил под влиянием двух положительных структурных элементов. Первый из них, отчетливо вырисовывающийся к западу от долины Большого Зеленчука, уходит за границы описываемого района. Он представляет собою, несомненно, восточное окончание так называемого Кубанского поднятия, прослеженного к западу от Большой Лабы Б. М. Келлером (1947) по изменению фаций и мощностей верхнемеловых отложений и Н. П. Лупповым (1948) — нижнемеловых осадков. В разрезе верхнего мела это поднятие проявляет себя начиная с сенона в появлении признаков перерыва на границе с подстилающими слоями, в резком сокращении мощностей сантона и кампана и в переходе их преимущественно в мергелистые фации. Почти так же резко сокращается здесь и мощность маастрихта, хотя характер слагающих его пород существенно не изменяется. Интересно, что в более ранние этапы верхнемеловой истории рассматриваемый структурный элемент не отражался сколько-нибудь заметно в изменении фаций и сокращении мощностей осадков. Обычно маломощные и сильно размытые породы сеномана в западной части района представлены очень полно и местами в них можно обнаружить кажущуюся непрерывность перехода к покрывающим отложениям. Осадки туронского и коньякского ярусов по своему составу не отличаются заметно от развитых в более восточных областях.

Существенно также и то, что в области восточного окончания кубанского поднятия мы встречаем постепенный переход от верхнемеловых известняков к мергелям эльбурганской свиты.

Значительно отличалась и в определенной степени была противоположной верхнемеловая история второго положительного структурного элемента, получившего наименование «Кисловодское поднятие». В направлении простирания слоев признаки последнего прослеживаются от р. Дарьи на западе до системы восточных Золок, т. е. на протяжении более 50 км, достигая наибольшего развития в области долины Подкумка. Существование этого поднятия сказывается уже в самых низких горизонтах верхнемелового разреза в появлении признаков перерыва на границе с верхним альбом, резком сокращении мощностей отложений сеномана и нижнего песчаного горизонта турона. Верхняя часть туронского и весь коньякский ярус, отличающиеся, как указано, наибольшей однородностью осадков, не испытывают и здесь заметных фациальных изменений.

Отмеченные противоположные тенденции развития кубанского и кисловодского поднятий отчетливее проявляются в сеноне. Отложения саптона и кампана — на западе наиболее изменчивые элементы верхнемелового разреза — при переходе в область кисловодского поднятия не имеют заметных фациальных отличий. Исключение представляют лишь самые верхние горизонты кампана, заметно обогащенные обломочным материалом в долине Подкумка. С другой стороны, породы маастрихта, изменение которых на западе ограничивается сокращением мощности, переходят в фазию бугунтинских песчаников к востоку от р. Дарьи и в фазию зольских мергелей на северных склонах Джинала.

Сходную в общих чертах картину фациальной изменчивости дают здесь и лежащие выше отложения датского яруса.

Наиболее существенной особенностью области Кисловодского поднятия является срезание в ее центральных частях верхних горизонтов верхнего мела трансгрессивно лежащими породами эльбурганской свиты. Обстоятельство это связано с отмеченными уже довольно резкими поднятиями кисловодской структуры в конце верхнемеловой эпохи. Интересно, что область наибольшего размыва верхнемеловых пород, примерно совпадающая с долиной Подкумка, отличается максимальным для всего Центрального Предкавказья накоплением эльбурганских мергельных осадков.

Таковы основные черты верхнемеловой истории Центрального Предкавказья, выявленные в результате изучения естественных выходов пород этого возраста в почти 200-километровой полосе.

К сожалению, имеющийся в нашем распоряжении материал, в силу отмеченных выше причин, не позволяет составить столь же детальное представление об изменчивости верхнемеловых отложений в направлении падения и восстания слоев. Иными словами, он не позволяет наметить площадное распространение фациальных комплексов, т. е. дать обоснованную карту фаций. Подобные построения, убедительные обычно только при наличии глубоких буровых скважин, представляют особую задачу. Успех ее решения, о практическом значении которого говорить едва ли необходимо, по нашему мнению, в большой степени зависит от детального изучения естественных выходов отложений.

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

- А б и х Г. Описание разреза северной покатости Кавказского кряжа от Эльбруса до горы Бештау. Кавказский календарь на 1853 г. Тифлис, 1852.
- А б и х Г. Vergleichende geologische Grundzüge der Kaukasischen, Armenischen und Nordpersischen Gebirge [Сравнительное геологическое описание гор Кавказа, Армении и северной Персии]. «Mém. Acad. Sc. SPb.», sér. 6, Sc. math. et phys., 1858, vol. 7.
- А р х а н г е л ь с к и й А. Д. Верхнемеловые отложения востока Европейской России. «Материалы геол. Росс.», 1912, т. 25.
- Б а к л а н о в а Н. Д. Отчеты о деятельности Нефтяного геолого-развед. института за 1933, 1934 и 1935 гг. ОНТИ, 1936.
- Б е л о у с о в В. В. Большой Кавказ. Верхний мел и третичные, ч. 2, 1940.
- В а с и л е н к о В. П. и М я т л о к Е. В. Фораминиферы и стратиграфия верхнего мела Южноэмбенского района. Сб. «Микрофауна нефт. месторождений Кавказа, Эмбы и Средней Азии», ВНИГРИ, 1947.
- Г е р а с и м о в А. П. Краткий геологический очерк района Кавказских Минеральных Вод. «Материалы геол. Росс.», 1911, т. 3.
- Г е р а с и м о в А. П. Селитроносные известняки турона в бассейнах Кубани, Кумы и Малки (Северный Кавказ). «Материалы по общ. и прикл. геологии», 1922, вып. 45.

- К а р а к а ш Н. И. Геологические наблюдения по долинам рек Уруха, Ардона, Малки, Кич-Малки и в окрестностях г. Кисловодска. «Тр. СПб. об-ва естествоисп.», отд. геол. и минерал., 1868, т. 24.
- К а р а к а ш Н. И. Меловые отложения северного склона Главного Кавказского хребта и их фауна. 1897.
- К е л л е р Б. М. Верхнемеловые отложения Западного Кавказа. «Тр. Ин-та геол. наук АН СССР», 1947, вып. 48, № 15.
- Л у и п о в Н. П. Некоторые вопросы стратиграфической корреляции нижнемеловых отложений Северо-Западного Кавказа. «Материалы ВСЕГЕИ». Палеонт. и стратиграфия, 1948, сб. 5.
- М и л а н о в с к и й Е. В. Новые данные по стратиграфии верхнего мела Среднего Поволжья. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1928, т. 6, № 2.
- М и х а й л о в Н. П. Зональное деление верхней части меловых отложений Крыма и Западной Украины по голопоногим. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1948, т. 23 (6).
- О г и л ь в и А. Н. Краткий предварительный отчет о геологических и разведочных работах в 1905 г. в пределах кавказских курортов. «Изв. Геол. ком.», 1906, т. 25.
- Р е н г а р т е н В. П. Фауна меловых отложений Ассинско-Камбилеевского района на Кавказе. «Тр. Геол. ком.», нов. сер., 1926, вып. 147.
- С и м о н о в и ч С. Е., Б а ц е в и ч Л. Ф., С о р о к и н И. А. Геологическое описание Пятигорского края, исследованного в 1875 году. «Материалы для геол. Кавказа», Тифлис, 1876.
- С у б б о т и н а Н. Н. Стратиграфия нижнего палеогена и верхнего мела Северного Кавказа по фауне фораминифер. «Тр. ВНИГРИ», сер. А, 1936, вып. 96.
- С у б б о т и н а Н. Н. Фораминиферы датских и палеогеновых отложений Северного Кавказа. Сб. «Микрофауна нефт. месторождений Кавказа, Эмбы и Средней Азии», ВНИГРИ, 1947.
- Х а и н В. Е. и Л с о н т ь е в Л. Н. Кавказ в верхнемеловую эпоху. Опыт палеогеологической характеристики. «Изв. Акад. Наук Аз. ССР», 1946, вып. 3, № 11.
- D r u L. Note sur la géologie et l'hydrologie de la région du Bechtaou (Russie — Caucase). «Bull. Soc. Géol. France», sér. 9, 1884, vol. 12.
- H e i n e Fr. Die Inoceramen des mittelwestfälischen Emschers und Untersenons. «Abhandl. Preus. Geol. Landesanst.», N. F., Heft 120, 1929.
- H e i n z R. Das Inoceramen-Profil der Oberen Kreide Lunenburgs (Inoceramen I). «21 Jahresber. d. Niedersächsischen Geolog. Vereins zu Hannover», 1928.
- K o n g i e l R. W sprawie wieku «Siwaka» w okolicach Pulaw. «Prace Zakł. Geol. Geogr. Univers. Wilnie», t. 9, 1935, № 19.



С. А. ДОБРОВ

ГРУППА *INOCERAMUS CAUCASICUS* SP. N.—  
*INOCERAMUS TEGULATUS* N. AG. НА СЕВЕРНОМ КАВКАЗЕ

(Меловые иноцерамы II)

«При крайней бедности верхнемеловых отложений России аммонитами, иноцерамы, наряду с *Belemnitella* и *Actinocamax*, играют роль главнейших руководящих ископаемых. Несмотря на это, для изучения их до настоящего времени сделано чрезвычайно мало, и мы имеем лишь разрозненные, краткие описания отдельных видов, основанные в большинстве случаев на очень плохом материале» (Архангельский, 1916, с. 10).

Сказанное А. Д. Архангельским около 35 лет назад остается в силе и поныне. Если кое-что и сделано за этот долгий срок по этой теме, то систематической работы в указанном направлении еще не заметно.

Проработка автором довольно обильной иноцерамовой фауны, собранной в пределах Северного Кавказа (а затем и шире) и строго увязанной стратиграфически с остальной фауной (М. М. Москвин<sup>1</sup>), позволила отметить комплексы иноцерамовой фауны, содержащей нередко новые формы (виды и разновидности), — комплексы, характерные для отдельных горизонтов верхнемелового иноцерамового разреза.

Предварительная проработка этой большой иноцерамовой фауны поставила ряд новых задач, как палеонтолого-стратиграфических, так и тесно связанных с ними общепалеонтологических. Для их разрешения необходимо изучение возможно более обширного материала намечающихся генетических групп и их распространения в пространстве и во времени.

В настоящей работе дается описание лишь одной мало известной в мировой литературе группы иноцерамов, приуроченной к самым верхам маастрихта, по ряду причин заслуживающей особенного внимания.

Изучение этой интересной группы форм иноцерамов развивалось медленно и с большими перерывами. Более ста лет назад Хагенов (Fr. v. Haagenov, 1842) описал из мела о-ва Рюгена новую форму под названием *Inoceramus tegulatus*, но изображение ее было дано только в 1922 г. Одумом (H. Ödum), описавшим этот вид достаточно полно. Слова Хагенова: «кажется, что обе створки имеют равномерные и довольно сильные выпуклости», не дают уверенности в том, что «очень поврежденные» формы, им описанные, относятся только к одному виду, изображенному впоследствии Одумом. Выращения «равномерные» и «сильные выпуклости»,

<sup>1</sup> См. его статью в этом же сборнике.

свойственные только левым створкам *In. tegulatus*, изображенного Öдумом, неприменимы к этому резко неравностворчатому виду.

При указанной нечеткости характеристики нового вида у Хагенова неудивительно, что Шлютер (Schlüter, 1877, с. 285) сближал с *In. tegulatus* Хагенова форму, описанную Циттелем из верхнемеловых отложений Тексаса под названием *In. latus* M a n t. Возможно, что эта тексасская форма принадлежит скорее к группе нашего ниже описываемого вида *In. caucasicus*.

Приводя литературу по формам, близким к *In. tegulatus*, Öдум (см. ниже) правильно отмечает изображенную в 1902 г. Равном (I. Ravn) под наименованием *Avicula* nov. sp.<sup>2</sup> раковину из верхнего сенона (с *Discoscaphites constrictus*, т. е. маастрихта) Дании.

Только в 1922 г., как уже сказано, в статье Öдума появилось описание *Inoceramus tegulatus* H a g., сопровождаемое изображениями обеих створок (от разных экземпляров) и замкового края левой (большой) створки. Вид указывается как обычный для белого мела с *Belemnitella mucronata* из ряда пунктов Дании. Можно предположить, что «*B. mucronata*» понималась очень широко и к ней относили и другие формы верхних горизонтов мела<sup>1</sup>.

О нахождении *Inoceramus tegulatus* где-либо в Западной Европе, помимо Дании, почти нет указаний; вероятно, формы этой группы редки и мало известны вообще<sup>2</sup>. О них нет конкретных указаний и в многочисленных специальных работах Гейнца, изучающего иноцерамов всего мира. Только в своей новой классификации иноцерамов этот автор, приводя *Inoceramus tegulatus* H a g. как генотип одного из своих новых родов, замечает, что систематическое положение этого рода еще неизвестно (1932, с. 19 оттистка). Никаких других видов автор в этот род не включает. Все это подтверждает еще малое знакомство с этой группой иноцерамов, редко встречающейся вообще.

О присутствии подобных форм во внеевропейских фаунах определенных указаний не было, если не считать приведенного Циттелем своеобразного иноцерама из Тексаса (см. выше). Однако в Северной Америке из группы «Риплей» (кампан) бассейна Миссисипи еще в 1858 г. Коград описал, как новые, две формы иноцерамов — *In. costellatus* и *In. argenteus*, повидимому весьма близкие (в особенности первый) к *In. tegulatus*, как он представлен у Öдума, которому названные североамериканские формы остались, очевидно, неизвестными; у Бема (J. Boehm, 1911—1914) они приведены.

Возможно, что к группе *In. caucasicus* — *In. tegulatus* принадлежат мелкие формы, приведенные из верхнего мела Японии Нагао и Матумото

<sup>1</sup> В современных западноевропейских руководствах продолжает встречаться «Mucronaten-Senon», обнимающий верхний кампан — маастрихт (Bubnoff, 1935, с. 967).

<sup>2</sup> Вместе с тем *Inoceramus tegulatus* H a g. приводится не в самом верхнем горизонте «мукронатовых» слоев, например в схеме Гирса (R. Giers, 1934, с. 475) для района Мюнстера.

Здесь же Гирс указывает в верхнем горизонте своей схемы вместе с представителями *In. ex aff. regularis* d'O r b. (т. е. *In. ex gr. balticus* J. В o e h m sensu lato) новый род *Selenoceramus* H e i n z.

К сожалению, нам неизвестно изображение этого нового рода, но из кратких замечаний Гейнца в его классификации иноцерамов (Heinz, 1932, с. 15 оттистка) видно, что в упомянутый род входят и формы с перекрещивающейся скульптурой (может быть, родственные описываемым в настоящей работе). Наконец, Пожариский (Pozaryski, 1938) для бассейна р. Вислы указывает *In. tegulatus* как в верхнем, так и в нижнем маастрихте.

(Nagao a. Matumoto, 1939—1940, pl. XXX (VIII), fig. 4—6; non pl. XXXII (X), fig. 1, 3, где под тем же названием изображены совершенно другие формы) под именем «*Inoceramus* sp. indet. aff. *In.* sp. n.? (*In. mukawaensis* O t a t s u m e)». В таблице распределения иноцерамов *In.* sp. nov.? (*In. mukawaensis*) значится в суммарной графе сангон-кампана.

При таком положении вопроса весьма своевременно дать более полное представление о своеобразном виде *Inoceramus tegulatus* H a g., а также о предшествующих родственных ему формах, принадлежащих к новым видам и разновидностям. Те и другие хорошо представлены в верхах маастрихта Минераловодского района Северного Кавказа. В настоящей работе устанавливается стратиграфическое значение этих групп иноцерамов. Мы описываем сначала представителей уже известной группы, а далее формы, родственные ей, а по времени предшествующие виду *Inoceramus tegulatus* H a g. (как он представлен Одумом), приуроченному на Северном Кавказе к самому верхнему горизонту маастрихта.

### *Inoceramus tegulatus* v. H a g e n o w

1842. *Inoceramus tegulatus* v. H a g e n o w. Monographie der Rügenschens Kreideversteinerungen, S. 559.  
 1858. *Inoceramus costellatus* C o n r a d. Observations on a group of Cretaceous fossil shells, pl. 34, fig. 12.  
 1858. *Inoceramus argenteus* C o n r a d. Ibid., fig. 16.  
 1922. *Inoceramus tegulatus* Ö d u m. *Inoceramus tegulatus* v. H a g., fig. 1—3.

Имеющиеся в нашей коллекции сравнительно многочисленные экземпляры вполне соответствуют изображенным Одумом, а хорошо сохранившийся экземпляр с обеими створками подтверждает резкую неравностворчатость этой оригинальной формы иноцерама (табл. II, фиг. 1).

Ядро левой створки наиболее крупных экземпляров коллекции достигает 70 мм по длинной оси от макушки до нижне-заднего края, при 50 мм от середины макушки до заднего конца замочного края (табл. I, фиг. 1, а).

Частично сохранилась весьма тонкая раковина. Общее очертание левой створки скошенно-ромбоидальное с выдающейся тупой макушкой, являющейся одним из резких отличий от правой створки. Левая створка по сравнению с правой значительно более выпуклая; вместе с тем данный экземпляр — наиболее уплощенный из изображенных здесь представителей этого вида. Скульптура, достаточно заметная и на ядре, выражена концентрическими мелкими, весьма частыми ребрышками, хорошо видимыми на передней части ядра раковины, откуда они круто загибаются к крылу параллельно линии заднего края раковины. На крыле они имеют вид тонких штрихов, а задний край раковины на ядре гладкий. Впрочем, у сходного экземпляра № 2 коллекции оригиналов (ядро), размером около 70—75 мм по длинной оси, тонкие штрихи системы концентрических ребрышек видны и по заднему краю. Вместе с тем поверхность раковины бывает нередко неправильна, но в общем, согласно основной ребристости, волниста и морщиниста. Наконец, очень характерна скульптура радиального порядка, чаще заметная в передней части раковины, имеющая вид частых борозд, несколько расходящихся и постепенно затухающих к нижнему краю раковины. Благодаря пересечению тех и других ребрышек образуется своеобразная скульптура из радиальных, более или менее вытянутых вдоль раковины рядов бугорков, разделяемых

пережимами, что в общем дает вид тонкопрутяной плетушки. При более равномерно выдержанной ребристости получается сетка из ромбообразных клеточек (табл. I, фиг. 2). У того же экземпляра морщинистость поверхности выражена в слабой степени, а радиальные борозды ясно выражены донизу.

Сравнительно крупные экземпляры правой створки (№ 4 колл. ориг.), по типу весьма сходные с изображенными Одумом, достигают размеров 45—55 мм по длинной оси (табл. I, фиг. 3). Очертание раковины приблизительно неправильно-округлое, с заострением к макушке, которая, в отличие от левой створки, почти не выдается. Угол замкового края с передней стенкой (экз. № 5) — около  $100^\circ$ . Раковина плоская. У изображенного экземпляра (см. фиг. 3) и большинства других на ядрах резче выражена концентрическая скульптура в виде тонких равномерных частых ребрышек, максимально оттянутых вниз не по длинной оси, а ближе к крылу, у которого система мелких ребер сходит на-нет. К переднему краю эти ребра сближаются, круче изгибаясь вверх. Примерно  $\frac{2}{3}$  поверхности от переднего края покрыты еще радиальными ребрами в виде несолько расширяющихся книзу валиков. Благодаря им в средней части (на ядре) хорошо выражена сетка. У одного экземпляра коллекции оригиналов (№ 6, ядро), размером около 55 мм по длинной оси, резче выражены радиальные ребра и слабее концентрические. Подобная модификация наблюдается также у экземпляра величиной около 26 мм по длинной оси (№ 7 колл. ориг.), у которого частые радиальные ребрышки сменяются в нижней части ядра редкими, в общем тоже радиальными, но неправильными складками-морщинками.

Изображаемый далее (табл. II, фиг. 1) экземпляр (№ 8 колл. ориг.) представляет исключительную ценность, так как впервые дает возможность видеть вместе обе створки одной и той же особи этой оригинальной группы последних и ноцерамов. В значительной мере сохранилась и сама раковина (преимущественно у левой створки). Данный экземпляр представляет короткую и вздутую вариацию того же вида; длина левой створки около 37 мм, высота около 30 мм. Элементы радиальной скульптуры на левой створке очень слабо выражены и заметны лишь местами при боковом освещении. Хорошо выражена характерная для вида морщинистость раковины, приуроченная к левой створке. У этого экземпляра морщинистость сильно затемняет собственно скульптуру раковины.

Угол, образуемый замочным краем с примакушечной частью переднего края раковины, равен приблизительно  $102^\circ$ . Правая створка той же особи (фиг. 1, б) совершенно сходна с изображенной Одумом. На хорошо сохранившемся ядре (с частью раковины) концентрические и радиальные ребра развиты довольно равномерно; пересечение их дает в проекции мелкую сеть и представляет как бы покров из мелкой черепицы. К задне-верхнему краю радиальная скульптура угасает, но концентрические ребрышки идут до замкового края.

К короткой разности *Inoceramus tegulatus*, но с обычной довольно толстой макушкой, повидимому, принадлежит североамериканская форма *Inoceramus costellatus* S o n g a d (1858, табл. 12); раковина неравносторчатая, изображенная со стороны малой, правой, створки. По общей форме левая створка, изображенная там же на фиг. 16 как вид *Inoceramus argenteus* nov. sp., имеет большое сходство с левой створкой *In. tegulatus*, но в ней отсутствуют, судя по рисунку, элементы радиальной скульптуры и морщинистость.

*Inoceramus tegulatus* Hag. var. *undulato-sulcata* var. n.

К своеобразной вариации того же вида принадлежит экземпляр (№ 9 колл. ориг.) левой створки, размером около 60 мм по длинной оси, с вытянутой вперед примакушечной частью, так что передний край раковины, вместо выпуклого, как у типа *Одума*, — прямой или неправильно изогнутый (табл. I, фиг. 5, а). Макушка сильно подвернута под замковый край. Кроме обычной концентрической скульптуры из сравнительно крупных складок и слабо выраженных мелких, в средней и передней части проходят радиальные, довольно крупные валики, частью переходящие в неправильные, извилистые, резкие складки. В значительной мере сохранилась раковина, на которой видны тончайшие струи нарастания. На поверхности раковины наблюдается и обычная для представителей этого вида, особенно для их левой створки, морщинистость.

*Inoceramus tegulatus* Hag. var. *gibbera* var. n.

Иную разность представляет экземпляр (№ 10 колл. ориг.) левой створки (ядро) сжато-выпуклой, сравнительно короткой формы (табл. I, фиг. 4), с острой, в отличие от типа, макушкой, загнутой несколько вперед. Форма раковины значительно отличается от таковой типа и по своему профилю. Вместо равномерно средневывпуклой формы, на профиле этой левой створки обнаруживается выдающийся, идущий от макушки хребет (табл. I, фиг. 4, б). Ребристость выражена системой тонких штрихов, заметных и на почти гладком заднем крае, где они ему параллельны; вообще ребристость затемняется обычной для левой створки этого вида морщинистостью.

У другого экземпляра того же типа (№ 11 колл. ориг.), несмотря на общую морщинистость поверхности ядра, на передней части его видна кососетчатая скульптура от пересечения ребер.

Описываемая ниже группа *Inoceramus caucasicus*, имея значительное сходство с *Inoceramus tegulatus*, именно по правой створке, сохраняя специфический стиль ее скульптуры, резко отличается от этого вида равностворчатостью раковины. В этом отношении особое значение приобретают экземпляры хотя и неполной сохранности, но имеющие обе створки (табл. II, фиг. 2 и 4), притом с более или менее уцелевшими раковинами.

*Inoceramus caucasicus* sp. n.

Створки этой формы по своим очертаниям и элементам радиальной скульптуры, не всегда четко выраженным (иногда они слабо намечены, но на снимке выявляются при боковом освещении), напоминают плоскую правую створку *In. tegulatus*.

У изображенного экземпляра (№ 12 колл. ориг.), имеющего обе створки с более или менее сохранившейся раковиной, мы видим совершенно равностворчатую раковину, приблизительно округлую, с заострением к макушке (табл. II, фиг. 2). Основная скульптура выражена весьма частыми, мелкими равномерными концентрическими ребрами, которые круто загибаются и, утончаясь, доходят до замкового края. В средней части раковины, или передней от макушки книзу проходят 2—3 бороздки (у экз. № 13);

можно различить и до пяти рядов, которые, пересекаясь с концентрическими ребрышками, образуют смежные радиальные полосы (одну или две) пережимов или более или менее вытянутых согласно концентрическим ребрам бугорков. Эта радиальная скульптура ясно выступает при боковом освещении.

При высоте створки (правой) 35 мм длина замочного края равна 17 мм; угол его с передней стенкой по левой створке составляет около  $100^\circ$  (у правой передне-верхний край деформирован). Эта форма в нашей коллекции сравнительно многочисленна (до 25 экз.). У одного из имеющихся экземпляров наблюдается большая тонкорребристость (№ 14 колл. ориг.); имеются и другие отклонения.

*Inoceramus caucasicus* var. *cabardinica* sp. et var. n.

Форма равностворчатая, что особенно ясно видно на экземпляре неполном, но с обеими створками и сохранившейся раковиной (№ 17 колл. ориг.). Концентрические ребра широкие и частые, сильно, как обычно, утончающиеся при крутом загибе на крыло (табл. II, фиг. 4). На левой створке переднюю часть пересекают резкие радиальные борозды, образующие ряды тесно сближенных бугорков; на правой створке такая система бугорков, покрывающая большую часть раковины, выделяется менее резко.

Форму, близкую, повидимому, к предыдущей, представляет ядро левой створки (№ 18 колл. ориг.) с реже расставленными ребрами (табл. II, фиг. 6). Система бугорков выражена равномерно и отчетливо на всей передней и средней части раковины.

Весьма близок к исходной форме описываемого варианта и следующий экземпляр (№ 19 колл. ориг.), но у него можно отметить тонкую радиальную скульптуру и на подкрыловой части (табл. II, фиг. 5). Слабые следы такой скульптуры в виде отдельных бугорков мы видели у предыдущего экземпляра (фиг. 6).

*Inoceramus caucasicus* var. *monilifera* sp. et var. n.

Эта форма (№ 15 колл. ориг.) отличается от типа главным образом особенностью скульптуры (табл. II, фиг. 3). При общей тонкой ребристости на ядре правой створки видно, что вытянутые бугорки, на которые разбиты некоторые концентрические ребра, расположены радиальными рядами, образуя вместе с тем концентрические цепочки. Угол замкового края с передней стенкой — около  $95^\circ$ . Сюда же принадлежит молодой экземпляр (№ 16 колл. ориг.), тоже правая створка (слепок), по которому можно восполнить простую концентрическую скульптуру дефектной макушечной части изображенного экземпляра (фиг. 3).

*Inoceramus caucasicus* var. *fluctuosa* sp. et var. n.

По очертанию раковины и общему характеру скульптуры эта форма стоит близко к варианту *cabardinica*, но раковина у первой уже, концентрические ребра собираются в пучки перед более крутым загибом к макушке и крылу и вместе с тем проходят в виде сравнительно крупных неравномерных валов (табл. II, фиг. 7, a). Радиальные бороздки, проходящие

от макушки до низа, приурочены к передней части раковины. Угол замкового края с передней стенкой правой створки — около 96—104°. Изменчивость характера радиальной скульптуры видна на соседних раковинках изображенной плитки породы. Так, у других экземпляров (фиг. 7, б и в) радиальная скульптура левой и правой створок выражена на нижней части раковины, у экземпляра № 20 колл. ориг. элементы радиальной скульптуры приурочены к ее передне-нижней части.

*Inoceramus caucasicus* var. *fistulata* sp. et var. n.

Своеобразный вариант представляет следующая форма (№ 21 и 22 колл. ориг.), у которой радиальная скульптура выражена резко уже у самой макушечной части створки в виде расширяющихся книзу валиков. Последние, благодаря пересечению очень частыми и тонкими концентрическими ребрами, образуют и мелкую фестончатость (табл. II, фиг. 8). На обеих створках видно обособленное крыло. Угол замкового края с передней стенкой у правой створки около 110°. Более крупный экземпляр правой створки (№ 23 колл. ориг.) отличается резко-неравномерной концентрической ребристостью с пучками ребер, сближающихся после загиба ребер кверху в области крыла. На том же штудике (№ 23), на другом экземпляре (ядро) правой же створки хорошо видна сетчатая скульптура макушечной части и то же на слепке с отпечатка части левой створки; ниже эта тонкая сетчатая скульптура переходит в три яруса валиков описанного типа, но более мелких.

*Inoceramus caucasicus* var. *ravni* sp. et var. n.

1902. *Avicula* nov. sp.? Rav n. Molluskerne i Danmarks Kridtfaelejringer, Bd. I, S. 81, T. 1, Fig. 4.

Форма раковины (№ 24 колл. ориг.) в общем широкая, округлая и плоская, с довольно частыми и равномерными концентрическими ребрами в верхней части раковины и неравномерными грубыми в нижней. Последние имеют местами радиальные насечки, разбивающие ребра на ряды бугорков (табл. II, фиг. 9). Угол, образуемый замочным краем с передней стенкой раковины у экземпляра левой створки (сохранилась раковина несколько дефектная), — около 110°. Эта форма, повидимому, близко подходит к цитируемому изображению *Avicula* nov. sp.?, справедливо отнесенному Одумом к иноцераму группы *Inoceramus tegulatus* Ha g. (sensu lato<sup>1</sup>.— С. Д.). Другой наш экземпляр представляет правую створку (табл. II, фиг. 10), у которой концентрические ребра нижней половины створки ясно разбиты на бугорки, образующие вместе с тем четкие радиальные ряды. Угол, образуемый передней стенкой с замочным краем, — около 108°.

Замечательно вертикальное распространение описанных выше групп иноцерамов в общем разрезе Минераловодского района. В то время как в нижней части маастрихта продолжает существовать обильная крупная иноцерамовая фауна кампанского комплекса с прибавлением (выше, в Mst. i<sub>2</sub>)

<sup>1</sup> В нашем понимании — группа *In. caucasicus*.

некоторых видов и небольшой примесью мелких оригинальных форм иноцерамов, впервые здесь появляющихся<sup>1</sup>, — в верхней части, в мергелях (Mst. s<sub>1</sub>) остаются лишь последние, представленные разнообразной группой малых форм вида *Inoceramus caucasicus* sp. n., с характерной скульптурой из пересекающихся концентрических и радиальных элементов. Наконец, в самом верхнем горизонте маастрихта (Mst. s<sub>2</sub>) — известняках — обедневшая и измельчавшая фауна иноцерамов представлена видом *Inoceramus tegulatus* Ha g. с его немногими вариантами<sup>2</sup>. Он является, повидимому, последним представителем иноцерамов. этой столь характерной для мела (особенно верхнего) группы моллюсков.

Этот разительный контраст в характере иноцерамовой фауны верхней части маастрихта, по сравнению с таковой его нижней части, пропадает при чтении суммарных списков всей фауны маастрихта Кабардинской АССР и Минераловодского района Северного Кавказа (Ренгартен, 1947, с. 222, 224). В этой же сводке очень ценно для нашей темы указание на совместное с *Discoscaphites constrictus* нахождение в ряде районов Кавказа *In. tegulatus* без других видов иноцерамов; для Дагестана В. П. Ренгартен указывал «зону *In. tegulatus* Ha g.» (там же, с. 213). Аналогичными районами являются: район «Губденского выступа», хребет Салы-Тау; западнее — Черные горы, долина Восточной Рошни, бассейн Ассы и Камбилеевки.

Таким образом, для верхнего маастрихта Северного Кавказа, повидимому, намечаются две зоны (или подзоны); нижняя — *Inoceramus caucasicus* sp. n. и верхняя — *Inoceramus tegulatus* Ha g.<sup>3</sup>

Вся толща с *In. caucasicus* sp. n. — *In. tegulatus* Ha g. характеризуется присутствием цефалопод — *Discoscaphites constrictus* Sow., входя, таким образом, в зону названного аммонита.

Весь комплекс *In. caucasicus* — *In. tegulatus* представляется нам отрезком, в соответственном горизонте, системы смежных генетических ветвей, расходящихся от одного ствола. Сам *Inoceramus tegulatus* Ha g. представлен в нашей коллекции сравнительно полно — до 25 экземпляров. Описанные три варианта<sup>4</sup> представлены немногими экземплярами.

В самом конце маастрихта продолжает существовать лишь одна группа иноцерамов: *In. caucasicus* — *In. tegulatus*. В условиях отсутствия близких форм, приспособляясь к различным биотопам, они дают начало в бассейнах этого времени ряду разнообразных уклонений, отмечающихся и среди последних представителей *In. tegulatus* Ha g. Подобное явление вари-

<sup>1</sup> К сожалению, новые формы с перекрестной скульптурой, собранные в верхней части горизонта Mst. l<sub>2</sub>, представлены в нашей коллекции лишь четырьмя экземплярами весьма неполной сохранности, сходными с некоторыми экземплярами из вышележащей толщи Mst. s<sub>1</sub>, т. е. принадлежащими к виду *In. caucasicus* sp. n.

<sup>2</sup> Исключение представляет также мелкий гладкий *Inoceramus* sp., встреченный в одном экземпляре (в куске с *In. tegulatus* Ha g.) в небольших сборах с Машука.

<sup>3</sup> По данным М. М. Москвина 1942 г., в Западном Копет-Даге верхи маастрихта характеризуются тем же видом — *In. tegulatus*, но в непосредственно подстилающем горизонте представители группы *In. caucasicus* не встречены. Затем в новых материалах Н. И. Михайлова из Крыма оказался наш *In. caucasicus* var. *cabardinica*. Вместе с тем, в последние годы автору, при просмотре коллекций, собранных съёмочными партиями, удалось впервые обнаружить представителей группы *In. caucasicus* и в маастрихте средней части Русской платформ.

<sup>4</sup> Таксономическое значение этих новых форм нельзя пока вполне оценить, не имея достаточного материала по этим группам из других мест.



рования в одной группе иноцерамов, населявшей определенный бассейн, известно в литературе для вида *In. cardissoides* Goldf. с Поволжья и из Тамбовской области (Добров, 1918, с. 273, прим.).

Помимо этих закономерностей, в последнем горизонте маастрихта наблюдается особое палеобиологическое явление. Бросающейся в глаза особенностью *Inoceramus tegulatus* Nag. является резкая неравношершчатость раковины, сопровождающаяся выраженной в разной степени морщинистостью, особенно левой, большей створки. Это наводит на мысль, что в борьбе за существование исчезающего семейства иноцерамов (не переходящих в датский ярус) представители последней ветви генетического комплекса *In. caucasicus* — *In. tegulatus* приняли необычный для иноцерамов образ жизни — прикрепление к субстрату. Неправильная сеть морщин, иногда борозд на поверхности левой, сильно выпуклой створки показывает, что раковина плотно прикреплялась ею к какому-то субстрату на дне бассейна, возможно выстланному водорослями.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Архангельский А. Моллюски перхнемеловых отложений Туркестана. «Тр. Геол. ком., нов. сер., 1916, вып. 152.
- Добров С. О группе *Inoceramus cardissoides* Goldf. в Поволжье. Геологическое строение и фосфориты бассейна р. Вороны (Тамбовская губ.). Отчет по геологическому исследованию фосфоритовых залежей, т. VIII. «Тр. комиссии Моск. с.-х. ин-та по исследованию фосфоритов». М., 1918, — примечание на стр. 273.
- Ренгартен В. П. Верхнемеловые отложения Центрального и Западного Кавказа. «Геология СССР», т. IX. Северный Кавказ. 1947.
- Boehm J. Zusammenstellung der Inoceramen der Kreideformation. «Jahrb. d. Königl. Preuss. geol. Landesanstalt», 1914, Bd. XXXII, T. I, Heft 3, Berlin, 1914, S. 345—406. То же, Nachtrag Jahrb. f. 1914, Bd. XXXV, T. I, Heft 3, Berlin, 1914, S. 596—599.
- Bubnoff S. Geologie von Europa, Bd. II, T. 2. Berlin, 1935.
- Conrad T. Observations on a group of Cretaceous fossil shells, found in Tippah county, Mississippi, with descriptions of 56 new species (1858). «Journ. Acad. Nat. Sci. Philadelphia», vol. III, ser. 2. Philadelphia, 1855—1858.
- Giers R. Die Schichtenfolge der Mucronatenkreide der Beckumer Hochfläche. «Cbl. Min., Geol. u. Paläont.», 1934, Abt. B, № 11.
- Hagenow Fr. v. Monographie der Rügenschens Kreideversteinerungen. III Abt. Mollusken. «N. Jb.», 1842.
- Heinz R. Aus der neuen Systematik der Inoceramen. Beiträge zur Kenntnis der Inoceramen. XIV. «Mitt. Min.-Geol. Staatsinst.» Hamburg, 1932, Heft 13.
- Nagao T. a. Matumoto T. A monograph of the cretaceous Inoceramus of Japan. «Journ. fac. sci. Hokkaido Imp. Univ.», Ser. IV, Geology and mineralogy. Sapporo, 1939, vol. IV, № 3—4; 1940, vol. VI, № 1.
- Ödum H. *Inoceramus tegulatus* v. Nag. i det danske Skrivekridt. «Medd. Dansk. geol. Forening», København, 1922, Bd. 6, № 10.
- Požaryski W. Stratigrafia senonu w przełomie Wisły między Rachowen i Puławani. Service géologique de Pologne. «Bull. Inst. Géol. Pologne». Warszawa, 1938, № 6.
- Ravn I. Molluskerne i Danmarks Kridtfaelejringer. I. Lamellibranchiater. Det Kgl. Danske Videnskabern. Selskabs Skrifter, 6 Rakke, naturvidenskab. math. Afd., XI, 2, Kjobenhavn, 1902.
- Schlüter Cl. Kreide-Bivalven. Zur Gattung Inoceramus. «Paleontographica», 1877, Bd. XXIV.
- Zittel K. Die Bivalven der Gosaugebilde in den Nord-Östlichen Alpen. Beitrag zur Charakteristik der Kreideformation in Österreich. «Denkschriften d. Akad. Wiss.», Math.-naturwiss. Kl., 1866, Bd. XXV.

## ОБЪЯСНЕНИЕ ТАБЛИЦ

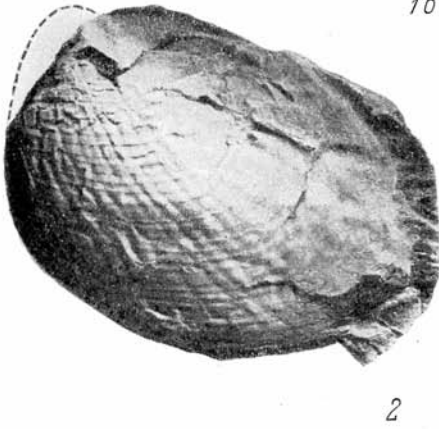
## Т а б л и ц а I

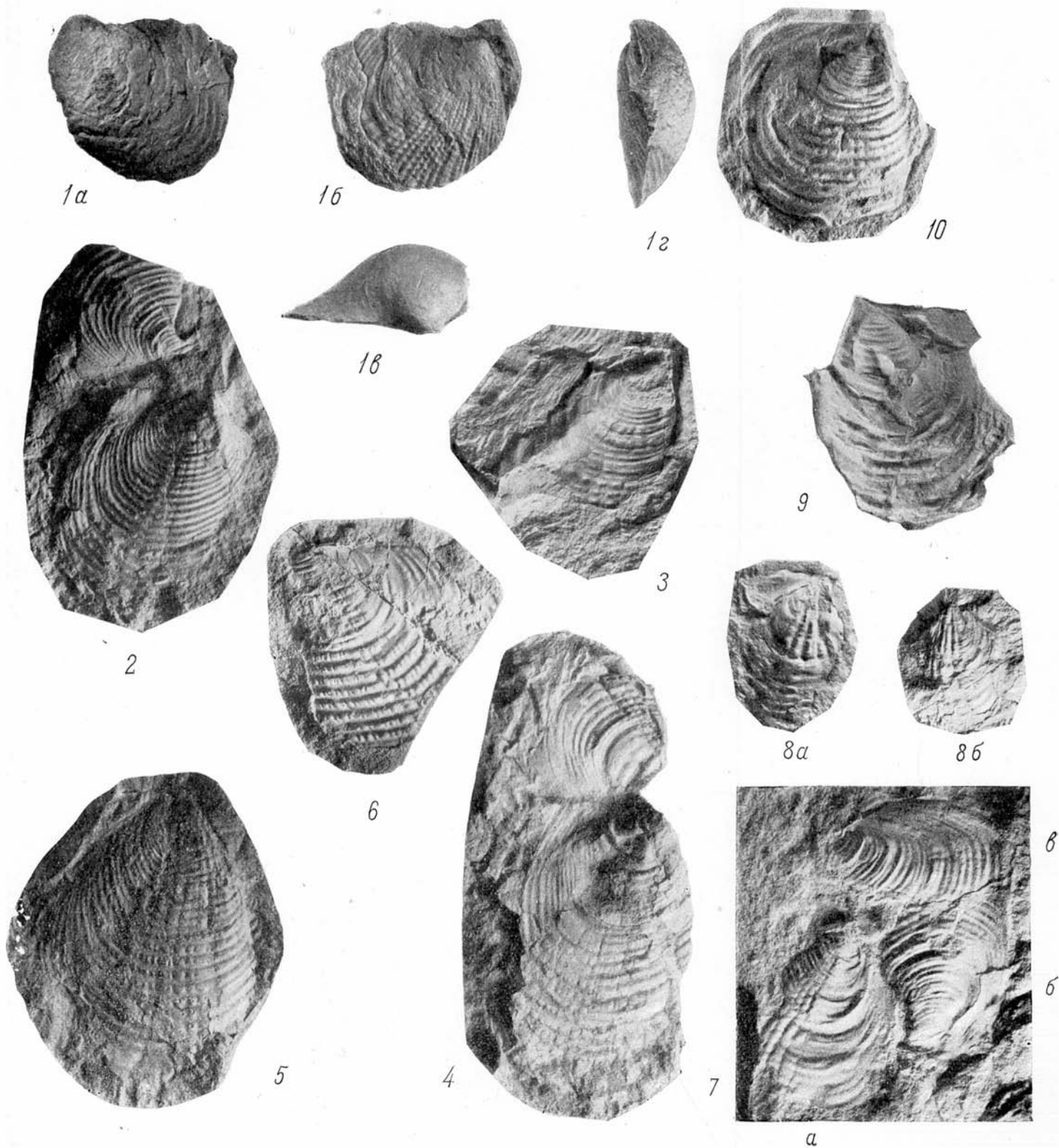
- Фиг. 1. *Inoceramus tegulatus* v. Н а g. (№ 1 колл. ориг.); р. Дарья. Маастрихт (Mst. s<sub>2</sub>). а — левая створка; б — то же со стороны замкового края.
- Фиг. 2. То же, гора Лысая. Маастрихт (Mst. s<sub>2</sub>). Левая створка (ядро; № 3 колл. ориг.).
- Фиг. 3. То же, Ореховая балка (р. Джуца). Маастрихт (Mst. s<sub>2</sub>). Правая створка (ядро; № 4 колл. ориг.).
- Фиг. 4. *Inoceramus tegulatus* v. Н а g. var. *gibbera* var. n.; р. Джиналка (Золка). Маастрихт (Mst. s<sub>2</sub>). а — левая створка (ядро); б — то же со стороны замкового края (№ 10 колл. ориг.).
- Фиг. 5. *Inoceramus tegulatus* v. Н а g. var. *undulato-sulcata* var. n.; р. Джиналка (Золка). Маастрихт (Mst. s<sub>2</sub>). а — левая створка; б — то же со стороны замкового края (№ 9 колл. ориг.).

## Т а б л и ц а II

- Фиг. 1. *Inoceramus tegulatus* v. Н а g. var. *curta* var. nov.; р. Дарья. Маастрихт (Mst. s<sub>2</sub>). Особь с обеими створками. а — левая створка (раковина); б — раковина со стороны правой створки; в — то же со стороны макушки и замкового края; г — вид спереди (№ 8 колл. ориг.).
- Фиг. 2. *Inoceramus caucasicus* sp. n.; р. Дорбун Золка. Маастрихт (Mst. s<sub>1</sub>). Особь с обеими створками (№ 12 колл. ориг.).
- Фиг. 3. *Inoceramus caucasicus* var. *monilifera* sp. et var. n.; р. Дорбун Золка. Маастрихт (Mst. s<sub>1</sub>). Правая створка (ядро с частью раковины; № 15 колл. ориг.).
- Фиг. 4. *Inoceramus caucasicus* var. *cabardinica* sp. et var. n.; р. Золка 4-я. Маастрихт (Mst. s<sub>1</sub>). Особь с обеими створками (раковина; № 17 колл. ориг.).
- Фиг. 5. То же, Золотой Курган. Маастрихт (Mst. s<sub>1</sub>). Правая створка (слепок; № 19 колл. ориг.).
- Фиг. 6. То же, р. Дорбун Золка, Маастрихт (Mst. s<sub>1</sub>). Левая створка (ядро; № 18 колл. ориг.).
- Фиг. 7. *Inoceramus caucasicus* var. *fluctuosa* sp. et var. n.; р. Дорбун Золка. Маастрихт (Mst. s<sub>1</sub>). а — левая створка; б — правая створка (с частью раковины); в — левая створка (№ 20 колл. ориг.).
- Фиг. 8. *Inoceramus caucasicus* var. *fistulata* sp. et var. n.; гора Лысая. Маастрихт (Mst. s<sub>1</sub>). а — правая створка (ядро с частью раковины на крыле; № 22 колл. ориг.); б — левая створка (ядро; № 21 колл. ориг.).
- Фиг. 9. *Inoceramus caucasicus* var. *ravni* sp. et var. n.; р. Джиналка. Маастрихт (Mst. s<sub>1</sub>). Левая створка (раковина; № 24 колл. ориг.).
- Фиг. 10. То же, р. Золка 4-я. Маастрихт (Mst. s<sub>1</sub>). Правая створка (ядро; № 26 колл. ориг.).

Все изображения даны в натуральную величину; оригиналы хранятся в Геологическом кабинете Московского государственного университета. Фотографии сделаны в 1940 г. в Лаборатории научно-прикладной фотографии и кинематографии АН СССР.







**Б. М. БЕЛЛЕР**

## **К СТРАТИГРАФИИ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КРЫМА**

### **ВВЕДЕНИЕ**

В капитальном труде по верхнемеловым отложениям юго-востока Европейской России А. Д. Архангельский (1912) впервые выработал зональное расчленение верхнемеловых отложений, прочно обоснованное палеонтологической частью работы. Установленные подразделения были сопоставлены А. Д. Архангельским с одновозрастными образованиями Западной Европы, и для Поволжья были выделены ярусы общепринятой схемы расчленения верхнего мела, которые сохраняют свой объем и значение до настоящего времени. Исключительное внимание А. Д. Архангельский уделял вопросам палеогеографии, разработанным с особенной глубиной. Выходом в свет упомянутой монографии были заложены основы наших современных представлений о строении верхнемеловых отложений Европейской части Союза. Последующие работы А. Д. Архангельского доказали пригодность схемы зонального расчленения Поволжья для обширных площадей на территории Русской платформы. Значительно позже начала выясняться стратиграфия верхнего мела Крымско-Кавказской области. Здесь, однако, установление детальной стратиграфии и сопоставление этих разрезов с разрезами Русской платформы затруднялись своеобразием их строения и недостаточной палеонтологической характеристикой средних горизонтов верхнемеловой толщи. Вопросы изучения верхнего мела не переставали интересовать А. Д. Архангельского и в последние годы его жизни.

Много внимания уделял А. Д. Архангельский и работам автора по верхнемеловым отложениям Западного Кавказа. Его советы и указания всегда вносили ясность и помогали правильно ориентироваться в том или ином вопросе, заставляя по-новому смотреть на многие явления. Предлагаемая статья, может быть, явится небольшим вкладом в дело познания стратиграфии верхнего мела, изучению которого так много сил уделял А. Д. Архангельский.

---

Верхнемеловые отложения Крыма, исключительно богатые окаменелостями, изучены в настоящее время достаточно подробно. Здесь выделено большинство установленных для верхнего мела ярусов, а внутри каждого из них намечаются иногда более дробные зональные подразделения (турон, маастрихт). Исключение составляет лишь средняя часть верхнемеловой толщи, охватывающая промежуток от верхнего турона до кампанского

яруса. Среди отложений, развитых в этой части разреза, встречается лишь ничтожное количество окаменелостей, в связи с чем возраст выделенных здесь горизонтов не устанавливался достаточно точно.

Эти неясные вопросы стратиграфии средних горизонтов верхнемеловой толщи Крыма могут быть разрешены путем изучения мелких фораминифер. Будучи группой очень ценной в стратиграфическом отношении, мелкие фораминиферы встречаются в громадном количестве в мергелях, слагающих в Крыму средние горизонты верхнемеловой толщи. Установление возраста на основании изучения этой группы теперь так же надежно, как и по любой другой группе ископаемых организмов.

Те стратиграфические выводы, которые могут быть сделаны в результате предварительного определения мелких фораминифер из верхнемеловых толщ Крыма, не содержащих других окаменелостей, и составляют предмет настоящей статьи.

Материалом для нее послужили сборы образцов, произведенные в 1938 г. в Белогорском, Симферопольском и Бахчисарайском районах Крыма. К этим материалам были присоединены образцы, собранные в Бахчисарайском районе М. М. Москвиным. При личном осмотре разрезов автору приходилось основываться на стратиграфии, выработанной для Белогорского района В. В. Меннером и для окрестностей Бахчисарая М. В. Муратовым. Указания этих исследователей позволили в сравнительно короткий срок освоиться со стратиграфией осмотренных разрезов. Названным лицам автор весьма признателен также за ряд замечаний, которые они сделали, просмотрев работу в рукописи.

### КРАТКИЙ ОБЗОР ПРЕДШЕСТВУЮЩИХ РАБОТ

Едва ли следует сейчас останавливаться на первом этапе изучения стратиграфии меловых отложений Крыма. Работы того времени освещали вопрос в самой общей форме и имеют только историческое значение (Dubois de Montpereux, 1843; Huot, 1842; D'Orbigny, 1843—1845; Романовский, 1867; Прендель, 1876, и др.).

Стратиграфическая схема, приближающаяся к принятой, была предложена О. К. Ланге и Г. Ф. Мирчицком, изучившими в 1909 г. меловые и палеогеновые отложения в окрестностях Бахчисарая. Эти авторы дали для Крыма очень четкое деление верхнесенонских отложений на три зоны, охарактеризованные свойственными каждой из них белемнителлами, и выделили известняки датского яруса. Более древние горизонты верхнего мела остались после проведенных ими работ нерасчлененными. Новых данных для характеристики этой части разреза не приведено и в работе Слудского (1910), который также основное внимание уделяет верхней части сенонской толщи и слоям, переходным к эоцену.

Только в 1923 г. Г. Вебер и В. Малышева дали сжатое, но содержательное описание стратиграфии верхнемеловых отложений Крыма. В этой работе выделены все установленные для верхнего мела подразделения, которые в большинстве сохранили свой объем и значение до настоящего времени.

Исключение составляют лишь средние горизонты верхнемеловой толщи, строение которых, по Вебер и Малышевой, рисуется в следующем виде (1923, с. 197):

- Т у р о н 1. Белые плотные мергели с обломками аммонитов, *Pteria tenuicostata* (R о е м.), *Rhynchonella* sp. и многочисленными *Inoceramus labiatus* . . . . . 20 м.
- К о н ь я к 1. Белые плотные, иногда брекчиевидные известняки с *Inoceramus lamarcki* P a r k., *In. cuvieri* S o w., *Micraster leskei* D e s m., *Echinocorys gravesi* D e s o r, *Infulaster excentricus* d' O r b., *Conulus albogalerus* K l e i n, *C. subconicus* d' O r b., *Salenia granulosa* F o r b.
2. Плотные мергели с кремнями, очень сходные с мергелями подстилающих отложений.
- С а н т о н 1. Прослон кеффекилита (сукновальной глины) . . . . . 1 м.
2. Белые мергели со стяжениями кремня, более мягкие, чем предыдущие, с редкими и плохо определяемыми ископаемыми. Это — остатки иноцерамов (*Inoceramus cardisoides* G o l d f.), *Plicatula* sp., *Marsupites* sp. и др.
- К а м п а н. Белые мягкие мелоподобные мергели с *Belemnitella mucronata* S c h l o t h., *Hauericeras pseudogardeni* S c h l u t., *Helicoceras schloenbachi* F a v r e, *Baculites knorri* D e s m. . . . . 60 м.

Возраст туронских отложений схемы Г. Ф. Вебер, содержащих характерные для нижнего турона *Inoceramus labiatus*, и возраст кампанских отложений с *Belemnitella mucronata* и аммонитами, свойственными этому ярусу, не вызывает сомнения. Несколько необычно лишь присутствие в нижнем туроне *Pteria tenuicostata* R о е м. Упомянутая форма встречается, однако, и в слоях более древних, чем сантонские. А. Д. Архангельский указывал, что этот вид может быть найден даже в сеномане. Таким образом, *Pteria tenuicostata* имеет значение лишь как фациальное руководящее ископаемое. При соответствующих условиях среды она может появляться и в более древних отложениях, чем сантонские. Известняки с *Inoceramus lamarcki*, характерным ископаемым верхнего турона, были отнесены Г. Ф. Вебер к коньякским отложениям, главным образом по присутствию морских ежей, часто встречающихся в нижнем сеноне. Нахождение *Inoceramus lamarcki* P a r k., по мнению Г. Ф. Вебер, не противоречит коньякскому возрасту этих отложений, так как в аналогичных слоях Закавказья Бонне обнаружил *Barroisiceras haberfellneri* H a u g — характерную коньякскую форму. Эти данные и послужили поводом для отнесения верхнего турона со свойственными ему руководящими ископаемыми к коньякскому ярусу. Возраст сантонских мергелей устанавливается Г. Ф. Вебер главным образом по их стратиграфическому положению.

Повидимому, следуя работам В. И. Лучицкого (1923), Г. Ф. Вебер допускала повсеместное присутствие кеффекилитов в основании сенонских отложений. Последующие детальные работы показали, что в толще верхнемеловых мергелей кил залегает пластовыми линзами. Иногда прослои кила превышают по мощности 1,5 м, но в горизонтальном направлении они довольно быстро выклиниваются.

Схема строения верхнемеловых отложений Крыма, предложенная Г. Ф. Вебер, была значительно дополнена и уточнена при последующих работах, проводившихся В. В. Меннером, М. В. Муратовым, В. В. Колюбинской и другими исследователями.

Переопределение ими возраста известняков с *Inoceramus lamarcki* заставило по-иному представить возраст вышележащих отложений. Ввиду отсутствия ясных следов перерыва в основании толщи зеленых мергелей, покрывающих известняки с *Inoceramus lamarcki*, предполагалось, что эти мергели соответствуют коньякским и сантонским отложениям.

## СТРОЕНИЕ СРЕДНИХ ГОРИЗОНТОВ ВЕРХНЕМЕЛОВОЙ ТОЛЩИ КРЫМА

Как известно по работам ряда исследователей, центральная часть Крыма, а особенно область между Симферополем и Зуей, была в верхнемеловую эпоху областью относительных поднятий. Здесь в толще верхнемеловых отложений имеется ряд стратиграфических перерывов, а различные горизонты имеют значительно меньшую мощность, чем в более восточных и более западных районах. К востоку, в Белогорском районе, и к западу, в окрестностях Бахчисарая разрезы верхнего мела значительно более полны. Рассмотрение состава средних горизонтов верхнего мела мы начнем с одного из разрезов Бахчисарайского района, где слои, переходные от туронских к сенонским отложениям, построены следующим образом:

Cr<sub>2</sub><sup>T</sup> 1. Белые известняки со стилолитами. По плоскостям напластования тонкие глинистые примазки. Примерно в 3 м от кровли был встречен *Inoceramus lamarcki* Park. (Wood).

Cr<sub>2</sub><sup>Snt</sup> 2. Светлосерые плитчатые глинистые известняки. В основании пачки известняков тонкий (15 см) прослой слегка песчанистой зеленой глины. Граница ее с подстилающими отложениями ровная, но достаточно резкая.

В глинистом прослое из основания толщи содержатся: *Arenobulimina preslii* (Reuss), *Ar. trilobata* (Frank), *Ataxophragmium* n. sp., *Gaudryina rugosa* d'Orb., *Heterostomella convergens* Keller?, *H. cuneata* Sandidge, *Eponides* n. sp., *Gyroidina nitida* (Reuss), *G. micheliniana* (d'Orb.), *Stensioina exsculpta* (Reuss), *Globotruncana linnaea* (d'Orb.), *Anomalina* n. sp.

Состав приведенного комплекса фораминифер не дает возможности судить о возрасте вмещающих отложений. Все названные виды могут присутствовать как в коньякских, так и в сантонских отложениях. По ряду косвенных соображений мы относим известняки к сантону<sup>1</sup>.

Cr<sub>2</sub><sup>Snt</sup>=Cmp. Переслаивание зеленоватых мергелей и известняков. Местами к этой толще приурочены небольшие прослой кила. В образце коллекции М. М. Москвина обнаружены: *Bolivinopsis rosula* (Ehrenberg), *Gaudryina rugosa* d'Orb., *Martinottiella communis* (d'Orb.)\*, *Stensioina exsculpta* (Reuss), *Gyroidina micheliniana* (d'Orb.), *Anomalina pertusa* Marsson, *An. wuellerstorfi* Schwager, *An. pseudoexcolata* Kalinin\* и др.

Этот комплекс видов очень характерен для сантонских отложений. При наличии видов, не встречающихся в отложениях древнее сенона (отмечены знаком\*), здесь отсутствуют типичные кампанские формы. Поэтому, несмотря на то, что все перечисленные виды могут встречаться и в кампане, наиболее вероятен сантонский возраст указанных отложений. Постепенно зеленые мергели сменяются более светлыми мелоподобными мергелями, содержащими *Inoceramus balticus* Boehm и *Belemnitella mucronata* Schloth.

Не следует, однако, думать, что вся толща зеленых мергелей относится в Бахчисарайском районе к сантону. Повидимому, значительная верхняя ее часть принадлежит уже кампанским отложениям. Так, в более западных разрезах в сходной толще зеленоватых мергелей и известняков была найдена крупная белемнителла, близкая к *Belemnitella mucronata*

<sup>1</sup> В данном случае мы имеем в виду схему стратиграфии верхнего мела, разработанную для Днепровско-Донецкой впадины и Поволжья. Соответственно этому под сантонскими отложениями мы подразумеваем слои с *Inoceramus cardissoides* и *Pteria tenuicostata*, под кампанскими — слои с *Belemnitella mucronata* и под маастрихтскими отложениями — слои с *Belemnitella lanceolata*.



Schlot h<sup>1</sup>. Стратиграфически ниже в тех же породах встречаются небольшие иноцерамы из группы *Inoceramus balticus* Boehm; вместе с ними находятся следующие фораминиферы: *Arenobulimina preslii* (Reuss), *Ar. borealis* (Keller), *Gaudryina* sp., *Tritaxia tricarinata* (d'Orb.), *Heterostomella convergens* Keller, *Marssonella oxycona* (Reuss), *Flabellamina simplex* Reuss, *Gyroidina micheliniana* (d'Orb.), *Globotruncana linnaeana* (d'Orb.).

Слои, заключающие указанные окаменелости, могут относиться к нижним горизонтам кампанских отложений, о чем свидетельствует нахождение *Flabellamina simplex* Reuss, а также белемнителл и иноцерамов кампанского облика. Стратиграфически ниже местонахождения указанных ископаемых располагается уже однородная толща светлых плотных известняков<sup>2</sup>.

В настоящее время зональное подразделение сенона по фораминиферам для южных областей еще не проведено, и часто нелегко бывает установить достаточно точно границу сантонских и кампанских отложений. Приблизительно эта граница может быть проведена довольно удовлетворительно.

Наличие коньякских отложений в Западном Крыму не установлено. В Бахчисарайском районе данные приведенного нами разреза позволяют предполагать трансгрессивное залегание сантонских отложений на верхнем туроне и отсутствие коньякского яруса. Юго-западнее коньякские отложения может представлять верхняя часть толщи светлых известняков, лишенная крупных окаменелостей и тесно связанная с подстилающими известняками верхнего турона (слой с *Inoceramus tamarcki* Park.).

В Симферопольском и Белогорском районах наиболее древние горизонты сенона, повидимому, отсутствуют. Изучая строение верхнемеловых отложений в Белогорском районе, мы можем видеть, что туронские отложения (слой с *Inoceramus tamarcki* Park.) заканчиваются здесь белыми мелоподобными известняками с крупными пластовыми конкрециями серых кремней и тонкими прослоями (около 0,05 м) зеленых известковистых глин. В последних содержатся фораминиферы плохой сохранности, среди которых распознаются *Arenobulimina preslii* (Reuss), *Globotruncana linnaeana* (d'Orbigny).

Стратиграфически выше этих пород залегают мягкие зеленоватые мергели. В этой толще встречаются крупные *Inoceramus* ex gr. *balticus* Boehm, а в образце, взятом в самых низах описанной толщи, были обнаружены следующие фораминиферы: *Bolivinosia rosula* (Ehrenberg)\*, *Ataxophragmium variabile* (d'Orbigny), *Arenobulimina borealis* (Keller)\*, *Heterostomella foveolata* (Marsson)\*, *Marssonella oxycona* (Reuss), *Martinottiella communis* (d'Orb.), *Flabellina rugosa* d'Orb., *Gümbelina globulosa* (Ehrenberg), *Stensioina exsculpta* (Reuss), *Gyroidina nitida* (Reuss), *Globigerina cretacea* d'Orbigny, *Globotruncana rosetta* (Carsey)\*\*, *Anomalina* aff. *wuellerstorfi* Schwager\*, *An. pertusa* Marsson\*, *An. rubiginosa* Kalinin (non Cushman)\*\*, *Cibicides veltzianus* (d'Orbigny)\*\*.

<sup>1</sup> Возможно, *Belemnitella conica* Arkh.

<sup>2</sup> В верхней части этой известняковой толщи найдены многочисленные *Stensioina exsculpta* (Reuss), появляющиеся в коньякских отложениях и переходящие в сенон, и *Bolivinosia decorata* (Jones), не встречающиеся в слоях более древних, чем сенонские. Можно думать, что слои, содержащие указанные окаменелости, относятся также к нижним горизонтам сенона, и что здесь мы имеем полный разрез, в котором удастся впоследствии выделить туронские, коньякские и сантонские отложения.

Среди перечисленных фораминифер виды, появляющиеся в сантоне, отмечены знаком\*, виды, появляющиеся в кампане,— знаком\*\*. Таким образом, более вероятным представляется кампанский возраст указанных отложений и трансгрессивное налегание кампанских мергелей на туронские известняки.

Вышележащие светлые мелоподобные известняки с *Belemnitella mucronata* Schlot h. в Белогорском районе, наряду с видами, обычными для кампана, содержат *Bolivina incrassata* Reuss, *Orbignyna ovata* Nag. и некоторые другие виды, присутствие которых позволяет говорить о принадлежности указанных известняков к верхнему кампану<sup>1</sup>.

Повидимому, такое же трансгрессивное налегание кампанских отложений наблюдается и к югу от Симферополя. Здесь на очень плотном светлом известняке залегает пласт кила. Верхняя граница известняка очень отчетлива; поверхность его слегка корродирована. Прослой кила достаточно однороден, лишь очень редко в нем встречаются гнезда грубозернистого ожелезненного песка, не превышающие диаметром 10 см. В киле содержатся в незначительном количестве фораминиферы, как известковистые, так и песчаные: *Ataxophragmium variabile* (d'Orb.), *Gyroldina micheliniana* (d'Orb.), *Stensioina exsculpta* (Reuss), *Anomalina lorneiiana* d'Orb., *Anomalina* sp. и многочисленные сферы.

В то время как граница кила с подстилающими слоями очень резкая и отчетливая, с вышележащими мергелями кил связан постепенным переходом. В этих мергелях содержится громадное количество фораминифер, определявшихся для двух образцов. Один из них взят в кровле пласта чистого кила, в слоях, переходных к вышележащим мергелям, другой — из толщи мергелей в 4 м, выше кровли пласта кила. Результаты приведены в табл. 1.

Фораминиферы приведенного списка свидетельствуют о верхнекампанском возрасте содержащих их мергелей. Этот вывод достаточно убедительно подтверждается нахождением таких видов, как *Orbignyna sacheri* (Reuss), *Globigerina trochoides* d'Orb., *Cibicides voltzianus* (d'Orbigny) и др. Нет никаких оснований приписывать иной возраст и подстилающему пласту кила, с которым описанные мергели связаны самым тесным образом. Если это так, то возраст симферопольского кила должен также датироваться как верхнекампанский. Во всяком случае нет никаких оснований приписывать ему более древний возраст, чем нижнекампанский. Этот вывод подтверждается и составом фораминифер, встречающихся в самом киле. Среди встреченных здесь немногочисленных видов найдена *Anomalina lorneiiana* d'Orb., вид, не встречающийся в отложениях более древних, чем кампанские.

Еще прежними исследованиями Слудского, проведенными в 1934 г., было доказано, что кил в Крыму залегает не в виде сплошного пласта, как это думали Лучицкий и Вебер, а располагается крупными пластовыми линзами, быстро выклинивающимися по простиранию. Этот вывод вполне подтверждается и палеонтологически. В окрестностях Бахчисарая кил содержит комплекс фораминифер, очень близкий к сантонскому, возраст его не моложе нижнего кампана; возле Белогорска прослой кила приуро-

<sup>1</sup> Слои с *Belemnitella mucronata* (кампанские отложения) можно подразделить на две части: нижнюю и верхнюю. Особенностью верхнего кампана является совместное нахождение в нем *Belemnitella mucronata* и ряда фораминифер, широко распространенных в вышележащих маастрихтских отложениях (*Orbignyna ovata* Nag., *Orb. sacheri* (Reuss), *Bolivina incrassata* Reuss и др.).

Таблица 1

Список фораминифер из двух образцов мергелей, покрывающих толщу кила в окрестностях Симферополя

Наименование видов	Мергели в кровле кила	Мергели в 4 м выше кровли кила
* <i>Lituola aquisgranensis</i> Beïssel . . . . .	×	×
<i>Gaudryina rugosa</i> d'Orb. . . . .		×
* <i>Heterostomella convergens</i> Keller . . . . .		×
<i>Ataxophragmium variable</i> (d'Orb.) . . . . .	×	×
<i>Arenobulimina prestlii</i> (Reuss) . . . . .	×	×
* <i>Arenobulimina borealis</i> (Keller) . . . . .	×	
*** <i>Orbignyina sacheri</i> (Reuss) . . . . .	×	
** <i>Orb. simplex</i> (Reuss) . . . . .		×
<i>Marssonella oxycona</i> (Reuss) . . . . .	×	
<i>Tritaxia sp.</i> . . . . .	×	
<i>Flabellina rugosa</i> d'Orb. . . . .	×	
<i>Fronicularia archiaciana</i> d'Orb. . . . .	×	
<i>Reussella sp.</i> . . . . .	×	
<i>Eouvigerina cretacea</i> (Heron, Allen et Earland)	×	
** <i>Bolvinoides decorata</i> (Jones) . . . . .	×	
<i>Cymbellina globulosa</i> (Ehrenberg) . . . . .	×	
** <i>Pullenia quinqueloba</i> Reuss . . . . .	×	
<i>Stensiolina exsculpta</i> (Reuss) . . . . .		×
<i>Gyrocidina melcheliniana</i> (d'Orb.) . . . . .		×
<i>Globigerina cretacea</i> d'Orb. . . . .	×	×
*** <i>G. trochooides</i> d'Orb. . . . .	×	
<i>Globotruncana linnaeana</i> (d'Orb.) . . . . .	×	×
** <i>G. ventricosa</i> White . . . . .		×
* <i>G. convexa</i> Sandidge . . . . .	×	
** <i>Anomalina pseudoexcolata</i> Kalinin . . . . .	×	×
* <i>An. pertusa</i> Marsson . . . . .	×	×
* <i>An. aff. wuellerstorfi</i> Schwager . . . . .	×	×
** <i>Cibicides veltzianus</i> (d'Orb.) . . . . .		

\* — виды, появляющиеся в сантоне.

\*\* — виды, появляющиеся в кампане.

\*\*\* — виды, появляющиеся в верхнем кампане.

чены к толще зеленых мергелей, содержащей нижнекампанские фораминиферы. Возле Симферополя пласт кила располагается в основании верхнекампанских мергелей. Это различие в возрасте исключает предположение о повсеместном распространении пласта кила и его приуроченности к одному стратиграфическому горизонту.

Весьма любопытно наличие фораминифер в крымском киле. Количество их, конечно, ничтожно, и нахождение некоторого числа видов

объясняется тем, что кил представляет собою тонкодисперсный осадок, при отмучивании которого легко удаётся произвести обогащение раковин из большого объема породы. Интересно, что по своему составу фораминиферы кила представляют обедненный комплекс видов, обычных для сенонских мергелей. По своему фациальному составу комплекс этот необычайно резко отличается от сообщества фораминифер кавказских пальчикинов, где преобладают примитивные песчаные фораминиферы, типичные для холодных палеоценовых морей. Судя по преобладанию аномалинид, крымские килы являются скорее всего мелководными образованиями, возникшими в условиях сравнительно умеренной температуры окружающей среды. Таким образом, состав фораминифер пальчикинов и крымского кила показывает, что близкие по своему типу породы могут возникать при различных условиях внешней среды при наличии одного общего фактора, обуславливающего накопление в них глинистого вещества.

### СРАВНЕНИЕ СХЕМЫ СТРАТИГРАФИИ СРЕДНИХ ГОРИЗОНТОВ ВЕРХНЕМЕЛОВОЙ ТОЛЩИ КРЫМА, ДОНЕЦКОГО КРЯЖА И ЗАПАДНОГО КАВКАЗА

Изложенные выше данные показывают, что в К р ы м у, на всем протяжении полосы верхнемеловых отложений от Бахчисарая до Белогорска, присутствие коньякских слоев не доказано. Обычно здесь непосредственно на верхнетуронских известняках залегают сенонские отложения. Нижние горизонты сенона в ряде районов также отсутствуют: в разрезах у Белогорска и Симферополя нижним членом трансгрессивно залегающей серии являются кампанские мергели, и только возле Бахчисарая нижние горизонты мергелей соответствуют сантонским отложениям.

Эта схема строения средних горизонтов верхнемеловой толщи Крыма вполне соответствует тем взаимоотношениям, которые мы наблюдаем в близлежащих областях. Наиболее близкие по своему строению разрезы верхнемеловых отложений мы находим по южной окраине Донецкого кряжа и на Северном Кавказе. Чтобы иметь возможность сопоставить интересующие нас разрезы, мы рассмотрим вкратце стратиграфию этих областей.

Верхнемеловые отложения по южной и западной окраинам Д о н е ц к о г о к р я ж а до последнего времени были изучены менее подробно, чем по северному склону. Пользуясь любезным разрешением Н. Т. Зоннова и М. В. Муратова, мы приведем некоторые результаты наблюдений названных исследователей.

По данным М. В. Муратова, в Краматорском районе развита толща белого мела с кремневыми конкрециями. В нижних горизонтах этой толщи встречаются *Inoceramus lamarcki* P a r k. (W o o d s) и многочисленные фораминиферы, из которых особенно важны: *Stensioina praeexsculpta* K e l l e r, *Globotruncana linnaeana* (d' O r b.), *Anomalina ammonoides* R e u s s и другие виды, составляющие комплекс, обычный для верхнего турона. В верхних горизонтах той же толщи белого мела *Inoceramus lamarcki* исчезает, вместо него появляются крупные, неопределимые до вида, иноцерамы и фораминиферы, не встречающиеся в нижележащих отложениях. Среди них находятся *Stensioina exsculpta* (R e u s s) и *Anomalina clementiana* d' O r b., свойственные лишь коньякским и более молодым отложениям. Возраст заключающих их слоев устанавливается как коньякский. Таким образом, коньякские отложения Краматорского

района тесно связаны с верхнетуронскими, составляя с ними единую толщу.

Строение более высоких горизонтов верхнего мела изучено в 1939 г. Н. Т. Зоновым в окрестностях Амвросиевки. Здесь на туронско-коньякской толще, а местами и непосредственно на каменноугольных известняках залегают песчанистые мергели и песчаники верхнего сантона с *Actinocamax granulatus* Blainv. и многочисленными фораминиферами, составляющими комплекс, обычный для сантонских отложений Днепропетровско-Донецкой впадины. Эти отложения покрываются мощной толщей зеленоватых мергелей. Фораминиферы, встречающиеся в мергелях, свидетельствуют о кампанском возрасте этих отложений, что доказывается находением среди них таких видов, как *Flabellamina simplex* Reuss, *Heterostomella convergens* Keller, *Bolivinoidea decorata* (Jones), *Anomalina rubiginosa* Kalinin, *Cibicides voltzianus* (d'Orb). Немного выше в той же толще попадаются *Belemnitella mucronata* Schloth. и некоторые фораминиферы, не встречавшиеся в нижележащих отложениях. Из них важно отметить присутствие *Bolivina incrassata* Reuss, появляющейся только в верхних горизонтах кампанских отложений.

Из сказанного следует, что сенонские отложения в окрестностях Амвросиевки начинаются песчанистыми мергелями верхнего сантона с *Actinocamax granulatus* Bl., залегающими резко трансгрессивно на подстилающих отложениях, а выше этих слоев располагается однородная толща мергелей кампанского яруса.

Такие же взаимоотношения имеют место и на Северо-Западном Кавказе между рр. Белой и Лабой. Здесь, по нашим данным, коньякские отложения тесно связаны с верхнетуронскими, составляя с ними единую известняковую толщу. Вышележащая сенонская толща, представленная главным образом известняками или зеленоватыми мергелями, развитыми преимущественно лишь в нижних ее горизонтах, относится в значительной своей части к кампанскому ярусу. Лишь местами в основании трансгрессивно залегающей серии можно предполагать присутствие сантонских отложений. Любопытно, что на Кавказе, по р. Ходзь ниже станицы Бесленевской, так же как и в Симферопольском районе Крыма, в основании толщи известняков верхнего кампана был встречен прослой кила.

Приведенные данные свидетельствуют о близком сходстве в строении средних горизонтов верхнемеловой толщи Крыма, южной окраины Донецкого края и Северо-Западного Кавказа, что ясно видно из табл. 2.

Эта таблица показывает единство строения верхнего мела во всех трех областях. И в Крыму, и на южной окраине Донецкого края, и на Северо-Западном Кавказе трансгрессивно на туронско-коньякской толще залегают верхнесантонские или кампанские отложения. Это единство схемы строения верхнемеловых отложений дает возможность предполагать, что коньякские слои в Крыму до размыва их в предсантонское время были тесно связаны с верхнем туронским и составляли с ним единую толщу известняков с кремневыми конкрециями. Возможно, что кое-где коньякские отложения уцелели от размыва и сохранились в зонах максимального прогибания предсантонского времени (р. Бельбек). Точно так же в этих областях можно ожидать встретить и нижние горизонты сантона (слои с *Inoceramus cardissoides*). Во всей же области Центрального Крыма, от Бахчисарая до Белогорска, эти средние горизонты верхнемеловой толщи оказались нацело уничтоженными.

Сопоставление разрезов верхнемеловых отложений Крыма, южной окраины Донецкого края и Северо-Западного Кавказа

Ярус	Крым	Южная и западная окраины Донецкого края	Северо-Западный Кавказ
Кампан верхний	Мелоподобные известняки с <i>Belemnitella mucronata</i> Schloth., <i>Orbignyna ovata</i> Hag., <i>Bolivina incrassata</i> Reuss Залегание трансгрессивное <sup>1</sup>	Мергели с <i>Belemnitella mucronata</i> Schloth., <i>Bolivina incrassata</i> Reuss Залегание согласное	Известняки с <i>Bolivina incrassata</i> Reuss, <i>Orbignyna ovata</i> Hag. и др. Залегание согласное
Кампан нижний	Светлые известняки и зеленоватые мергели с фораминиферами Залегание трансгрессивное <sup>1</sup>	Зеленоватые мергели с фораминиферами Залегание трансгрессивное	Светлые известняки и зеленоватые мергели (внизу) с фораминиферами Залегание трансгрессивное
Сантон верхний	Плитчатые известняки и зеленоватые мергели с фораминиферами Залегание трансгрессивное <sup>1</sup>	Песчанистые мергели с <i>Actinocamax granulatus</i> Blainv. и фораминиферами Залегание трансгрессивное	Отсутствует
Сантон нижний	Отсутствует	Отсутствует	Отсутствует
Коньяк	Светлые мелоподобные известняки (р. Бельбек). Обычно отсутствуют Залегание согласное	Белый мел и мелоподобные известняки с желваками кремней Залегание согласное	Мелоподобные известняки Залегание согласное
Турон верхний	Белые известняки с <i>Inoceramus lamarcki</i> Park (Woods)	Мелоподобные известняки с <i>Inoceramus lamarcki</i> Park. (Woods)	Известняки с <i>Inoceramus lamarcki</i> Park. (Woods)

<sup>1</sup> В данном случае мы можем говорить, конечно, не о трех трансгрессиях, а о трансгрессии, начавшейся в сантоне и закончившейся в верхнем кампане.

## ЛИТЕРАТУРА

- Архангельский А. Д. Верхнемеловые отложения востока Европейской России. «Материалы геол. Росс.», 1912, т. 25.
- Вебер Г. и Малышева В. Sur la stratigraphie du Mesocrétacé et Neocrétacé de la Crimée. [О стратиграфии среднего и верхнего мела Крыма]. «Bull. Soc. Géol. France», vol. 23, 1923.
- Ланге О. К. и Мирчинк Г. Ф. О верхнемеловых и третичных отложениях в окрестностях Бахчисарая. «Бюлл. МОИП», 1909, т. 23, с. 26—42.
- Лучицкий В. И. Месторождения кила в Крыму. «Горн. журн.», 1923, № 5, с. 249—255; № 6, с. 313—317; № 7, с. 378—385.
- Прендель Р. Геологический очерк меловой формации Крыма и слоев, переходных к эоцену. «Зап. Новорос. об-ва ест.», 1876, т. 4, вып. 1.
- Романовский Г. Геологический очерк Таврической губернии. «Горн. журн.», 1867, № 3.
- Слудский А. Ф. Note sur la craie supérieure et le paléocène de la Crimée. [О верхнем меле и палеоцене Крыма]. «Bull. Soc. Nat. Moscou», 1910, № 1—3, p. 366—376.
- Du bois de Montpreux. Voyage autour du Caucase. T. V, VI. Formation crétacée à Bachtschisarai. Paris, 1843, p. 349.
- D'Orbigny A. Paléontologie du voyage de M. Hommaire de Hell dans les steppes de la mer Caspienne, le Caucase, la Crimée et la Russie méridionale. В кн.: Hommaire de Hell. Voyage dans les steppes de la mer Caspienne (1843—1845), p. 421.
- Huot. Voyage géologique en Crimée et dans l'île de Taman. В кн.: Voyage dans la Russie méridionale et la Crimée par la Hongrie, la Valachie et la Moldavie, exécuté en 1837 sous la direction de M. Anatole de Demidoff. Paris, 1842 (Верхнемеловые отложения, с. 414—425).

---

Действ. член АН УССР А. Н. КРИШТОФОВИЧ  
и Т. Н. БАЙКОВСКАЯ

## САРМАТСКИЕ РАСТЕНИЯ ИЗ АМВРОСИЕВКИ В ДОНЕЦКОМ БАССЕЙНЕ

Сарматскую и вообще миоценовую флору стали изучать в нашей стране в числе последних, как отмечает А. Н. Криштофович, описавший первые ее находки у дер. Бондаревки в Подолии, у Липкан близ г. Хотина и у г. Орехова на р. Конке (Криштофович, 1912). Вслед за открытием этих сравнительно бедных местонахождений миоценовой флоры, не давших и по десятку видов, стала известна чрезвычайно богатая сарматская флора с южной окраины Донецкого бассейна, открытая там А. А. Снятковым и Б. Ф. Меффертом в 1912 г. на правом берегу р. Крынки, у дер. Александровки, в 10 км от станции железной дороги Матвеев Курган (Криштофович, 1914, 1916, 1931). На основании указаний, полученных от упомянутых геологов, А. Н. Криштофович, вскрыв выход глин у Александровки, в течение ряда лет производил сборы растительных остатков и опубликовал несколько работ, касающихся лишь части собранного материала, в том числе были описаны все хвойные и односеменодольные.

Однако, прежде чем было закончено описание коллекций с Крынки, было открыто новое местонахождение, содержащее не менее богатую и разнообразную флору, притом несколько отличную от флоры Крынки. Это местонахождение, открытое партией С. Ф. Малявкина и Ф. М. Полонского в 1926 г., находится километрах в 30 от Александровки, в области развития песчаной толщи, возраст которой до того считался олигоценным. Местонахождение расположено в 3 км к северу от линии железной дороги и станции Амвросиевки.

Условия залегания слоев, содержащих растительные остатки, представляются в таком виде. В задней стенке карьера № 11 на поверхности мелового мергеля залегает пласт сероватой, желтоватой или зеленоватой глины чрезвычайно тонкого сложения, принимающей иногда розоватый оттенок. Местами эта глина переполнена прекрасными отпечатками листьев, которые были собраны здесь в большом количестве, без значительного вскрытия породы, А. Н. Криштофовичем в 1935 г. при участии студента Ленинградского университета.

Как и в Александровке, остатки растений здесь представляют типичные отпечатки, без каких бы то ни было следов растительного или углистого вещества, лишь иногда носящие более или менее заметную коричневатую, желтую и розоватую окраску, причем сохранность отпечатков превосходна.

Ископаемые растения Амвросиевки представляют тот же флористический комплекс, несколько отличающийся от александровского только



экологически. Так, в местонахождении у Александровки явно преобладает каштан (*Castanea*), изобилует граб (*Carpinus*), ольха (*Alnus*), орешник (*Corylus*), много *Sapindus*, довольно много хвойных (*Taxodium*), а из лиан — *Rhus* и *Smilax*.

Из вечнозеленых в Александровке определенно установлен только *Laurus Guiscardi*.

Амвросиевский комплекс отличается следующими особенностями: болотный кипарис (*Taxodium*) здесь совершенно отсутствует, каштан представлен далеко не в таком количестве, как в Александровке, но зато здесь больше бука, который вместе с каштаном и является основной породой ископаемого фитоценоза. Отмечается большое число видов дуба. Лиана *Rhus quercifolia* представлена здесь значительно слабее. По крайней мере, некоторые из амвросиевских дубов могут быть вечнозелеными, что позволяет допустить вообще несколько большее значение среди сарматской флоры юга Украины вечнозеленых компонентов, чем можно было заключить на основании изучения флоры только одной Крынки.

В данной статье описаны следующие виды из амвросиевского местонахождения:

<i>Juglans acuminata</i> A. Braun	<i>Cercidiphyllum crenatum</i> (Heer)
<i>Platanus bilineata</i> (Ung.) Kryshch.	Brown
<i>Pterocarya castaneaeifolia</i> Menzel	<i>Magnolia</i> sp.
	<i>Crataegus sarmatica</i> sp. n.
<i>Castanea atavica</i> Unger	<i>Sorbus praegracca</i> sp. n.
<i>Fagus orientalis</i> Lipsky var.	<i>S. praetorminalis</i> sp. n.
<i>fossilis</i> Kryshch.	<i>Rhus juglandogene</i> Etingsh.
<i>Quercus neriifolia</i> A. Braun	<i>R. quercifolia</i> Goepfert
	<i>Nyssa</i> sp.
<i>Q. hyrgitica</i> sp. n.	<i>Vitis teutonica</i> A. Braun
<i>Q. pseudorobur</i> Kovats	<i>Acer polymorphum</i> Sieb. et
<i>Q. pseudocastanea</i> Goepfert	Zucc. v. <i>miocenicum</i> Menz.
<i>Q. pseudoilex</i> Kovats	<i>A. subcampestre</i> Goepfert
<i>Zelkova Ungeri</i> Kovats	<i>Hibiscus</i> sp.
<i>Liquidambar europaeum</i> A. Braun	<i>Firmiana tridens</i> (Ludw.)
<i>Fothergilla Ungeri</i> Kovats	Kryshch.

Эти 26 видов преобладают и, во всяком случае, характерны и заметны во флоре Амвросиевки; из них четыре вида — новые.

Из описанных видов во флоре Александровки пока не были еще найдены: *Pterocarya castaneaeifolia*, *Quercus neriifolia*, *Q. pseudorobur*, *Q. pseudoilex*, *Q. hyrgitica*, *Liquidambar europaeum*, *Fothergilla Ungeri*, *Magnolia* sp., *Crataegus sarmatica*, *Sorbus praegracca*, *S. praetorminalis*, *Rhus juglandogene*, *Nyssa* sp., *Cercidiphyllum crenatum*, *Vitis teutonica* (всего 15 видов). Весьма вероятно, что часть их найдется еще при дальнейшем изучении материала из Александровки (семена *Nyssa* там есть заведомо), но несомненно, что они там не характерны и не выделяются.

Кроме четырех видов, новых вообще, четыре других приводятся впервые из СССР: *Quercus pseudorobur*, *Q. pseudoilex*, *Fothergilla Ungeri*, *Rhus juglandogene*. *Vitis teutonica* лишь недавно был приведен из миоценовой флоры Иртыша (Криштофович и Борсук, 1939).

Другие интересные виды — *Pterocarya castaneaeifolia*, *Quercus neriifolia* и *Liquidambar europaeum* — еще не приводились из нашего миоцена,

за исключением недавно описанной флоры Стерлитамака, где оказались два последних вида, и Иртыша близ г. Тары, где во множестве был найден первый вид. *Liquidambar* был типичнейшим растением всех тургайских флор от Урала до Сахалина, а *Quercus neriifolia* обильно представлен во флоре палеогеновых песчаников Украины и юга РСФСР и установлен во флоре Стерлитамака.

Отсутствие во флоре Амвросиевки *Taxodium*, ольхи, орешника, лиан *Smilax*, *Rhus* и, наоборот, прибавление здесь компонентов, мало типичных или вовсе не типичных для флоры Крынки, как, например, виды *Quercus* (*Q. neriifolia*, *Q. pseudoilex*), два вида *Sorbus*, сообщает этой флоре несколько более сухолюбивый габитус, чем свойственный флоре Александровки, но едва ли это дает основание думать, что возраст этих флор мог быть существенно различен. Для окончательных выводов необходима тщательная обработка коллекций полностью из обоих местонахождений.

Летом 1937 г. в амвросиевском местонахождении Т. Н. Байковская произвела некоторые биостатистические работы с подсчетом процентного отношения листьев различных видов; результаты их будут описаны впоследствии. Обработка описываемой коллекции далеко не исчерпывает всего материала, но тем не менее она уже много добавляет к нашим познаниям сарматской флоры юго-востока Украины. Надо, кроме того, отметить, что большая коллекция растительных остатков, собранная партией Ф. М. Полонского, пополненная сборами Н. В. Пименовой, была обработана последней в Киеве. Можно считать, что в настоящее время нам из обоих местонахождений, александровского и амвросиевского, известно до 200 видов, преимущественно деревьев и кустарников.

Работа по миоценовой флоре юга Украины приобретает теперь особенный интерес ввиду возможности (чего нельзя было сделать лет 25 назад) вести широкие сравнения, с одной стороны, с новооткрытой плиоценовой флорой Болгарии (Стефанов), с переработанной заново миоценовой флорой Шосница в Силезии (Kräusel), а с другой — с миоценовыми флорами Кавказа и западного склона Урала (Ромодановка, Сидтик-Муллина и др.). Некоторые сопоставления уже сделал А. Н. Криштофович в статье, помещенной в сборнике памяти академика А. В. Фомина (1938). Наши выводы приобретают теперь значительно больший вес после того, как А. Н. Криштофовичем была более точно выяснена история развития тургайской и полтавской флор.

Как очень важный факт можно отметить постепенно все более выступающее сходство сарматской флоры юга Украины с современной реликтовой флорой Кавказа. Так, например, наш бук скорее всего должен быть определен как *Fagus orientalis*; во флоре Крынки одна ольха оказалась очень близкой к кавказской ольхе *Alnus subcordata*. Наконец, в сарматской флоре отмечается все большее участие средиземноморских элементов, ранее в этой флоре терявшихся среди преобладающих восточноазиатских и американских, т. е. тургайских представителей. Тем не менее остается совершенно ясным, что хотя значение в ней вечнозеленых растений, вероятно, еще повысится, они во всяком случае играли в сарматский век очень малую роль, о чем можно судить хотя бы по составу господствующей растительной формации каштаново-буковых и дубовых лесов, свойственных сарматской равнине. Однако все особенности этой формации могут быть выяснены только путем обработки всего материала.

Сарматские отложения Амвросиевки представляют собой пачку песчаных и глинистых слоев, толщиной около 6,5 м, залегающих на меловых

мергелях и покрытых крупнозернистыми песчаными и галечниковыми четвертичными отложениями.

Растительные остатки встречаются уже в верхней части песков, залегающих непосредственно на мергеле; однако материалом для данной работы послужили отпечатки из тонкослоевой серовато-белой глины средней части обнажения, наиболее богатой растительными остатками и наиболее легко поддающейся раскалыванию без особенной порчи отпечатков. Мощность этого слоя глины достигает в среднем 1,2 м. Ниже ее, под песками залегают разноцветные глины — от светложелтой до красноватой, с небольшими железистыми и песчаными прослойками. Из этих слоев имеется только несколько экземпляров отпечатков. Серовато-белую глину с отпечатками покрывает несколько более темная неслоистая глина, в которой, кроме немногочисленных водорослей, растительные остатки совершенно отсутствуют.

Описываемый здесь материал был собран А. Н. Криштофовичем, причем им были сделаны предварительные определения. Окончательное определение и описание ископаемого материала велось под его же руководством Т. Н. Байковской, на месте изучавшей условия отложения и количественные отношения компонентов амвросиевской флоры.

### ОПИСАНИЕ МАТЕРИАЛА

#### 1. *Juglans acuminata* A. Braun

Табл. I, фиг. 3, 4

1852. Weber, Die Tertiärflora der niederrheinischen Braunkohlenformation, p. 210, t. XXIII, fig. 8.  
 1859. Nees, Flora tertiaria Helvetiae, vol. III, p. 88, t. CXXV, CXXIX.  
 1868. Nees, Miocene Flora von Nordgrönland, p. 124, t. VII, XII, XLIX.  
 1869. E t t i n g s h a u s e n, Die fossile Flora des Tertiärbeckens von Bilin, Teil III, p. 45, t. LI, fig. 13.  
 1914. К р и ш т о ф о в и ч, Последние находки остатков сарматской и мэотической флоры на юге России, с. 593.  
 1919. K r ä u s e l, Die Pflanzen des schlesischen Tertiärs, p. 161, t. 25, fig. 2, 6.  
 1920. K r ä u s e l, Nachträge zur Tertiärflora Schlesiens, Teil III, p. 387, t. 5, fig. 1.

Представлен несколькими отпечатками отдельных листочков. Один из них — отпечаток почти цельного, эллиптической формы, бокового листочка, длиной 8—7,7 см, шириной 4,4—4,5 см. Не сохранился лишь верхний конец его, а также справа повреждена листовая пластинка. Наибольшая ширина — в середине. Главная жилка толстая, постепенно утончающаяся к верхней части листочка. Вторичные жилки, слегка дугообразно изогнутые, в числе шести, отходят от главной под углом 45—55°; нижние жилки — супротивные, верхние — очередные. Не доходя до края листа, они загибаются параллельно ему и петлевидно соединяются между собой. Третичные жилки в большинстве случаев отходят от вторичных почти под прямым углом и соединяют их между собой. Вторичные, а также и третичные жилки, расположенные около края листа, оканчиваются ясно-камптодромно.

Остатки листьев *Juglans acuminata* в большом количестве встречаются в третичных отложениях Западной Европы и были обнаружены также в сарматских отложениях Крынки, а в Азии широко представлены в третичной флоре вообще.

Геер указывает *J. acuminata* как обычный вид в миоценовых отложениях Энингена, Альбиса, Меццельна, Кальвера, Лозанны, Монода, верховий р. Роны (отложения двух последних местонахождений относятся к аквитанскому ярусу), Эрица (лангский ярус) и Шроцбурга (тортонский ярус).

## 2. *Hicoria bilinica* (Ung.) Krysh t.

Табл. I, фиг. 1, 2

1840. *Juglans bilinica*, U n g e r, Genera et species plantarum fossilium, p. 469.  
 1853. *Carya bilinica*, E t t i n g s h a u s e n, Beitrag zur Kenntnis der fossilen Flora von Tokay, p. 35, t. III, fig. 6.  
 1859. *Juglans bilinica* U n g., H e e r, Flora tertiaria Helvetiae, pars III, p. 90, t. CXXX, fig. 5—9.  
 1910. *Juglans bilinica* U n g., К р и ш т о ф о в и ч, О нахождении верхнетретичных остатков в Херсонской губернии, с. 173.  
 1912. *Carya bilinica* (U n g.) E t t., К р и ш т о ф о в и ч, Новые находки молодой третичной и послетретичной флоры в Южной России, с. 5.  
 1914. *Juglans bilinica* U n g., К р и ш т о ф о в и ч, Последние находки остатков сарматской и мезотической флоры на юге России, с. 593.  
 1931. *Hicoria bilinica* (U n g.), К р и ш т о ф о в и ч, Сарматская флора с р. Крынки, с. 4.

В коллекции имеются всего два отпечатка листочков *Hicoria bilinica*, из которых один двойной. Оба представляют только средние части листовой пластинки. Тем не менее характерная зубчатость края, жилкование и величина сохранившихся частей заставляют отнести эти остатки к указанному виду. Листовая пластинка удлинненно-эллиптической формы с хорошо выраженной главной жилкой. От нее отходят под углом 50—60° очередные слегка дугообразно изогнутые вторичные жилки. Не доходя до края листа, они несколько изгибаются вверх и петлевидно соединяются между собой. Многие вторичные жилки дихотомически разветвляются, и их ветви краспедодромно оканчиваются в зубчиках края, что наиболее резко проявляется у более короткой веточки вторичной жилки. Впрочем, многие авторы, повидимому, считают подобные ответвления не дихотомией, а отходящими от вторичных жилок третичными жилками. В таком случае приходится признать окончание вторичных жилок преимущественно камптодромным.

Между вполне развитыми вторичными жилками от главной отходит большое количество параллельных тонких дополнительных жилок. Сеть третичных жилок на двойном отпечатке выражена не резко. Лучше она заметна на меньшем втором отпечатке. Она представляется в виде сети жилок, образующих неправильные многоугольники (обычно пятиугольники). Многие третичные жилки краспедодромно оканчиваются в крае листа: часть из них соединяется между собой. Внутри ячеек сети третичных жилок располагается сеть еще более мелкого порядка. Край листа мелкопильчатый. Зубцы направлены несколько вверх.

Как видно из синонимии, *Hicoria bilinica* под названием *Juglans bilinica* и *Carya bilinica* часто описывалась из миоценовых отложений Западной Европы, а также приводилась из третичных отложений юга Украины.

Из современных видов семейства Juglandaceae *Hicoria bilinica* имеет наибольшее сходство с *Carya tomentosa* N u t t. (*Hicoria alba* B r i t t.), произрастающей в восточных штатах Северной Америки.

3. *Pterocarya castaneaefolia* Menzel

Табл. I, фиг. 5

1906. Menzel, Ueber die Flora der Senftenberger Braunkohlenablagerungen, p. 27, t. VIII, fig. 6, 7.  
 1926. Principi, Nuovo contributione allo studio della flora sarmaziana di Polenta, p. 26, t. III—IV, fig. 10, 17.  
 1927. Криштофович, Новые данные к верхнетретичной флоре Северо-Западной Сибири, с. 753, т. 41, фиг. 2, 3, 4, 5.  
 1929. *Pterocarya caucasica* C. A. M., Stojanoff u. Stefanoff, Beitrag zur Kenntnis d. Pliozänflora der Ebene von Sofia, p. 34, t. V, fig. 1.  
 1935. *Pterocarya caucasica* C. A. M., Stefanoff a. Jordanoff, Studies upon the pliocene flora of the plain of Sofia. p. 42, t. XV, fig. 3—4.

Имеется только один отпечаток средней части листочка ланцетной формы с наибольшей шириной (1,2 см) в средней части листовой пластинки. Край листа мелкопильчатый. От слегка изогнутой главной жилки отходят почти под прямым углом слегка извилистые, дугообразно изогнутые вторичные жилки. Приближаясь к краю, они загибаются параллельно ему и соединяются между собой, образуя брохидромную замкнутую сеть. В промежутках между вторичными от главной жилки отходят недоразвитые или дополнительные вторичные жилки. Третичные жилки видны неясно; они образуют изломанные и изогнутые линии между вторичными жилками или переплетаются между собой, образуя сеточку с неправильными ячейками. По всем признакам лист имел тонкую и нежную консистенцию, как это в большинстве случаев наблюдается и у современных листьев семейства Juglandaceae.

Аналогичные отпечатки были указаны Менцелем в 1906 г. в миоценовых отложениях Пруссии, встречаются в плиоцене Болгарии, а у нас — в Сибири на р. Иртыше (Криштофович, 1927). Листья *Pterocarya castaneaefolia* обнаруживают наибольшее сходство с листьями современной *Pterocarya caucasica*. П. А. Никитин указывает на широкое распространение пыльцы *Pterocarya* в третичных и даже в четвертичных отложениях Западной Сибири.

4. *Castanea atavia* Unger

Табл. I, фиг. 8; табл. II, фиг. 2, 3, 4

1850. Unger, Fossile Flora von Sotzka, p. 34, t. X, fig. 5—7.  
 1855. Goepfert, Die tertiäre Flora von Schossnitz in Schlesien, p. 18, t. V, fig. 12, 13.  
 1855. *Quercus gigas*, Goepfert, Die tertiäre Flora von Schossnitz in Schlesien, p. 16, t. VIII, fig. 2.  
 1855. *Quercus crassinervia*, Goepfert, Die tertiäre Flora von Schossnitz in Schlesien, p. 16, t. VIII, fig. 1.  
 1856. *Castanea Kubinyi*, Kovats, Fossile Flora von Erdöbenye, p. 25, t. III, fig. 1—7.  
 1906. Menzel, Ueber die Flora der Senftenberger Braunkohlenablagerungen, p. 58, t. IV, fig. 1—4, 8; t. III, fig. 14, 15, 19.  
 1912. Криштофович, Новые находки молодой третичной и послетретичной флоры, с. 3, табл. I, фиг. 9, 10.  
 1914. Криштофович, Последние находки остатков сарматской и мэотической флоры на юге России, с. 594.  
 1916. Криштофович, Некоторые представители китайской флоры в сарматских отложениях на р. Крынке, с. 1292.  
 1919. Kräusel, Die Pflanzen des schlesischen Tertiärs, p. 130, t. II, fig. 12.  
 1920. Kräusel, Nachträge zur Tertiärfloora Schlesiens, Teil III, p. 396, t. 2, fig. 6.  
 1926. Principi, Nuovo contributione allo studio della flora sarmaziana di Polenta, p. 19, t. I—II, fig. 12; t. III—IV, fig. 4.

1929. *Castanea vesca* Gärt n., St o j a n o f f u. S t e f a n o f f, Beitrag zur Kenntnis d. Pliozänflora der Ebene von Sofia, p. 45, t. V, fig. 11—12.  
 1935. *Castanea vesca* Gärt n., S t e f a n o f f a. J o r d a n o f f, Studies upon the pliocene flora of the plain of Sofia, p. 38, t. IX, fig. 2.  
 1937. К р и ш т о ф о в и ч, Двадцать лет советской палеоботаники, с. 161, фиг. 15.

В материале встречаются многочисленные отпечатки листьев каштана, однако почти все образцы представляют собой лишь отдельные обломки главным образом средних участков листьев. В большинстве случаев они крупные, длинно-эллиптические, заострены кверху и обычно закруглены у основания. Так как отпечатков отдельных экземпляров мало, то точное установление средних размеров листьев невозможно. Повидимому, длина их чаще всего колеблется в пределах от 10 до 15 см, а ширина от 4 до 6 см. Количество вторичных жилок, в зависимости от величины листа, варьирует между 11 и 14. Встречаются и совсем небольшие листья, всего 5—6 см длиной, а вместе с тем и очень крупные — до 20 см, но такие размеры являются все же исключением.

Наиболее широкая часть листа обычно находится около его середины, немного выше или ниже, но иногда встречаются отпечатки с расширенной верхней частью. Такая форма несколько напоминает листья дуба, в частности из секции *Robur*.

У листьев с широко закругленным основанием наибольшая ширина находится в нижней части, недалеко от основания. В таком случае весь лист принимает форму слегка яйцевидную, постепенно суживающуюся кверху. Таким образом, в форме листовой пластинки каштана наблюдаются всевозможные разновидности. Край листа также варьирует. По особенностям его можно установить две разновидности листьев: наиболее часто встречаются листья с небольшими резко очерченными зубцами, из которых обычно выдаются в виде щетинок окончания вторичных жилок; второй разновидностью являются листья с крупноволнистым краем, причем выпуклые части извилин приходятся на окончания вторичных жилок. Изредка можно наблюдать, что и здесь вторичные жилки выступают из края листа; обычно же вторичные жилки не выдаются. По этим двум особенностям отпечатки *Castanea* выделялись исследователями в различные виды — *Castanea Kubinyi* К о в. (с резко очерченными зубцами) и *Castanea Ungeri* Н е е г (с волнистым краем). В новейших работах (Стоянов и Стефанов, Менцель, Крейзель) все западноевропейские ископаемые каштаны объединяются в один вид — *Castanea atavia* U n g., причем, согласно Эттингсгаузену, считается, что наиболее древней формой следует признать *C. atavia*, у которой, в отличие от других форм, листовая пластинка постепенно суживается к основанию и верхушке. Затем следует *Castanea Ungeri* и, наконец, самый молодой тип — *Castanea Kubinyi*.

Однако, как было видно из предыдущего описания, в сарматских отложениях Амвросиевки встречаются листья каштана со всевозможными листовыми пластинками, а также с различным краем. При наблюдении над гербарными экземплярами современного каштана обнаруживаются, как и среди отпечатков, различные формы листьев. Среди гербарного материала имеются также листья с заметными шишами выступающих жилок и сглаженным краем — эти листья очень напоминают форму *Castanea Ungeri*. Таким образом, нецелесообразно выделять среди отпечатков каштана различные виды, но следует, конечно, указывать на характерные модификации листовой пластинки и края листа.

Главная жилка толстая, обычно совсем прямая. Вторичные жилки отходят от нее под углом 40—60° и направляются, следуя обычно парал-

лельно друг другу, к краю листа, где и заканчиваются краспедодромно или выступают в виде щетинок. Иногда вторичные жилки немного изгибаются или слегка веерообразно расходятся, приближаясь к краю. Третичные жилки на отпечатках большею частью хорошо заметны; они почти перпендикулярно отходят от вторичных и соединяют их между собой. В промежутках между третичными жилками расположена тонкая и очень мелкая сеть четвертичных жилок, которая часто хорошо видна.

Как можно видеть из настоящего описания и как это становится еще более ясным при сравнении отпечатков с гербарными экземплярами, третичный каштан является непосредственным предком современного *Castanea vesca* G ä r t n.

*C. atavia* встречается почти везде в миоценовых и плиоценовых отложениях Западной Европы, а также в значительном числе и в сарматских отложениях на р. Крынке и у г. Орехова.

### 5. *Fagus orientalis* Lipsky var. *fossilis* Kryshk.

Табл. I, фиг. 6, 7; табл. II, фиг. 1, 5

1847. *Fagus Deucalionis*, U n g e r, Chloris protogaea, p. 101, t. XXVII, fig. 5—6.  
 1855. *Fagus attenuata*. G o e p p e r t, Die tertiäre Flora von Schosnitz in Schlesien, p. 18, t. V, fig. 9.  
 1906. *Fagus ferruginea* A i t. *miocenica* M e n z., Menzel, Ueber die Flora der Senftenberger Braunkohlenablagerungen, t. III, fig. 4, 5, 10, 11; t. VIII, fig. 15.  
 1914. *Fagus Deucalionis* U n g., К р и ш т о ф о в и ч, Последние находки остатков сарматской и мезотической флоры на юге России, с. 594.  
 1922. *Fagus pliocenica* S a p., D e p a r e, Recherches sur la flore pliocène de la vallée du Rhône, p. 143, t. VI, fig. 1—5.  
 1935. *Fagus orientalis* Lipsky, S t e f a n o f f a. J o r d a n o f f, Studies upon the pliocene flora of the plain of Sofia, p. 36, t. VIII, fig. 6—7; t. IX, fig. 2—5.  
 1937. К р и ш т о ф о в и ч, Двадцать лет советской палеоботаники, с. 161, рис. 14.

Отпечатки бука, как и каштана, встречаются в большом количестве. Обычно отпечатки листьев бука находятся в хорошей сохранности, так что можно во всех деталях восстановить их особенности. Величина их очень разнообразна: длина варьирует от 3,3 до 8,7 см, ширина от 1,5 до 4,8 см. В большинстве случаев ширина листовой пластинки несколько больше или меньше половины длины ее, а именно: при длине 7,2 см наибольшая ширина колеблется в пределах 3,4—3,8 см, при длине 6 см преобладает ширина 2,8—2,9 см, а при длине 4,6 см ширина равна 2,6 см. Однако имеются также отпечатки довольно вытянутой формы, у которых при длине 8 см ширина составляет лишь 3,6 см, при длине 8,7 см — ширина равна 3,4 см. Наиболее распространены средние размеры листовых пластинок, длиной от 4,6 до 7,2 см при соответствующей ширине от 2,6 до 3,8 см. Всего удалось сделать 60 измерений листовых пластинок. У некоторых отпечатков сохранился черешок длиной от 0,1 до 0,9 см. Листовые пластинки овальной формы, заостренные к верхушке и суженные в нижней части. Основание округленное, с небольшой выемкой у главной жилки, часто слегка несимметричное. Наиболее широкая часть находится несколько выше или ниже середины листовой пластинки.

Главная жилка толстая, постепенно утончающаяся кверху. От нее отходят вторичные жилки под углом 40—45°, обычно в числе 11 с каждой стороны, реже 10 или 9. Наименьшее встреченное число жилок — 8, наибольшее — 13.

Вторичные жилки прямые, большею частью очередные. У своего основания они параллельны друг другу, но, приближаясь к краю листовой

пластинки, иногда слегка веерообразно расходятся и краспедодромно оканчиваются в зубчиках или тупых неровностях края.

Сеть третичных жилок очень слабо заметна, а иногда и совсем не видна. Третичные жилки тонкие, извилистые, соединяют между собой вторичные жилки. Иногда третичные жилки дихотомически разветвлены. На некоторых листьях сохранились четвертичные жилки, образующие мелкую сеть с неправильными ячейками четырехугольников. Край листовой пластинки обычно снабжен небольшими зубчиками, реже волнистый, иногда совсем гладкий.

Таким образом, на основании формы отпечатков, жилкования, зубчатости края и т. д. можно установить непосредственную близость между буком Амвросиевки и современным *Fagus orientalis*. Наибольшее сходство обнаруживается с кавказскими представителями этого вида. Кроме Амвросиевки, большое количество отпечатков бука найдено в сарматских отложениях Крынки. *Fagus* в виде близких и иногда, может быть, идентичных форм, встречен почти во всех миоценовых и плиоценовых местонахождениях флор Западной Европы.

### *Quercus* L.

Этот род представлен разнообразными, в большинстве случаев хорошо различающимися формами листьев: Существуют также и формы переходного характера, которые, может быть, указывают на генетическую связь между отдельными видами, но, возможно, являются лишь морфологическими модификациями. Это тем более вероятно, что листья современных дубов в пределах одного вида также сильно варьируют. С другой стороны, у совершенно разных видов часто встречаются внешне сходные листья. Таким образом, определение дубов по отпечаткам листьев является в ряде случаев лишь условным распределением форм листовых пластинок по различным группам. Действительное генетическое разделение невозможно на основании одних отпечатков листьев. Среди имеющихся образцов можно выделить следующие виды (может быть, морфологические группы), более или менее резко отличные друг от друга:

1) *Quercus neriifolia* A. Braun. 2) *Quercus hyrgitica* sp. nov. (переходная группа между листьями типа *Quercus neriifolia* и современного *Quercus cerris* L.); 3) *Quercus pseudorobur* Kovats; 4) *Quercus pseudocastanea* Goerpert.

### 6. *Quercus neriifolia* A. Braun

Табл. I, фиг. 2, б; табл. II, фиг. 7, 8

1856. Heer, Flora tertiaria Helvetiae, vol. II, p. 45, t. LXXIV, fig. 4—7.

1859. Gaudin et Strozzi, Contributions à la flore fossile italienne, vol. VI, p. 12, t. II, fig. 1.

1865. Saporita, Etudes sur la végétation du Sud-Est de la France à l'époque tertiaire, vol. II, p. 265.

1866. Etti n g s h a u s e n, Die fossile Flora des Tertiärbeckens von Bilin, p. 54.

1901. П а л и б и н, Некоторые данные о растительных остатках белых песков и кварцевых песчаников юга России, с. 472.

1938. К р и ш т о ф о в и ч, Миоценовая флора Украины и ее связь через Урал с третичной флорой Азии, с. 97, т. IV, фиг. 2, 3.

К этому виду относится несколько отпечатков узколанцетных листьев. В большинстве случаев сохранились средние части пластинок, тем не



менее принадлежность отпечатков к листьям указанного вида не оставляет сомнений благодаря хорошо выраженному жилкованию и общему очертанию. Главная жилка прямая, толстая; она едва заметно утончается, приближаясь к верхушке листа. От нее отходят дугообразно изогнутые вторичные жилки под углом 60—80°. Не достигая края листа, они дихотомически разветвляются и соединяются между собой, заканчиваясь, таким образом, камптодромно. В промежутках между вторичными жилками имеются недоразвитые дополнительные жилки. Они достигают только половины длины нормальных вторичных жилок и теряются в мелкой сети третичных жилок, образующих очень мелкие неправильные многоугольники. Край листа ровный, иногда слегка извилистый и, повидимому, загнутый вниз. Описываемые отпечатки *Q. neriifolia* несколько отличаются от изображенных у Геера тем, что имеют более узкие листовые пластинки и более постепенно суживаются к обоим концам.

*Q. neriifolia* был обнаружен в нескольких местонахождениях третичной флоры, именно — в среднем миоцене (Билин, Кёфлак) и в верхнем (Энинген, Валь д'Арно, Тоскана). У нас найден в олигоцене Тима (Курская область) и в миоцене Стерлитамака.

В настоящее время дубы с узкими гладкими листьями представлены только североамериканскими и восточноазиатскими видами. Рассматриваемые экземпляры имеют наибольшее сходство с листьями *Quercus Phellos* L., который распространен в районах Лонг-Айленд, Нью-Йорка и доходит на юге до Миссури, Флориды и Техаса.

### 7. *Quercus hyrgitica* sp. n.

Табл. II, фиг. 6; табл. III, фиг. 3

*Quercus hyrgitica* foliis elongatis, lanceolatis, vel rhombicis, basi cuneatis, apice paulo attenuatis, rotundatis vel acuminatis, margine basi integris, summa parte paene lobatis vel grosse dentatis, interdum tota margine undulatis: costa basi crassa, rapide attenuata, nervis secundariis 6—7, sub angulo 40—45° egredientibus, alternis, rarior oppositis, aliquando vix arcuatis, craspedodromis, in denticulis terminantibus nonnullis camptodromis ad marginem integram accessis, petiolo breve, crasso. *Q. hyrgitica* de Fluminis Hurgios (Донец) nomen capit.

Листья удлиненные, ланцетные или ромбические, при основании клиновидные, на верхушке несколько оттянутые, округлые или остроконечные, край листа при основании цельный, вверху зубчатый, почти с переходом в лопастность, иногда весь край волнистый; средняя жилка при основании мощная, быстро утончающаяся, вторичных жилок 6—7, выходящих под углом 40—45°, чередующихся, реже — противопоставленных, иногда слабо дугообразных, краспедодромных, оканчивающихся в зубчиках, иногда при приближении к краю камптодромных; черешок короткий, толстый. Назван по древнему имени р. Донца — Гиргис.

Среди отпечатков дубовых листьев имеются четыре экземпляра, которые нельзя связать с листьями ни одного известного ископаемого или современного вида. Данные отпечатки обладают ясно выраженными признаками двух видов — ископаемого *Q. neriifolia* и современного *Q. cergris*. Все четыре образца хорошо сохранились; три из них представляют совершенно цельные листья, а у четвертого, наиболее крупного, отсутствует слева край листа и часть той же стороны.

Несмотря на значительную разницу в величине эти листья обладают существенными общими признаками, которые и позволяют их объединить. Все они имеют удлиненно-ланцетную форму, иногда же становятся ромбическими благодаря несколько отстоящим средним зубцам. Наибольшая ширина листовой пластинки находится несколько выше середины ее,

Край листа в нижней части его — ровный; небольшие треугольные направленные вверх тупые зубчики начинаются около середины листа. Верхушка листа заостренная или слегка закругленная. По особенности очертания края исключение составляет лишь один самый крупный лист, у которого весь край слегка волнистый; несмотря на это отличие, его все же следует объединить с предыдущими листьями на основании общей формы и жилкования.

Главная жилка прямая, толстая. Вторичные жилки отходят обычно в числе 7 с каждой стороны, прямые или слегка изогнутые, очередные, изредка супротивные. Окончание их краспедодромное, преимущественно для тех жилок, которые идут в зубцы, и камптодромное преимущественно для нижних. Сеть третичных жилок хорошо видна только у самого маленького листа. Третичные жилки образуют изогнутые линии, соединяющие вторичные жилки, как у листьев многих дубов; внутри их расположена сеть жилок более мелкого порядка.

Удлиненная форма, цельный край в нижней части или неясная извилистость его (у одного экземпляра), постепенно суживающееся, почти клиновидное основание, частичное камптодромное жилкование — все эти признаки сближают рассматриваемые экземпляры с *Q. neriifolia*. Вместе с тем небольшие зубцы верхней половины, у которых одна сторона, образующая треугольник, значительно длиннее другой, направление этих зубцов, расширение листовой пластинки выше середины, вытянутая верхушка, а также краспедодромное окончание жилок в зубцах связывают данные отпечатки с листьями *Q. cerris*.

Таким образом, на основании данной характеристики становится ясной принадлежность этих отпечатков к листьям переходной формы между *Q. neriifolia* и *Q. cerris*. Возможно, конечно, что это сходство только внешнее. Вероятно также, что рассматриваемые экземпляры относятся к одной из форм дубов из секции *Ilex*. При просмотре гербарных экземпляров обнаружилось, что у последних наблюдается сходная изменчивость края листа. У дубов других секций также можно было найти аналогичные формы, но уже в виде исключения. Поэтому объединение данных отпечатков в переходную форму между *Q. cerris* и *Q. neriifolia* чисто условное, морфологическое, совершенно не претендующее быть генетической группировкой.

В западноевропейской литературе отсутствуют указания на нахождение сходных ископаемых листьев; отсутствуют подобные отпечатки и в других третичных отложениях СССР. Размеры отпечатков следующие (в см):

Длина	Ширина	Число жилок	Черешок
9,8	3,3	7	—
4,8	1,8	8	0,3
6	1,8	3	—
8	3	6?	0,5

#### 8. *Quercus pseudorobur* Kovats

Табл. III, фиг. 1, 2; табл. IV, фиг. 1

1856. Kovats, Fossile Flora von Erdöbenye, p. 23, t. II, fig. 9.

1859. *Quercus roburoides*, Gaudin et Strozzi, Contributions à la flore fossile italienne, vol. II, p. 44, t. III, fig. 14.

1922. *Quercus Mirbeckii*, Depape, Recherches sur la flore pliocène de la vallée du Rhône, p. 155, t. II, fig. 8.

1922. *Quercus hispanica*, De r a p e, Recherches sur la flore pliocène de la vallée du Rhône, p. 153, t. VII, fig. 10.  
 1929. *Quercus roburoides* G a u d., St o j a n o f f u. S t e f a n o f f, Beitrag zur Kenntnis der Pliocänflora der Ebene von Sofia, p. 63, t. VIII, fig. 1—4, 14.  
 1935. *Quercus roburoides* G a u d., S t e f a n o f f a. J o r d a n o f f, Studies upon the pliocene flora of the plain of Sofia, p. 41, t. XIV, fig. 1—5, t. XV, fig. 1—2.

К этому виду можно отнести семь отпечатков; два из них двойные. Все они обладают закругленными зубцами, переходящими в небольшие лопасти. Три листа имеют обратнояйцевидную форму. Остальные, насколько можно судить по обломкам, удлинённые, эллиптические. Только один небольшой хорошо сохранившийся отпечаток проявляет большое сходство с листьями *Quercus pedunculata* E h r h. Форма его слегка обратнояйцевидная, лопасти резко очерчены, верхушка вытянутая и наклонена несколько в сторону, как это часто наблюдается у дубов. Вторичные жилки в количестве 9 с каждой стороны, супротивные, средние — очерченные. Длина листа 7,3 см; наибольшая ширина отмечается несколько выше середины листовой пластинки и достигает 2,5 см. Размеры остальных листьев и количество жилок определить трудно, так как нет вполне цельных листьев. Несмотря на это, легко можно установить принадлежность отпечатков к дубам из секции *Robur*.

Жилкование почти у всех экземпляров хорошо выражено. Вторичные жилки чередующиеся краспедодромные, на некоторых отпечатках видны недоразвитые добавочные вторичные жилки. Жилки, прямые или слегка изогнутые, обычно слабо лучевидно расходятся, приближаясь к краю. Сеть третичных жилок типичная для всех дубов.

Данный вид установлен Ковацом в тортонском ярусе Эрдобенъ (Венгрия), описывался под другими названиями в тортонском ярусе Италии (Валь д'Арно), Тосканы и в плиоцене Болгарии. Конечно, нельзя утверждать, что все эти отпечатки относятся к одному виду, достоверно лишь, что все они являются представителями секции *Robur*. От современных листьев дубов этой секции данные отпечатки почти ничем не отличаются.

### 9. *Quercus pseudocastanea* G o e p p e r t

Табл. III, фиг. 4, 5

1852. G o e p p e r t, Beiträge zur tertiären Flora Schlesiens, p. 18, t. III, fig. 1, 2.  
 1854. U n g e r, Fossile Flora von Gleichenberg, t. II, fig. 7.  
 1858. *Fagus dentata* G o e p p., G a u d i n e t S t r o z z i, Mémoires sur quelques gisements des feuilles fossiles en Toscane, p. 32, t. VI, fig. 5; t. VII, fig. 1.  
 1859. *Quercus etymodrys* U n g., G a u d i n e t S t r o z z i, Contributions à la flore fossile italienne, vol. VI, p. 13, t. III, fig. 11.  
 1865. S i s m o n d a, Matériaux pour servir à la paléontologie du terrain tertiaire du Piémont, p. 45, t. XV, fig. 1, 2.  
 1906. M e n z e l, Ueber die Flora der Senftenberger Braunkohlenablagerungen, p. 63, t. VI, XVIII, XX, XXI.  
 1914. К р и ш т о ф о в и ч, Последние находки остатков сарматской и мезотической флоры на юге России, с. 594.  
 1919. K r ä u s e l, Die Pflanzen des schlesischen Tertiärs, p. 134, t. II, fig. 9, 10.

Хотя обнаружены лишь два отпечатка средних участков листа, все же принадлежность данных образцов к этому виду не оставляет сомнения. Оба отпечатка относятся, повидимому, к крупным листьям. Край усажен характерными заостренными или притупленными зубцами. Вторичные жилки чередующиеся, местами почти супротивные. Между ними располагаются слегка изогнутые пзвилистые третичные жилки. Окончание вторичных жилок краспедодромное.

Кроме Амвросцевки, *Q. pseudocastanea* часто встречается в сарматских отложениях Крынки, где также имеются отпечатки с тупыми и острыми зубцами.

В Западной Европе, как видно из списка литературы, этот вид также встречается почти во всех местонахождениях миоценовой флоры.

Рассматриваемый вид обнаруживает непосредственное сходство с современными дубами *Q. castanea* Mühlb. (*Q. acuminata* Sarg.) и *Q. castaneaefolia* C. A. Mey. Оба эти вида по листьям существенно различаются, и у того и у другого встречаются листья с тупыми и острыми зубцами края. *Q. castanea* распространен в Северной Америке от озера Онтарио до штата Техаса. *Q. castaneaefolia* произрастает в северном Иране и Закавказье.

#### 10. *Quercus pseudoilex* Kovats

Табл. III, фиг. 6

1856. Kovats, Fossile Flora von Erdöbenye, p. 22, t. II, fig. 6.  
 1856. *Quercus szirmayana*, Kovats, Fossile Flora von Erdöbenye, p. 24, t. II, fig. 4—5.  
 1856. *Q. urophylla* Ung., Kovats, Fossile Flora von Erdöbenye, p. 22, t. II, fig. 7—9.  
 1929. *Q. ilex* L., Stojanoff u. Stefanoff, Beitrag zur Kenntnis der Pliozänflora der Ebene von Sofia, p. 59, t. V, fig. 7—9.  
 1934. *Q. ilex* L., Стефанов и Иорданов, Дополнительные материалы за проучване фосилната флора на плиоценовите образувания при с. Курило, с. 17, табл. VI, фиг. 1—2.  
 1935. *Q. ilex* L., Stefanoff a. Jordanoff, Studies upon the pliocene flora of the plain of Sofia, p. 39, t. X, fig. 3—6.

К этой группе листьев дубов отнесен лишь один двойной отпечаток совсем цельного листа. Его структура и очертания настолько хорошо сохранились, что принадлежность данного экземпляра к дубам секции *Ilex* не вызывает сомнения.

Длина листа 4,3 см, ширина — 2,1 см. Форма эллиптическая, листовая пластинка слегка суживается к верхушке, а внизу образует закругленное основание. Край листа имеет небольшие зубчики, которые в некоторых местах сохранили еще заострения, но в большинстве представляют собой закругленные неровности, что можно объяснить условиями сохранения, а не первоначальными признаками листа.

Главная жилка толстая; в нижней части листовой пластинки ширина ее больше 1 мм. Она прямая, однако, приближаясь к верхушке листа, слегка изгибается. От нее отходят, почти всегда поочередно, 8 вторичных жилок, которые заканчиваются краснедромно в зубчиках края. Вторичные жилки прямые или дугообразно изогнуты, обычно параллельные, иногда расходящиеся. Некоторые вторичные жилки, приближаясь к краю листа, дихотомически разветвляются, что характерно для листьев современного *Q. ilex*. Третичные жилки отходят от вторичных почти под прямым углом и образуют между ними соединения в виде изогнутых или угловатых линий.

В ископаемом состоянии аналогичные отпечатки указываются Стефановым, Стояновым и Иордановым для плиоцена Болгарии и Ковацом для тортонского яруса Венгрии (Эрдобенье).

Все эти листья имеют большое сходство с листьями современных дубов секции *Ilex*, которые распространены главным образом в Средиземноморской области.

11. *Zelkova Ungeri Kovats*

Табл. IV, фиг. 2, 3

1840. *Ulmus praelonga*, Unger, Genera et species plantarum fossilium, p. 411.  
 1847. *Ulmus zelkovaefolia*, Unger, Chloris protogaea, t. 14, fig. 7—12.  
 1852. E t t i n g s h a u s e n, Die Tertiärflora von Häring, t. X, fig. 4, 5.  
 1856. H e e r, Flora tertiaria Helvetiae, vol. II, p. 60, t. LXXX.  
 1856. K o v a t s, Fossile Flora von Erdöbenye, p. 27, t. VI, fig. 1—6.  
 1859. L u d w i g, Fossile Pflanzen aus der ältesten Abteilung der Rheinisch-Wetterauer Braunkohle, p. 106, t. XXXVIII, fig. 9—11; t. XXXIX, fig. 1—10.  
 1865. S i s m o n d a, Matériaux pour servir à la paléontologie du terrain tertiaire du Piémont, p. 48, t. XVIII, fig. 2—4.  
 1867. U n g e r, Die fossile Flora von Kumi auf Euboea, p. 24, t. IV, fig. 10—16.  
 1867—1873. S a p o r t a, Etude sur la végétation du Sud-Est de la France, part III, p. 72.  
 1914. К р и ш т о ф о в и ч, Последние находки остатков сарматской и мезотической флоры на юге России, с. 594, табл. I, фиг. 3—4.  
 1919. K r ä u s e l, Die Pflanzen d. schlesischen Tertiärs, p. 163, t. 25, fig. 4; t. 26, fig. 13, 16.  
 1920. K r ä u s e l, Nachträge zur Tertiärflora Schlesiens, Teil III, p. 402, t. 5, fig. 8; t. 15, fig. 6.  
 1922. D e r a r e, Recherches sur la flore pliocène de la vallée du Rhône, p. 165, t. IX, fig. 1—4.  
 1937. К р и ш т о ф о в и ч, Двадцать лет советской палеоботаники, фиг. 13.

Многочисленные отпечатки *Zelkova* сильно варьируют по форме, тем не менее все их следует отнести к виду *Zelkova Ungeri* K o v a t s, так как они представляют, по всей вероятности, лишь листовые модификации. Аналогичная разнородность листьев была отмечена и западноевропейскими авторами (Лоран, Крейзель). Почти все отпечатки хорошо сохранились и представляют собой цельные, иногда с черешками, листья, сидящие на мелких побегах. Среди отпечатков выделяется двойной отпечаток веточки с пятью небольшими листьями. Листья очередные, короткочерешковые, продолговато-ланцетные. Два верхних наиболее крупные. Основание пластинки закругленное, коротко суженное; у нижних, наиболее мелких листьев оно несколько несимметричное, не суженное. Верхняя часть листа вытянутая, заостренная. Край с редкими треугольными мелкими зубцами; некоторые из них снабжены коротким острием. Главная жилка довольно толстая, постепенно утончается к верхушке. От нее отходят 7—8 вторичных жилок, краспедодромно заканчивающихся в зубцах, но с веточкой, идущей вниз к синусу между зубцами. Эта особенность разветвления вторичных жилок вполне постоянна, а следовательно, служит характерным признаком для рода *Zelkova*.

Длина листьев рассматриваемой веточки достигает 2,2—4 см, ширина 0,9—1,5 см. Другой отпечаток, представляющий более крупный лист, отличается от предыдущих листьев, не считая размеров (длина 6 см, ширина 2,7 см), более резко выраженной зубчатостью. Вторичных жилок также соответственно больше — 9. Кроме того, имеются листья и более широкой формы, с различно выраженной зубчатостью и т. д.

*Zelkova Ungeri*, судя по отпечаткам листьев, является предком *Z. crenata* S p r a c h., а также обнаруживает большое сходство с листьями японской *Z. keaki* M a u r. Оба эти современных вида обладают сильно варьирующей формой листьев.

Кроме сармата Крынки и Амвросиевки *Z. Ungeri* встречается почти во всех отложениях верхнего отдела третичной системы Европы. Шимпер указывает широкое распространение ее в аквитанском ярусе Греции, Веттерау, в майнском (бурдигальском) и гельветском ярусах Хорватии,

в энингенском ярусе Венгрии, в третичных отложениях Тосканы (тортонский ярус). Многочисленные остатки этого вида известны также из плиоцена Болгарии.

*Zelkova Ungerii* встречается также в арктических флорах (Исландия, Гренландия и Аляска) более древнего возраста, чем европейские.

## 12. *Liquidambar europaeum* А. Браун

Табл. II, фиг. 9; табл. IV, фиг. 7

1837. Braun, Catalogue of fossil plants of Oeningen, p. 115.  
 1847. Unger, Chloris protogaea, p. 120, t. XXX, fig. 1—5.  
 1853. E t t i n g s h a u s e n, Fossile Flora von Wien, p. 15, t. II, fig. 19—22.  
 1855. G o e r p e r t, Die tertiäre Flora von Schossnitz in Schlesien, p. 22, t. XII, fig. 6. 7.  
 1858. G a u d i n e t S t r o z z i, Mémoire sur quelques gisements des feuilles fossiles en Toscane, p. 30, t. V, fig. 1—3.  
 1859. H e e r, Flora tertiaria Helvetiae, pars II, t. LI, LII, fig. 1—8.  
 1859. M e y e r, Beiträge zur Naturgeschichte der Vorwelt, p. 89, t. XXV.  
 1866—1869. E t t i n g s h a u s e n, Die fossile Flora des Tertiärbeckens von Bilin, p. 84, t. XXIX, fig. 1.  
 1906. П а л и б и н, Ископаемые растения с берегов Аральского моря, с. 14, фиг. 2, табл. I, фиг. 3.  
 1915. К р и ш т о ф о в и ч и П а л и б и н, Новые материалы к третичной флоре Тургайской области, с. 1243, табл. I, фиг. 9.  
 1919. K r ä u s e l, Die Pflanzen des schlesischen Tertiärs, p. 166, t. XV, fig. 5, 10, 11.  
 1920. K r ä u s e l, Nachträge zur Tertiärflora Schlesiens, Teil III, p. 407.  
 1922. D e r a p e, Recherches sur la flore pliocène de la vallée du Rhône, p. 127, t. XIII, fig. 3.  
 1930. К р и ш т о ф о в и ч, Новые данные к вопросу о третичной и меловой флоре Арало-Каспийского края, с. 238, табл. I, фиг. 5—7.

В коллекции обнаружены два двойных отпечатка *Liquidambar* в виде маленьких трехлопастных листьев, имеющих форму равнобедренных треугольников с мелкопильчатым краем и слегка сердцевидным основанием. Сеть вторичных жилок заметна очень слабо. Черешок, переходя в лист, разветвляется на три первичные жилки, направляющиеся в лопасти листа.

*Liquidambar europaeum* широко распространен в неогене Европы — в энингенском ярусе Глейхенберга, Энингена, Шоссница, в аквитанском ярусе Веттерау, в гельветском ярусе Вены и т. д. В СССР *L. europaeum* найден в Стерлитамакском районе, дер. Сидтик-Муллина (Криштофович), в среднесарматской флоре близ Кишинева (Якубовская, 1950), особенно много его в тургайской флоре Азии. На Сахалине найдены *L. europaeum* и *L. formosanum*; последний широко развит в третичной флоре Японии.

## 13. *Fothergilla Ungerii* Коватс

Табл. IV, фиг. 5 и 6

1856. K o v a t s, Fossile Flora von Tallya, p. 50, t. I, fig. 6.

Обнаружены два отпечатка листьев этого вида. Один из них представляет почти цельный экземпляр эллиптической формы, суженный книзу и заостренный к верхушке. Длина листа 6,3 см, наибольшая ширина (ниже середины) 2,8 см. Основание несимметричное, закругленное, имеет большое сходство с основанием листа, изображенным в работе Коватса.

Жилкование листьев перистое. От основания главной жилки отходят под острым углом две базальные жилки. Главная жилка внизу толстая, постепенно утончается к верхушке. Базальные жилки значительно тоньше

главной. Вторичные жилки, в числе пяти, чередующиеся, прямые, краспедодромерно заканчивающиеся в крае листа. Край листа в нижней половине цельный, чуть извилистый. В верхней части извилины становятся более заметными и образуют маленькие лопасти.

Второй отпечаток представляет нижнюю половину листа с частично сохранившимся черешком. Основание клиновидно сужено, слегка несимметричное, как у предыдущего экземпляра, и постепенно переходит в черешок. Главная и базальные жилки хорошо видны. Базальные жилки образуют с главной очень острые углы. Они слегка дугообразно изогнуты и, подходя к краю, заканчиваются неясно камптодромерно. Вторичные жилки очередно отходят от главной. Две из них краспедодромерно заканчиваются в двух симметричных небольших лопастях, располагающихся выше середины листа. Выше лопастей лист не сохранился, но, по всей вероятности, постепенно суживается к верхушке. Сеть третичных жилок неясна.

Таким образом, наличие характерных базальных жилок, некоторая несимметричность основания и особенности края заставляют отнести эти два отпечатка к *Fothergilla Ungerii* Kovats. Для СССР этот вид указывается впервые. *F. Ungerii* ранее была обнаружена только Ковачем в эгингенском ярусе Талья (Венгрия).

В настоящее время от рода *Fothergilla* уцелело два вида в атлантических штатах Северной Америки (Каролина, Виргиния) — *F. carolina* Britt. (*F. alnifolia* L.), которая встречается в сухих сосновых и дубовых лесах, и *F. major* Lodd., произрастающая на склонах гор до высоты 1200 м; третий вид развит изолированно в Афганистане.

#### 14. *Cercidiphyllum crenatum* (Heer) Brown

Табл. VII, фиг. 2

1840. *Dombeyopsis crenata*, Unger, Genera et species plantarum fossilium, p. 448.  
 1852. *Dombeyopsis oeynhausiana*, Weber. Die Tertiärfloora d. niederrheinischen Braunkohlenformation, p. 195, t. XXV, fig. 3.  
 1859. *Grewia crenata*, Heer, Flora tertiaria Helvetiae, pars III, p. 42, t. CIX, fig. 12—24; t. CX, fig. 1—11.  
 1905. *Gr. crenata*, Laurent, Flore pliocène des cinerites du Pas de la Moügudo, p. 219, t. X, fig. 7.  
 1920. *Gr. crenata*, Kräusel, Nachträge zur Tertiärfloora Schlesiens, Teil III, p. 417, t. XII, fig. 2, 3.  
 1935. *Cercidiphyllum crenatum* (Heer), Brown, Miocene leaves, fruits and seeds from Idaho, Oregon and Washington, p. 576—577, t. 1, fig. 3, 4.

К этому виду относятся два отпечатка, из которых один представляет нижнюю, а другой верхнюю сторону листа, так что даже при их неполноте вполне возможно точно восстановить очертание и структуру поверхности этого листа.

Один отпечаток является остатком крупного листа; листовая пластинка почти круглая, ширина ее несколько больше длины (длина 4,4 см; ширина 4,8 см). Основание глубокосердцевидное, несколько несимметричное. Край слегка волнистый, зубчатый. От основания главной жилки отходит одна пара нормальных и две пары дополнительных базальных жилок. Нижние дополнительные базальные жилки очень тонкие. Следующая пара дополнительных и главные базальные жилки более мощные и длинные; местами жилки извилистые; не доходя до края листа, они заворачиваются и анастомозами соединяются с более мощными ветвями третичных жилок, а также между собой. Главная жилка толстая, прямая, слегка утончается

кверху. В верхней части листа от нее отходят 3—4 чередующиеся вторичные жилки. Сеть третичных жилок резко выражена, представляется в виде замкнутых неправильных четырех- и пятиугольных полей, увеличивающихся в своих размерах к середине листа. Внутри расположена более тонкая и мелкая сеть жилок четвертого порядка.

Второй отпечаток менее хорошей сохранности, но все же его без ошибки можно отнести к *Cercidiphyllum crenatum*. Об этом свидетельствует аналогичное сердцевидное основание, такое же жилкование и зубчатость края. Правда, край рассматриваемого экземпляра несколько отличается от края предыдущего типичного листа и отпечатков, изображенных у Геера. Именно — здесь край листа местами цельный, местами же выделяются довольно крупные и острые зубцы. Но все-таки, на основании вышеприведенных особенностей принадлежность этого листа к *Cercidiphyllum crenatum* не оставляет никаких сомнений.

Еще недавно листья подобного типа, характерные и для арктической флоры, описывались под названием *Grewia crenata* и сравнивались с африканскими видами *Gr. occidentalis* и *Gr. echinulata* De Hl. Р. Чэнн указал в 1927 г., что вероятно в данном случае имеется не род *Grewia*, наличие которого среди данных ассоциаций малопонятно, а скорее то замечательное растение, кадсура или *Cercidiphyllum*, которое в виде *C. japonicum* S. et Z. до сих пор является характерным растением о-ва Хоккайдо. Сравнение гербарных экземпляров *C. japonicum* с отпечатками листьев, определяемых как *Grewia crenata*, показало полную идентичность этих растений, и Броун заменил у него прежнее гадательное родовое название *Grewia* на *Cercidiphyllum*, тем более, что в местонахождении Бридж-Крик в Орегоне ему удалось отыскать и характерные плоды этого растения. Изолированность этого рода *Cercidiphyllum* как в системе (сем. Magnoliaceae, по мнению многих, ближайший потомок беннеттитов), так и географически вполне гармонирует с его ранним проявлением в верхнемеловой флоре Азии и Америки. *C. crenatum* очень распространен в третичных отложениях Европы и описан Геером из аквитанского яруса верховой Роны, Монада, лангского яруса Австрии, гельветского и энингенского ярусов Венгрии и некоторых других мест. Кроме различных местонахождений Арктики, где видовое тождество требует подтверждения, этот вид был описан ранее Ньюберри из миоцена Бридж-Крика в Орегоне, откуда позже, в 1935 г., он был описан Броуном уже как *Cercidiphyllum*. Совершенно типичные отпечатки того же вида еще как *Grewia* были изображены Константиновым (1914, с. 15, табл. V, фиг. 5, 6, 7, 8) из Буреинского Цагаяна (верхний мел).

#### 15. *Magnolia* sp.

Табл. IV, фиг. 4

В коллекции найден только один отпечаток верхней половины листовой пластинки, который можно отнести к роду *Magnolia*. Плохая сохранность не допускает видового определения и не дает возможности представить форму листа совершенно точно. Лист овальный, повидимому в нижней части несколько расширенный; верхушка листа заостренная, край совершенно ровный. От главной жилки отходят несколько чередующиеся, т. е. не вполне супротивные вторичные жилки, которых на левой стороне отпечатка сохранилось всего пять. Жилки тонки, немного дугообразно изогнуты, местами извилисты: приближаясь к краю, вторичные жилки, сильно утончаясь, изгибаются параллельно краю и соединяются между



собой при помощи анастомозов. Между обычными вторичными жилками местами заметны добавочные недоразвитые жилки, которые едва достигают от главной жилки половины расстояния от края листа и постепенно сливаются с сетью жилок низшего порядка — третичными и четвертичными.

Третичные жилки ответвляются от вторичных под очень открытым углом, близким к прямому (70—90°), образуя между собой крупные неправильные петли. Внутри этих петель видна более мелкая сеть четвертичных жилок, которая состоит из неправильных многоугольных ячеек. Указанные особенности сети третичных и четвертичных жилок, а также кампидромное окончание вторичных характерны для листьев рода *Magnolia*, к которому и отнесен отпечаток без видового определения.

#### 16. *Crataegus sarmatica* sp. n.

Табл. IV, фиг. 8

1937. К р и ш т о ф о в и ч, Двадцать лет советской палеоботаники, с. 161, фиг. 16.

*Crataegus sarmatica* foliis ellipticis, basi cuneatis, apice verisimile acuminatis, basi duplicato-dentatis, nervis secundariis pennatis, 9—10, rectis, vix alternantibus, e costa sub angulo 40—45° egredientibus, in dentibus grossis craspedodromis; nervis tertiariis numerosis, ejusmodo in denticulos craspedodromis; petiolo crasso, longiore quam 1 cm.

Листья эллиптические, при основании клиновидные, на верхушке, вероятно, заостренные, при основании двояко-зубчатые; вторичные жилки перистые, в числе 9—10, почти чередующиеся, отходящие от средней под углом 40—45°, краспедромно выходящие в крупные зубцы; третичные жилки многочисленные, также выходящие в зубчики, черешок толстый, длиннее 1 см.

Один двойной отпечаток хорошо сохранившегося, почти цельного эллиптического листа с клиновидным основанием и повидимому закругленной, слегка вытянутой верхушкой. Длина листа 9—10 см (точно определить ее невозможно, так как верхушка отсутствует). Ширина достигает 5—5,5 см. Край листа двоякозубчатый; крупные зубцы начинаются на некотором расстоянии от основания листа и постепенно увеличиваются в своих размерах к его середине. По всему крупнозубчатому краю располагаются мелкие пильчатые зубчики. Жилкование хорошо заметно. Довольно длинный корешок (1,5 см) переходит в толстую главную жилку, которая постепенно утончается по направлению к верхней части листа. От нее отходят очередные вторичные жилки. Они прямые, иногда слегка расходящиеся около края листа, местами немного извилистые. Повидимому их было 9—10 с каждой стороны.

Вторичные жилки краспедромно заканчиваются в крае листа. От вторичных жилок отходят под острым углом третичные, хорошо заметные вблизи края листа. Слегка изгибаясь, они направляются к краю, где также краспедромно заканчиваются в зубчиках. Некоторые из них дихотомически разветвляются. Часть третичных жилок отходит от вторичных почти под прямым углом и соединяет их между собой изогнутыми линиями.

Указаний на находки аналогичных форм из рода *Crataegus* пока не известно. Из современных видов наибольшее сходство с данным отпечатком наблюдается у листьев балканского вида *Crataegus nigra* W. et K., у листьев североамериканских видов *C. tomentosa* L. и *C. macracantha* L. o d d., но в генетической связи ископаемый вид находится, по всей вероятности, именно с *C. nigra* W. et K., который и сам является реликтовым видом. Кроме того, наблюдается некоторое сходство с листьями *Micromeles japonica* K o s h. По всей вероятности, это сходство, однако, только внешнее.

17. *Sorbus praegraeca* sp. n.

Табл. VI, фиг. 1

*Sorbus praegraeca* foliis grandibus, ovalibus, apice rotundatis, leviter emarginatis. basi verosimiliter cuneato-angustatis, margine grosse-dentatis, nervis secundariis probabiliter 11—12, paene alternantibus, de costa sub angulo 35—40° egredientibus, plerumque rectis, superioribus vix arcuatis, in dentis craspedodromis.

Листья крупные, яйцевидные, на верхушке округленные, при основании слабо выемчатые, вероятно, клиновидно суженные, по краю крупнозубчатые; вторичные жилки, вероятно, в числе 11—12, почти чередующиеся, выходящие под углом 35—40°, большей частью прямые, верхние слабо изогнутые кверху, выходящие в зубчики.

Сохранилась верхняя часть отпечатка крупного листа, который имеет большое сходство с листьями современной *Sorbus graeca* H e d l. Насколько можно судить по сохранившемуся отпечатку, листовая пластинка имела овальную форму и слегка суживалась к широко закругленной верхушке. Основание, как и у современных представителей, повидимому, было широко клиновидное. По всему краю листа расположены довольно крупные, направленные вверх зубцы. Иногда заметна двойная зубчатость. Нижние крупные зубцы снабжены даже двумя дополнительными зубчиками. От прямой главной жилки отходят супротивно или очередно под углом 40—45° параллельные вторичные жилки. Они слегка изогнуты и иногда около края лучевидно расходятся. Третичные жилки, соединяя вторичные ломаными линиями, около края камптодромно загибаются, но некоторые из них краспедодромно заканчиваются в маленьких зубчиках.

Современная *Sorbus graeca* очень близка к *Sorbus aria* и иногда даже считается разновидностью или подвидом последней. Шнейдер (Schneider, 1912) считает *S. graeca* разновидностью *S. umbellata*, которая в свою очередь является подвидом *S. aria*. Под различными названиями *S. graeca* была описана из Болгарии, Албании, Греции, Сицилии, Кипра, Армении, Имеретии, Мингрелии, северной Сирии.

Таким образом, данный современный вид является типичным средиземноморским.

В третичных отложениях Западной Европы аналогичные отпечатки не указывались.

18. *Sorbus praetorminalis* sp. n.

Табл. V, фиг. 1, 6

*Sorbus praetorminalis* foliis quinquelobatis, interdum cum lobis in dentes grandes convertis, orbicularibus vel ovalibus; margine minute serratis, nervis radiato-pennatis, cum costis principalibus 3 de petioli summitate ad lobos majoribus divergentibus, nervis secundariis rectis vel vix arcuatis, omnibus nervis craspedodromis.

Листья пятилопастные, иногда с лопастями, обращенными в крупные зубцы, округлые или яйцевидные, по краю мелкозубчатые; жилки радиально-перистые, с тремя основными жилками, расходящимися из верхушки черешка в крупные доли; вторичные жилки прямые или слегка изогнутые кверху, все краспедодромные.

Имеются семь отпечатков, которые обнаруживают большое сходство с современной рябиной *Sorbus torminalis* C r t z. Это довольно крупные листья, длиной 7,5; 8,8; 8,6<sup>2</sup> и 6<sup>2</sup> см; шириной, между наиболее широко расставленными зубцами, 6,5; 6<sup>2</sup> и 5,5 см. Наиболее широкой бывает обычно нижняя часть листа, так как нижние лопасти расставлены шире других и отходят от корешка почти перпендикулярно. Таким образом, листья приобретают общую почти округлую форму и слегка вытянуты кверху. Однако имеется один лист удлиненно-овальной формы с небольшими

лопастями, в отличие от всех других отпечатков. Лопастей данного экземпляра напоминают крупные зубы.

Обычно у листа по две боковые лопасти с каждой стороны и одна верхушечная. Край листа мелкопильчатый, иногда отдельные зазубрины принимают форму небольших зубцов, главным образом на верхушечной лопасти.

Жилкование листа лучевидное — от верхушки черешка отходят три толстые, постепенно утончающиеся жилки. Две боковые направляются в самые крупные (обычно нижние) лопасти, а средняя заканчивается в верхушечной. Следующие жилки, уже вторичные, отходят супротивно или очередно от срединной жилки под углом  $40-45^\circ$  и, как и предыдущие, краспедодромно заканчиваются в лопастях. Так как верхняя лопасть довольно крупная, то следующие вторичные жилки заканчиваются в зубчиках края, но иногда они теряются среди третичных жилок, не достигая края листа. Эти вторичные жилки значительно тоньше нижних; отходя от главной, они слегка дугообразно изгибаются. От боковых главных жилок также отходят вторичные, но они мало заметны.

Третичные жилки слабо видны и в небольшом количестве отходят преимущественно от нижней пары вторичных жилок. Они изогнуты и следуют по направлению к краю, но почти никогда не достигают его, а теряются в сети четвертичных жилок, которые образуют мелкие многоугольные и четырехугольные ячейки. У одного листа сохранился черешок в 1,3 см длиной.

Детальное рассмотрение отпечатков и сравнение их с листьями современной *Sorbus torminalis* не оставляют сомнения в непосредственном родстве этих видов.

В литературе не было встречено указаний на нахождение сходных отпечатков в соответствующих третичных отложениях Европы.

Современная *Sorbus torminalis*, являясь типичным средиземноморским видом, все же дальше многих других заходит на север, а именно достигает средней Англии, средней части СССР. Северное распространение этого вида в Европе объясняется тем, что он принадлежит к растениям горных лесов Средиземья, тогда как в более северных районах он переходит на равнину. Восточной границей *S. torminalis* является Закавказье и западная Азия. На юге *S. torminalis* доходит до Алижара.

### 19. *Rhus juglandogenc* E t t i n g s h.

Табл. V, фиг. 3

1852. E t t i n g s h a u s e n, Die Tertiärflora von Häring, p. 80, t. XXVI, fig. 24—29.  
1863—1865. S a p o r t a, Etudes sur la végétation du Sud-Est de la France, p. 348, t. XIII.

1869. E t t i n g s h a u s e n, Die fossile Flora des Tertiärbeckens von Bilin, Teil III, p. 50.

Среди отпечатков находятся отдельные листочки сложного листа, а также один хорошо сохранившийся двойной отпечаток верхней половины листа с пятью листочками. Лист сложный, непарноперистый, боковые листочки ланцетные, сидячие, с заостренной верхушкой и с закругленным, слегка суженным основанием. Основание нижнего листочка справа несколько несимметрично. Длина листочков 2,6—2,8 см, наибольшая ширина 0,6—0,8 см. У конечного листочка верхушка отсутствует. Основание его клиновидно сужено, и листочек почти срастается с основаниями

верхней пары листочков. Край листочков в нижней их части цельный, в верхней — редко- и мелкопильчатый; зубцы конечного листочка крупнее. Жилкование перистое. Главная жилка прямая, постепенно утончается к верхушке и заканчивается в верхушечном заострении. Вторичные жилки большей частью очередные, тонкие, местами извилистые, слегка дугообразные; они отходят от главной жилки под углом  $45-60^\circ$  и заканчиваются краспедодромно в зубах листочков или в их крае. Иногда концы вторичных жилок дихотомически разветвлены. Сеть третичных жилок очень неясна и повидимому имеет характер неправильных замкнутых многоугольников небольшой величины.

Остальные три отпечатка представляют отдельные боковые листочки. Они крупнее, чем соответствующие листочки только что описанного отпечатка сложного листа, и по всей вероятности являются нижними долями его. Длина их достигает 3,8—4 см. Наибольшая ширина 1,1—1,2 см. Форма, жилкование и зубчатость аналогичны таковым у предыдущих листочков.

*Rhus juglandogene* указывается в Советском Союзе впервые. Он был найден в олигоцене Геринга (Эттингсгаузен), Армиссана и Буа д'Ассона (Сапорта) и в миоценовой флоре Билина. За исключением Буа д'Ассона, во всех этих местонахождениях *Rh. juglandogene* распространен очень широко.

Из ныне живущих видов ближайшее родство данный вид имеет повидимому с североамериканскими *Rhus glabra* L. и *Rh. hirta* (typhina) L. u d w. Эти виды отличаются от *Rh. juglandogene* тем, что от верхней пары листочков у них уцелел лишь один, своим основанием сросшийся с верхушечным листочком. Такая редукция листьев *Rh. juglandogene* вполне возможна, потому что и на нашем экземпляре наблюдается некоторое уменьшение одного из листочков верхушечной пары. Кроме того, ясно заметно некоторое сближение оснований конечного листочка с одним из боковых. Аналогичное уменьшение листочка, соседнего с конечным, заметно и на экземпляре, изображенном в атласе Шимпера (Taf. CIII, fig. 13). Жилкование, зубчатость и форма листочков также очень сходны у американских видов *Rhus* и у *Rh. juglandogene*. Эттингсгаузен сравнивает *Rh. juglandogene* с *Rh. javanica* L.

## 20. *Rhus quercifolia* Гоерперт

Табл. VII, фиг. 1

1855. Гоерперт. Die tertiäre Flora von Schossnitz in Schlesien, p. 39, t. XXV, fig. 6—9.

1914. Криштофович, Последние находки остатков сарматской и эоцистской флоры на юге России, с. 594, табл. I, фиг. 11.

1919. Краусел, Die Pflanzen des schlesischen Tertiärs, p. 171, t. XV—XVII, XXV, XXVI.

1920. Краусел, Nachträge zur Tertiärflora Schlesiens, Teil I, p. 410, t. XIV, fig. 1, 2.

Имеется хорошо сохранившийся двойной отпечаток листа *Rhus quercifolia*. Он состоит из части верхушечного листочка и двух боковых, примыкающих к нему. Листья крупные, тройчатые; отдельные листочки имели ромбическую форму. К сожалению, целиком не сохранился ни один листочек, и о форме всего листочка приходится судить по его нижней половине. Боковые листочки почти сидячие. Основание их слегка суженное, закругленное, с ясно выраженной несимметричностью, причем более

срезанная сторона обращена к верхушечному листочку. Верхушечный листочек постепенно клиновидно суживается к основанию. Все листочки у основания цельнокрайние, выше — зубчато-лопастные. Боковые листочки глубоко рассечены на две неравные лопасти, большая из которых находится ближе к верхушечному листочку. Последний имеет выше середины две симметричные глубокие лопасти. Край всех листочков слегка извилист. Главная жилка верхушечного листочка толстая, слегка утончающаяся кверху. От нее отходят почти супротивные или очередные вторичные жилки, наиболее толстая пара которых (третья от основания) направляется в боковые лопасти листа, где и оканчивается краснедромно. Все вторичные жилки почти прямые, лишь слегка изогнутые у основания; они отходят от главной под углом 45—50° и также краснедромно оканчиваются в крае листа. Тонкие третичные жилки в большом количестве отходят от вторичных, направляясь к краю листа, где соединяются при помощи анастомозов.

Сеть третичных жилок образует замкнутые неправильные многоугольники, в которых можно обнаружить петлевидные образования четвертичных жилок.

Жилкование боковых листочков отличается тем, что от жилки, направленной в большую лопасть, в нижней части листочка отходит жилка почти такой же мощности в меньшую лопасть листочка. В остальном жилкование не отличается от жилкования верхушечного листочка.

Кроме сарматских отложений Амвросиевки и Крынки, *Rhus quercifolia* указан в Западной Европе Геппертсом и Крейзелем для миоценовых отложений Силезии.

Наибольшее сходство имеет *Rh. quercifolia* с ныне живущим североамериканским видом *Rh. toxicodendron* L. и особенно с разновидностью его *Rh. toxicodendron* L. *quercifolia*.

## 21. *Nyssa* sp.

Табл. VI, фиг. 2

В коллекции представлен только небольшой цельный лист с черешком, который можно отнести к этому роду, хотя видовое определение пока дать затруднительно.

Длина листовой пластинки 6,7 см, ширина 3,2 см. Наибольшая ширина наблюдается несколько выше середины. Лист эллиптический, к основанию короткосуженный. Верхушка нерезко суженная и заостренная. Черешок, 1 см длины, переходит в главную жилку, толстую внизу и постепенно суживающуюся кверху, от которой поочередно отходят шесть вторичных жилок под углом 30—35°. Жилки слегка дугообразно изогнуты, извилисты и около края заканчиваются камптодромно. Третичная сеть жилок абсолютно неразличима. Край листа совершенно ровный.

## 22. *Vitis teutonica* A. Braun

Табл. VI, фиг. 4

1856. Н е е r, Flora tertiaria Helvetiae, pars III, p. 194, t. CLV, fig. 1—3.

1859. L u d w i g, Fossile Pflanzen aus der ältesten Abteilung der Rheinisch-Wetterauer Braunkohle, p. 118, t. XLV, fig. 1—5.

1869. E t t i n g s h a u s e n, Beiträge zur Kenntnis der Tertiärflora Steiermarks, p. 66.

1938. К р и ш т о ф о в и ч, Палеонтологическая история винограда, с. 369, фиг. 1 и 2.

1939. Байковская, Семена винограда из третичных отложений Донецкого басс., с. 101, 1 рис.  
 1939. Криштофович и Борсук, Миоценовые растения с р. Иртыша, с. 389, таб. IV, фиг. 18.

К этому виду относится один хорошо сохранившийся отпечаток листа. Пластинка его некрупная — 3,5 см длины и 2,8 см ширины в нижней наиболее широкой части. Лист неглубоко-пятилопастный (на отпечатке нижняя лопасть слева не сохранилась). Боковые лопасти почти симметричные, небольшие, треугольные, длиннозаостренные. Верхняя лопасть крупнее, в форме равнобедренного треугольника; вершина этой лопасти на отпечатке отсутствует. Основание пластинки несимметричное. Край листа остро- и мелкопильчатый. Главная жилка ясно выражена, но кверху делается менее заметной. От нее отходят пять пар очередных вторичных жилок, слегка изогнутых у основания и направляющихся под острым углом к краю листа, где они заканчиваются краспедодромерно в зубцах. Кроме того, имеются три пары базальных жилок; из них две пары отходят в лопасти, а наиболее тонкая пара жилок направляется в крупные нижние зубцы пластинки под углом в 100—110° от главной жилки.

Наиболее заметные третичные жилки отходят от базальных жилок, некоторые из них дихотомически разветвляются. Они также краспедодромерно заканчиваются в крае пластинки. Особенности и направление остальных третичных жилок очень неясны.

*Vitis teutonica* довольно обычен в миоцене Европы: в гельветском ярусе Веттерау, Леобена, в тортонском ярусе Шосница, Энннгена, встречаясь вообще от верхнего олигоцена до нижнего плиоцена. Из ныне живущих видов *V. teutonica* A. В г. имеет наибольшее сходство с североамериканским видом *Vitis cordifolia* Mich.

*V. teutonica* в СССР был условно приведен из миоцена на Иртыше (Криштофович и Борсук, 1939) и в виде семян из Александровки. В соседних сарматских отложениях Крынки из виноградов ранее был указан также *V. praevinifera* Sa p.

### 23. *Acer polymorphum* Sieb. et Zucc. v. *miocenicum* Menz.

Табл. V, фиг. 2, 4

1867. *Acer sanctae crucis*, Stur, Beitrag zur Kenntnis der Flora der Süßwasserquarze, p. 178, t. V, fig. 9—12.  
 1883. *A. Nordenskiöldi*, Nathorst, Contributions à la flore fossile du Japon, p. 60, t. XI, fig. 10—15.  
 1884. *A. polymorphum* S. et Z. *pliocenicum*, S a p o r t a, Nouvelles observations sur la flore fossile de Mogi, p. 30, t. IX, fig. 2.  
 1887. *A. palmatum* Thbg. mut. *Nordenskiöldi* Schmalh., Schmalhaus-sen, Ueber tertiäre Pflanzen aus dem Tale d. Buchtorma, p. 213, t. XXI, fig. 22, 23.  
 1906. Menzel, Ueber die Flora der Senftenberger Braunkohlenablagerungen, p. 100, t. IX, fig. 7, 8, 9.  
 1920. Kräusel, Nachträge zur Tertiärflora Schlesiens, Teil III, p. 411, t. 6, fig. 1.

Обнаружено несколько отпечатков *Acer polymorphum* Sieb. et Zucc. *miocenicum* Menz. Один из них представляет почти цельный лист, остальные — лишь отдельные лопасти или части листа. Наиболее сохранившийся отпечаток принадлежит листу средней величины с длинными узкими лопастями, заканчивающимися очень остро. Верхушка средней, наиболее крупной лопасти на отпечатке не сохранилась. Лист симметричный, семилопастный, с сердцевидным основанием. Пара нижних наименее

крупных лопастей направлена слегка вниз, следующая пара крупнее, направлена почти горизонтально и третья — наиболее крупная — идет от черешка под острым углом вверх. Край листа местами ровный, но в большинстве случаев снабжен редкими мелкими зубцами, так что весь край приобретает характер редкopiesчатого. Жилкование лучевидное. Нижняя пара жилок наиболее тонкая. Вторичные жилки очередно отходят от главных, слабо изогнуты, несколько извилисты, направляются к краям лопасти под небольшим углом. Не доходя до края листа, они заканчиваются камптодромно, соединяясь между собой при помощи анастомозов. Сеть третичных жилок очень топкая, выступает в виде неправильных многоугольников и четырехугольников, в которых заключена еще более мелкая сеть четвертичных жилок.

*Acer polymorphum* S. et Z. *miocenicum* Me n z. указывается для миоценовых отложений Силезии, тортонского яруса Вены (под названием *A. sanctae crucis*); аналогичные отпечатки найдены Натгорстом в третичных отложениях Японии и Шмальгаузенем на Бухторме.

В настоящее время *A. polymorphum* распространен в Китае и Японии.

#### 24. *Acer subcampestre* Гоерр.

Табл. III, фиг. 7; табл. IV, фиг. 9; табл. V, фиг. 5

1855. Go e r p e r t, Die tertiäre Flora von Schossnitz in Schlesien, p. 34, t. XXIII, fig. 16, 17.

1859. M e y e r, Beiträge zur Naturgeschichte der Vorwelt, p. 178, t. LXIX.

1914. К р и ш т о ф о в и ч, Последние находки остатков сарматской и эоценовой флоры на юге России, с. 594, табл. I, фиг. 12.

1919. K r ä u s e l, Die Pflanzen des schlesischen Tertiärs, p. 170.

Крупные (длина 8—10 см) и более мелкие отпечатки пятилопастных листьев относятся к этому виду. Лопастные обычно широкие, бухты между лопастями тупые, также довольно широкие. От черешка в пластинку листа соответственно лопастям отходят пять главных жилок. Вторичные жилки хорошо заметны, очередно отходят от главных жилок, слегка изгибаясь направляются к краю листа, где заканчиваются камптодромно. Сеть третичных жилок видна очень слабо. Она образует мелкие замкнутые многоугольники.

Эти листья имеют большое сходство с листьями современных *Acer campestre* L.

*A. subcampestre* часто указывается в местонахождениях третичной флоры в Западной Европе, именно — энпингенском ярусе Шосница, Эппингена, в аквитанском ярусе Ротта и др., а также в сарматских отложениях Крынки.

#### 25. *Hibiscus* sp.

Табл. VII, фиг. 3

Среди отпечатков, определение которых в видовом отношении не было достигнуто, находится один остаток, который вероятнее всего принадлежит листьям рода *Hibiscus*.

Почти цельная сохранившаяся пластинка показывает длину листа 6,5 см, ширина трудно определима из-за повреждения левой половины и недостатка части правой лопасти. Лист трехлопастный; форма листа яйцевидная; боковые лопасти повидному мельче средней. Край листа выгнут волнистый, в верхней части неясно-пильчатый и волнистый.

Жилкование лучевидное; от верхушки черешка отходят пять расходящихся жилок, из которых самые нижние (пара, проходящая вдоль края) тонкие, три же средние выражены ясно. Средняя, наиболее толстая жилка идет в средней лопасти; две боковые устремляются в боковые лопасти. Вторичные жилки отходят от главных под углом 30—45°, очередные, изогнутые, слабо заметные. Третичные жилки, еще менее заметные, образуют тонкую сеть неправильных многоугольников. Повидимому, пластинка листа была тонкой и нежной.

При всей недостаточности нашего остатка его можно связать с такими видами *Hibiscus* как *Hibiscus solandra* L'Herit., *H. liliaeflora* Cav. и *H. syriacus* L. Виды *Hibiscus* свойственны преимущественно тропической и умеренной Восточной Азии, но они заходят также и в Средиземноморскую область.

## 26. *Firmiana tridens* (Ludw.) Krysh t.

Табл. VI, фиг. 3; табл. VII, фиг. 4

1840. *Dombeyopsis lobata*, Unger, Genera et species plantarum fossilium, p. 447.  
 1852. *Dombeyopsis Dechenii*, Weber, Die Tertiärflora der niederrheinischen Braunkohlenformation, p. 193, t. XXI, fig. 10.  
 1858. *Acer Sismondæ* Gaud., Gaudin et Strozzi, Mémoires sur quelques gisements des feuilles fossiles en Toscane, p. 38, t. XIII, fig. 4.  
 1859. *Dombeyopsis tridens*, Ludwig, Fossile Pflanzen aus der ältesten Abteilung der Rheinisch-Wetterauer Braunkohle, p. 127, t. XLIX, fig. 2, 3.  
 1860. *Ficus Dombeyopsis*, Unger, Syloge plantarum fossilium, I, p. 13, t. V, fig. 1—5; t. VI, fig. 1.  
 1874. *Sterculia Dombeyopsis* (Ung.), Schimper, Traité de la paléontologie végétale, III, p. 102, t. XCVIII, fig. 2.  
 1874. *Sterculia tridens* (Ung.), Schimper, Traité de la paléontologie végétale, III, p. 103, t. XCVIII.  
 1916. Криштофович, Некоторые представители китайской флоры в сарматских отложениях на р. Крынке, с. 1290.

Несколько экземпляров крупных листьев и отдельных лопастей позволяют установить в отложениях Амвросиевки присутствие этого вида. Все отпечатки хорошо сохранились, и можно вполне выяснить все детали формы и структуры листьев.

Наиболее характерным является крупный трехлопастный лист несколько обратнойцевидной формы. Две боковые лопасти меньше верхушечной, расположены в верхней половине листа. Из всех трех лопастей целиком сохранилась только одна слева. Она треугольной формы с вытянутым заостренным верхним концом. Верхняя лопасть, насколько можно судить по ее нижней части, такой же формы, но значительно крупнее. От боковых лопастей книзу листовая пластинка незаметно суживается и образует широко закругленное основание с глубокой сердцевидной выемкой около черешка.

Край листа большей частью слегка извилистый; иногда намечаются настоящие зубцы. Жилкование лучевидное, хорошо видно. Длинный и толстый (до 3 мм) черешок дает начало у основания листа пяти расходящимся жилкам. Три из них, толстые и длинные, идут в соответствующие лопасти, где и заканчиваются в их верхушках, а две нижние, небольшие и тонкие, кампидромно заканчиваются в крае листа. Ниже этих двух жилок заметны еще две недоразвитые, которые изгибаются вдоль края и быстро теряются в более мелких жилках. От всех главных жилок (за исключением недоразвитых) идут вторичные жилки двух категорий: одни, крупные изогнутые, направляются к краю листа, в большинстве



случаев дихотомически разветвляются и соединяются концами; другие вторичные жилки, тонкие, слабо заметные, расположены главным образом во внутренней части листа. Они по своему характеру совсем не отличаются от третичных жилок, которые отходят от крупных вторичных жилок и часто соединяются с последними. Эти вторичные жилки прямые или слегка изогнутые. Соединяясь с третичными жилками, они образуют сеть прямоугольников и многоугольников с извилистыми и ломаными сторонами. От мелких вторичных жилок также отходят третичные жилки, но они едва заметны и растворяются в очень мелкой сети четвертичных жилок. Третичные жилки, отходящие от крупных вторичных, часто соединяют последние между собой извилистыми линиями.

Два следующих отпечатка представляют — один среднюю часть листа, другой — две лопасти (верхнюю и боковую), но благодаря ясно выраженной структуре и форме они также безошибочно могут быть отнесены к данному виду.

Отпечатки *Firmiana tridens* под другими названиями довольно часто указываются из некоторых западноевропейских местонахождений третичной флоры — в лигнитах Бонна, верховьях Роны, лигнитах Веттерау, т. е. в аквитанском ярусе, в тортонском ярусе Валь д'Арно (Италия) и некоторых других.

Среди североамериканских флор из миоцена Кук-Инлет и Адмиралти-Инлет Ньюбэрри указывает отпечатки, которые по общей форме листьев, жилкованию, особенностям края ничем не отличаются от *Firmiana tridens*. Ньюбэрри определяет эти отпечатки, как *Ficus? alaskana*.

Ранее *F. tridens* была найдена также в отложениях Крынки. Этот вид обнаруживает непосредственное сходство с современными *Firmiana platanifolia* Schott et Endl. Китая и Японии. Изображенная Чэни из миоценовой флоры Шаньвана *F. sinomiocenica* Hu et Chaney (Hu and Chaney, 1940, p. 67, tab. XLIII, fig. 3; tab. XLIV, fig. 3) очень похожа на наш отпечаток и отпечатки из флоры Крынки. Авторы указывают, что *Dombeyopsis pentagonalis* Weber из германского олигоцена, вероятно, также является видом *Firmiana*, с чем мы согласны.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Байковская Т. Н. Семена винограда из третичных отложений Донецкого басс. «Природа», № 11—12, с. 101, 1 рис.
- Константинов С. В. Третичная флора Белогорского обнажения в визовьях р. Бурен. «Тр. Геол. ком.», нов. сер., 1914, вып. 113.
- Криштофович А. Н. О нахождении верхнетретичных растительных остатков в Херсонской губ. «Ежег. геол. мин. Рос.», 1910, т. 12, вып. 5—6.
- Криштофович А. Н. Новые находки молодой третичной и послетретичной флоры в южной России. «Зап. Поворос. об-ва ест.», 1912, т. 39.
- Криштофович А. Н. Последние находки остатков сарматской и мэотической флоры на юге России. «Изв. Акад. Наук», 1914, с. 591—602.
- Криштофович А. Н. Некоторые представители китайской флоры в сарматских отложениях на р. Крынке. «Изв. Акад. Наук», 1916.
- Криштофович А. Новые данные к верхнетретичной флоре Северо-Западной Сибири. «Изв. Геол. ком.», 1927, т. 46.
- Криштофович А. Новые данные к вопросу о третичной и меловой флоре Арало-Каспийского края и ее отношение к ископаемой флоре Северной Азии. «Отчеты Почвенно-ботанического отряда», 1930, вып. 4, ч. 2.
- Криштофович А. Н. Сарматская флора с р. Крынки. «Тр. Гл. геол.-разв. упр.», 1931, вып. 98.
- Криштофович А. Н. Двадцать лет советской палеоботаники. «Природа», 1937, № 10, с. 160—161.

- К р и ш т о ф о в и ч А. Миоценовая флора Украины и ее связь через Урал с третичной флорой Азии. «Збірник праць, присвячений пам'яті акад. А. В. Фоміна», Київ, 1938.
- К р и ш т о ф о в и ч А. Н. Палеонтологическая история винограда. «Ботан. журн.», 1938, № 5—6, с. 369, фиг. 1—2.
- К р и ш т о ф о в и ч А. и Б о р с у к М. Миоценовые растения с р. Иртыш близ г. Тары в Западной Сибири. «Пробл. палеонтологии», 1939, т. V.
- К р и ш т о ф о в и ч А. Н. и П а л и б и н И. В. Новые материалы к третичной флоре Тургайской области. «Изв. Акад. Наук», 1915, т. 9, с. 1235—1248.
- П а л и б и н И. В. Некоторые данные о растительных остатках белых песков и кварцевых песчаников юга России. «Изв. Геол. ком.», 1901, т. 20.
- П а л и б и н И. В. Ископаемые растения с берегов Аральского моря. «Изв. Туркест. отд. Руск. геогр. об-ва», 1906, т. 4.
- С т е ф а н о в Б. и И о р д а н о в Д. Дополнительни материали за проучване фосилната флора на плиоценовите образувания при с. Курило (Софийско). «Годишник на Софийск. универс.», агроп.-лесов. факулт., 1934, т. 13.
- Я к у б о в с к а я Т. А. О новых находках сарматской флоры в Молдавии. «Ботан. журн.», 1950, т. 35, № 5, стр. 527.
- В г а у н А. Catalogue of fossil plants of Oeningen. London, 1837.
- В r o w n R. W. Miocene leaves, fruits and seeds from Idaho, Oregon and Washington. «Journ. Paleontol.», 1935, vol. 9, № 7.
- Д е р а р е P. Recherches sur la flore pliocène de la vallée du Rhône. Paris, 1922.
- Е t t i n g s h a u s e n C. Die Tertiärflora von Häring. «Abh. Geol. Reichsanst.», 1852, Bd. II.
- Е t t i n g s h a u s e n C. 1. Beitrag zur Kenntnis der fossilen Flora von Tokay. «Sitzber. Akad. Wiss.», 1853, Bd. II.
- Е t t i n g s h a u s e n C. 2. Fossile Flora von Wien. Wien, 1853.
- Е t t i n g s h a u s e n C. Die fossile Flora des Tertiärbeckens von Bilin. Wien, 1866—1869.
- Е t t i n g s h a u s e n C. Beiträge zur Kenntnis d. Tertiärflora Steiermarks. «Sitzber. Acad. Wiss. Wien», 1869.
- Г а у д и н C. et S t r o z z i C. Mémoires sur quelques gisements des feuilles fossiles en Toscane. Zürich, 1858.
- Г а у д и н C. et S t r o z z i C. Contributions à la flore fossile italienne. 6 mémoires, Zürich, 1859.
- Г ö p p e r t H. Beiträge zur tertiären Flora Schlesiens. «Palaeontographica», Cassel, 1852, Bd. II.
- Г ö p p e r t H. R. Die tertiäre Flora von Schosnitz in Schlesien. Görlitz, 1855.
- Н е е r O. Flora tertiaria Helvetiae, vol. I—III. Zürich, 1855—1859.
- Н е е r O. Miocene Flora von Nordgrönland. Flora fossilis Arctica, vol. I, 1868.
- Н у H. a. C h a n e y R. A Miocene flora from Shantung Province, China. «Paleontologia Sinica», New ser. A, Peiping (Peking), 1940, № 1, Whole series № 112.
- К о в а т s J. Fossile Flora von Erdöbenye. «Arb. Geol. Ges. Ungarn», 1856, Bd. I.
- К о в а т s J. Fossile Flora von Tallya. «Arb. Geol. Ges. Ungarn», 1856, Bd. I.
- К р ä u s e l R. Die Pflanzen des schlesischen Tertiärs. «Jb. Preuss. geol. Landesanst.», 1919, Bd. 38, Teil 2, Hft. 1—2.
- К р ä u s e l R. Nachträge zur Tertiärflora Schlesiens. «Jb. Preuss. geol. Landesanst.», 1920, Bd. 39, 40, T. 1, Heft 3.
- Л а u r e n t. Flore pliocène des cinerites du Pas de la Mougudo. «Ann. Mus. Hist. Nat. Marseille», géol., 1905, vol. 9.
- Л u d w i g R. Fossile Pflanzen aus der ältesten Abteilung der Rheinisch-Wetterauer Braunkohle. «Palaeontographica», 1859, Bd. 8.
- М e n z e l P. Ueber die Flora der Senftenberger Braunkohlenablagerungen. «Abh. Preuss. geol. Landesanst. u. Bergakad.», N. F., 1906, Heft 46.
- М e y e r H. Beiträge zur Naturgeschichte der Vorwelt. «Palaeontographica», 1859, Bd. 8.
- Н a t h o r s t A. Contributions à la flore fossile du Japon. «K. Svensk. Vetenskapskad. Hand.», 1883, vol. 20, S. 11.
- П r i n c i p i P. Nuova contribuzione allo studio della flora sarmaziana di Polenta. 1926.
- С a p o r t a G. Études sur la végétation du Sud-Est de la France. Paris, 1863—1865, suppl. 1873.
- С a p o r t a G. Nouvelles observations sur la flore fossile de Mogi, dans le Japon méridional. «Ann. Soc. Nat.», Botanique, Ser. 6, 1884, vol. 17.
- С c h i m p e r W. Traité de la paléontologie végétale, vol. 3. Paris, 1874.
- С c h m a l h a u s e n J. Ueber tertiäre Pflanzen aus dem Tale der Buchtorma am Fusse des Altaigebirges. «Palaeontographica», 1887, Bd. 33.

- Schneider K. Illustriertes Handbuch der Laubholzkunde. Jena, 1912.  
 Sismonda E. Matériaux pour servir à la paléontologie du terrain tertiaire du Piémont. «Mém. Acad. Torino», 1865, vol. XXII.  
 Stefanoff B. a. Jordanoff D. Studies upon the pliocene flora of the plain of Sofia (Bulgaria). «Сб. на Бълг. Акад. на наук.», кн. XXIX, 1935.  
 Stojanoff N. u. Stefanoff B. Beitrag zur Kenntnis der Pliozänflora der Ebene von Sofia. «Zs. bulg. geol. Ges.», 1929, Heft 3.  
 Stur D. Beitrag zur Kenntnis der Flora der Süßwasserquarze der Congerien- u. Cerithiensichten in Wiener und Ungarischen Becken. «Sitzber. Akad. Wiss.», 1867.  
 Unger F. Genera et species plantarum fossilium. Vindobona, 1840.  
 Unger F. Chloris protogaea. Leipzig, 1847.  
 Unger F. Fossile Flora von Sotzka. «Denkschr. Akad. Wiss.», 1850.  
 Unger F. Fossile Flora von Gleichenberg. «Sitzber. Akad. Wiss.», 1854.  
 Unger F. Sylloge plantarum fossilium. Wien, 1860—1866, vol. I—III.  
 Unger F. Die fossile Flora von Kumi auf Euboea. «Denkschr. Akad. Wiss.», 1867.  
 Weber O. Die Tertiärflora der niederrheinischen Braunkohlenformation. «Palaeontographica», Cassel, 1852, Bd. II.

## ОБЪЯСНЕНИЕ ТАБЛИЦ

### Таблица I

- Фиг. 1. *Hicoria bilinica* (Ung.) Krush. Средняя часть листочка с хорошо выраженной на фотографии зубчатостью.  
 Фиг. 2. *Hicoria bilinica* (Ung.) Krush. (a). Тот же листочек, что на фиг. 1. *Quercus neriifolia* A. Br. (б). Средняя часть листа.  
 Фиг. 3. *Juglans acuminata* A. Br. Почти цельный листочек.  
 Фиг. 4. *Juglans acuminata* A. Br. Почти цельный небольшой, по видимому верхушечный, листочек.  
 Фиг. 5. *Pterocarya castaneaefolia* (Goerpp.) Menzel. Почти цельный листочек.  
 Фиг. 6. *Fagus orientalis* Lipsky fossilis. Цельный лист.  
 Фиг. 7. *Fagus orientalis* Lipsky fossilis. Цельный мелкий лист.  
 Фиг. 8. *Castanea atavia* Ung. f. *Kubinyi* Kov. Верхняя часть листа средней величины.

### Таблица II

- Фиг. 1. *Fagus orientalis* Lipsky fossilis. Крупный лист со слабо выраженной зубчатостью края.  
 Фиг. 2. *Castanea atavia* Ung. f. *Ungeri* Heeg. Характерный лист с волнистым краем.  
 Фиг. 3. *Castanea atavia* Ung. f. *Kubinyi* Kov. Небольшой лист с заметным выходом вторичных жилок из зубцов края в виде щетинок.  
 Фиг. 4. *Castanea atavia* Ung. f. *Kubinyi* Kov. Верхняя часть крупного листа.  
 Фиг. 5. *Fagus orientalis* Lipsky fossilis. Часть небольшого листа.  
 Фиг. 6. *Quercus hyrgitica* sp. n. Маленький цельный лист с коротким черешком и лопастью вверху.  
 Фиг. 7. *Quercus neriifolia* A. Br. Нижняя часть листа с черешком.  
 Фиг. 8. *Quercus neriifolia* A. Br. Почти цельный лист с ясно видной структурой.  
 Фиг. 9. *Liquidambar europaeum* A. Br. Цельный маленький лист с одинаково развитыми лопастями и хорошо выраженными зубчиками края на нижних лопастях.

### Таблица III

- Фиг. 1. *Quercus pseudorobur* Kov. Небольшой цельный лист с острыми лопастями.  
 Фиг. 2. *Quercus pseudorobur* Kov. Средняя часть крупного листа.  
 Фиг. 3. *Quercus hyrgitica* sp. n. Цельный лист средней величины с зубцами, переходящими в лопасти на верхушке.  
 Фиг. 4. *Quercus pseudocastanea* Goerpp. Средняя часть крупного листа.  
 Фиг. 5. *Quercus pseudocastanea* Goerpp. Средняя часть крупного листа.

- Фиг. 6. *Quercus pseudoilex* К о в. Небольшой цельный лист с хорошо выраженной структурой поверхности.  
 Фиг. 7. *Acer subcampestre* Г о е р р. Часть небольшого листа.

## Т а б л и ц а IV

- Фиг. 1. *Quercus pseudorobur* К о в. Почти цельный лист эллиптической формы с крупными округлыми зубцами края, переходящими в лопасти.  
 Фиг. 2. *Zelkova Ungerii* К о в. Побег с пятью листьями.  
 Фиг. 3. *Zelkova Ungerii* К о в. Крупный лист с черешком.  
 Фиг. 4. *Magnolia* sp. Верхняя часть небольшого листа.  
 Фиг. 5. *Fothergilla Ungerii* К о в. Почти цельный лист.  
 Фиг. 6. *Fothergilla Ungerii* К о в. Нижняя часть листа с черешком.  
 Фиг. 7. *Liquidambar europaeum* А. В г. Маленький почти цельный лист с вытянутой верхней долей, с зубчиками, видными на левой нижней доле.  
 Фиг. 8. *Crataegus sarmatica* sp. n. Лист с поврежденными краями и верхушкой и прекрасно сохранившейся нижней частью и черешком.  
 Фиг. 9. *Acer subcampestre* Г о е р р. Часть небольшого листа.

## Т а б л и ц а V

- Фиг. 1. *Sorbus praetorminalis* sp. n. Почти цельный лист.  
 Фиг. 2. *Acer polymorphum* Sieb. & Zucc. *tiocenicum* Menz. Часть семилопастного листа средней величины.  
 Фиг. 3. *Rhus juglandogena* E t t i n g s. Верхняя часть стержня с семью листочками, из которых два верхних сращены с конечным.  
 Фиг. 4. *Acer polymorphum* Sieb. & Zucc. *tiocenicum* Menz. Цельный некрупный лист с поврежденной верхушкой средней лопасти.  
 Фиг. 5. *Acer subcampestre* Г о е р р. Почти цельный крупный лист.  
 Фиг. 6. *Sorbus praetorminalis* sp. n. Лист с крупными лопастями. На некоторых из них хорошо заметна зубчатость.

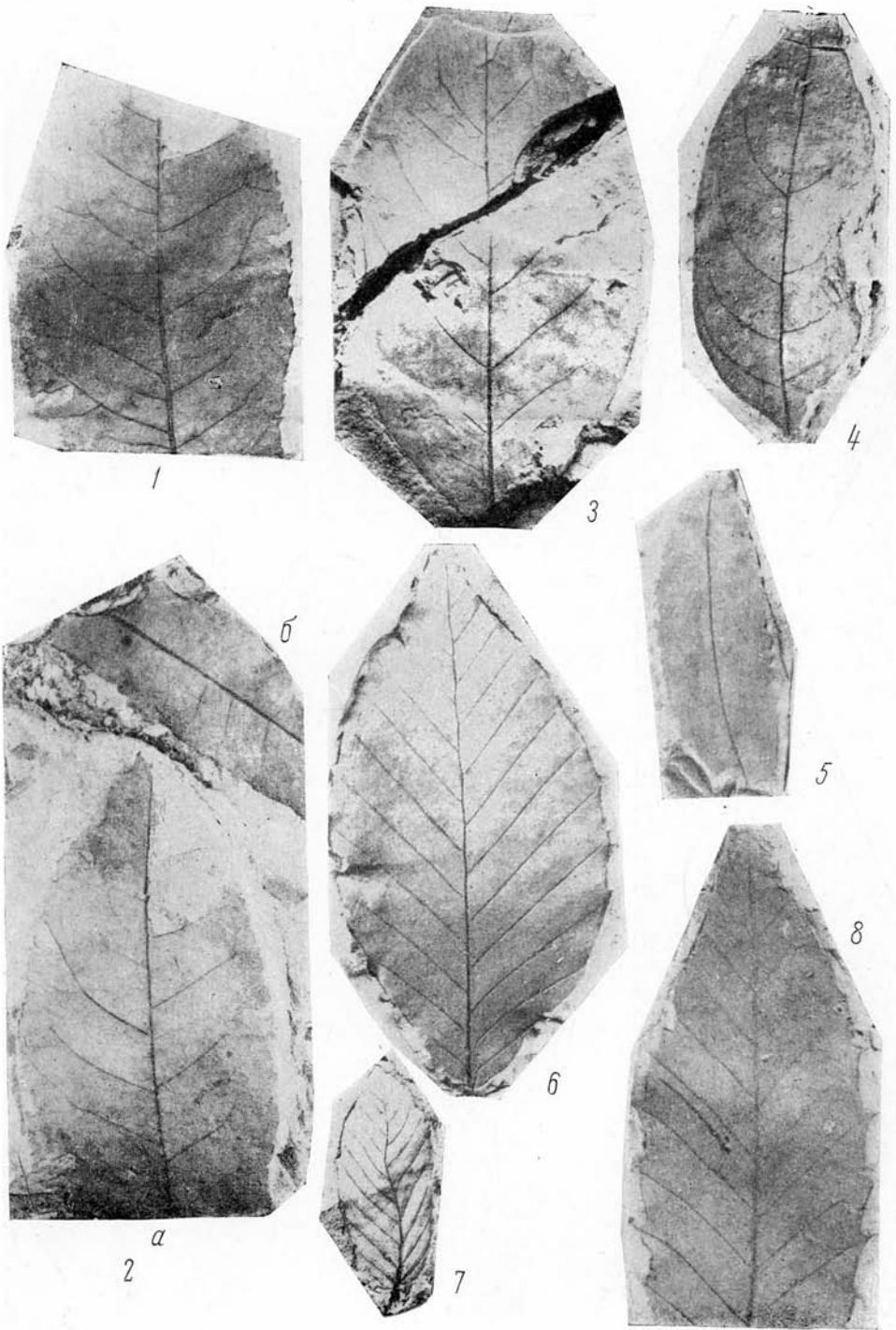
## Т а б л и ц а VI

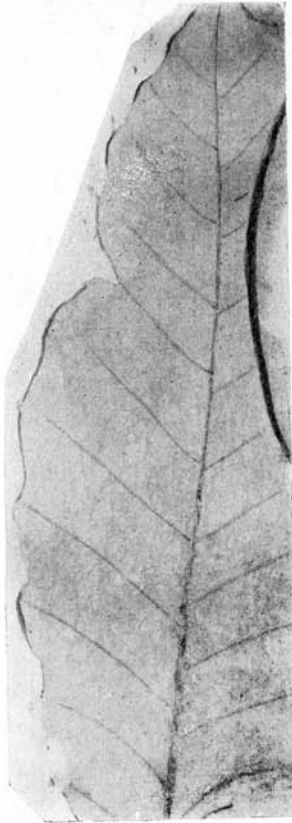
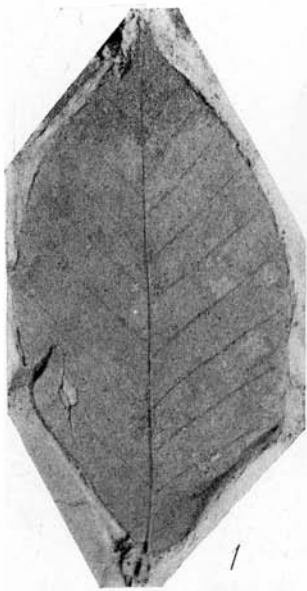
- Фиг. 1. *Sorbus praegraeca* sp. n. Верхняя часть крупного листа.  
 Фиг. 2. *Nyssa* sp. Цельный лист с черешком.  
 Фиг. 3. *Firmiana tridens* (L u d w.) К г у s h t. Почти цельный крупный лист с длинным черешком.  
 Фиг. 4. *Vitis teutonica* А. В г. Небольшой лист с хорошо выраженными лопастями, из которых левая повреждена.

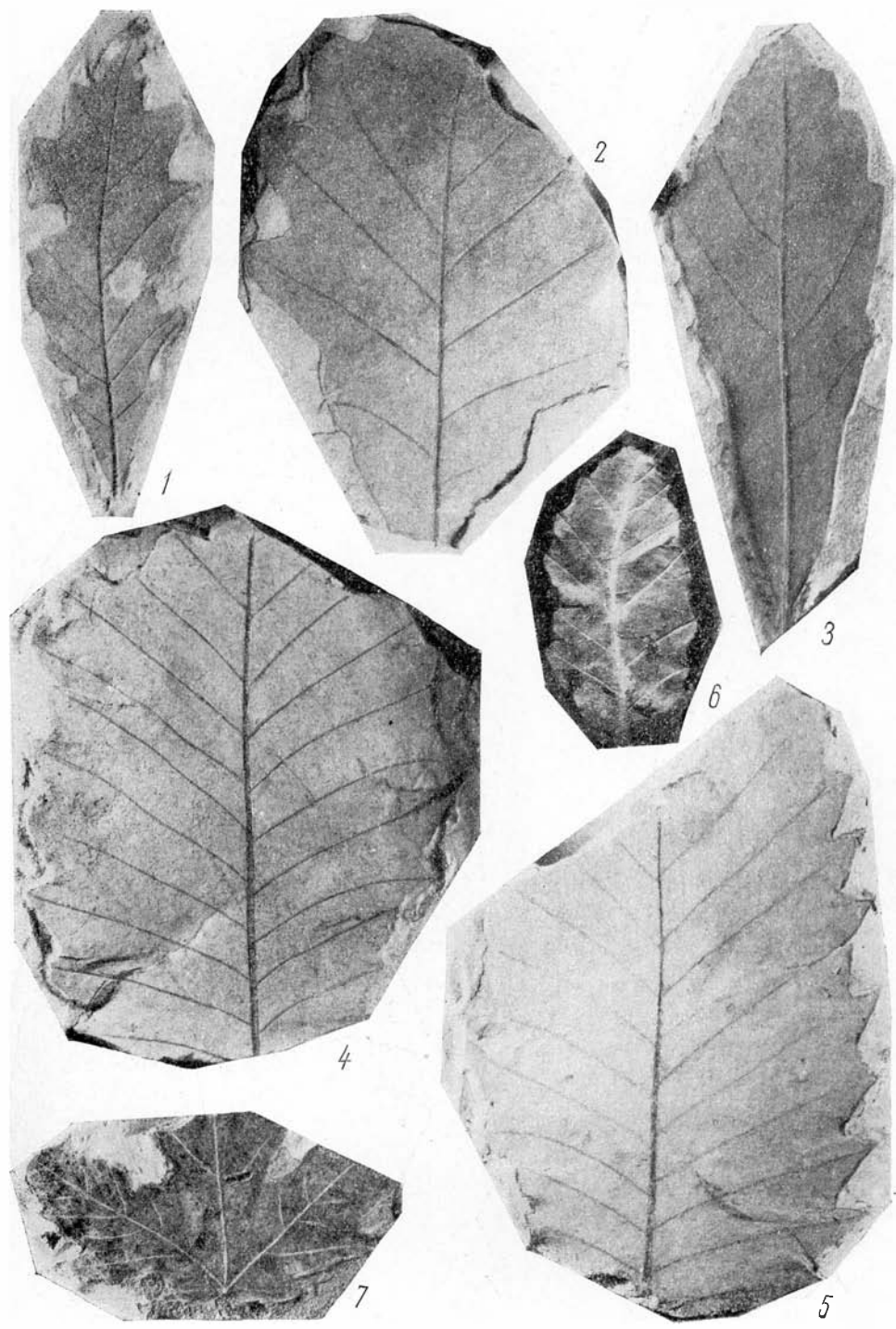
## Т а б л и ц а VII

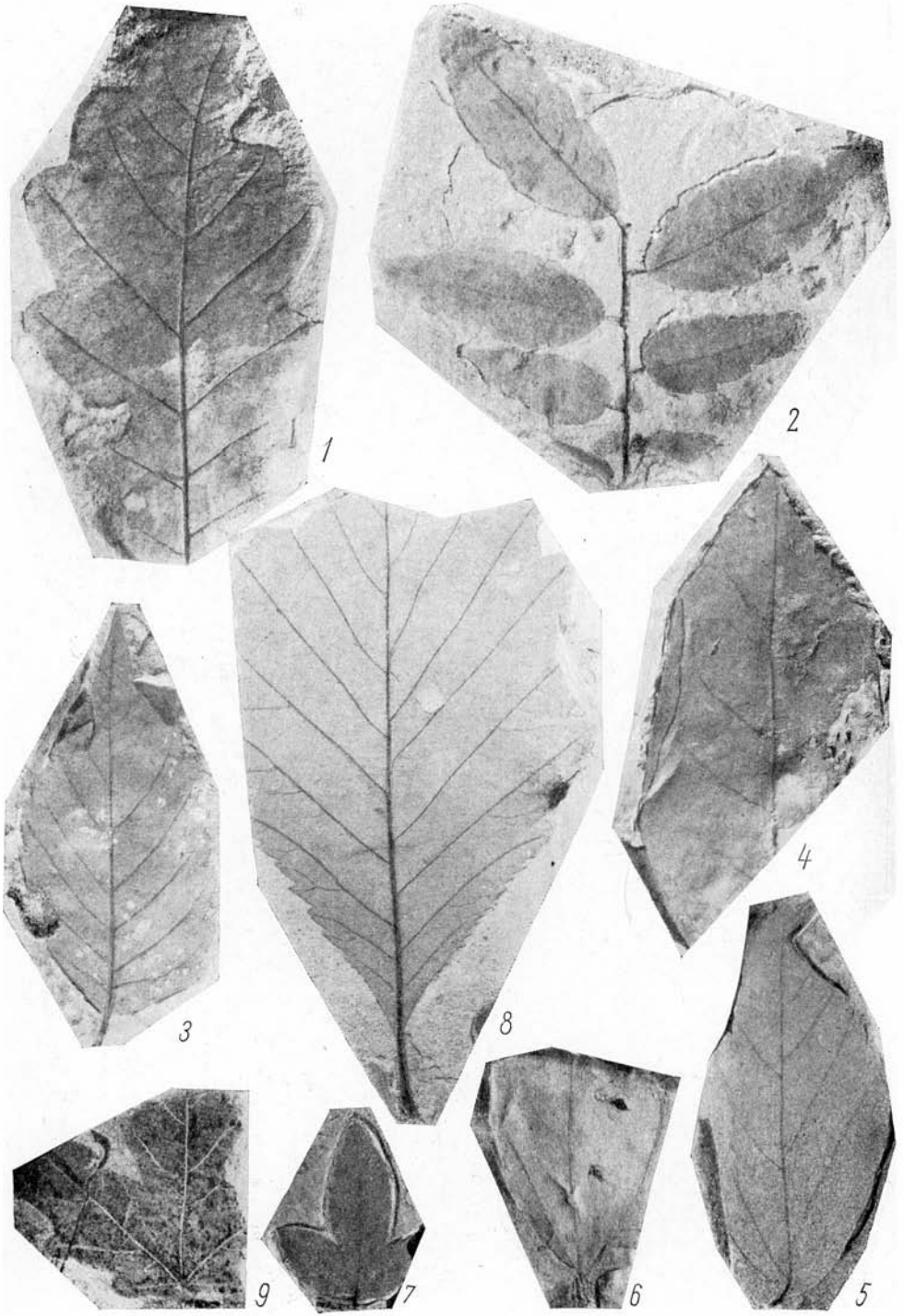
- Фиг. 1. *Rhus quercifolia* Г о е р р. Сложный лист с поврежденными верхушками боковых и средней долей.  
 Фиг. 2. *Cercidiphyllum crenatum* (H e e r) В г о w n. Лист с поврежденным левым краем и хорошо заметной зубчатостью.  
 Фиг. 3. *Hibiscus* sp.? Правый участок нижней половины крупного листа.  
 Фиг. 4. *Firmiana tridens* (L u d w.) К г у s h t. Верхняя часть крупного трехлопастного листа.

Все образцы происходят из карьера мелового мергеля к северу от ст. Амвросиевка. Коллекция хранится в Палеонтологическом кабинете Ленинградского университета. Все образцы изображены в натуральную величину.





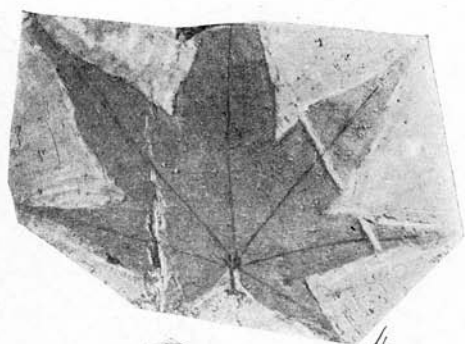




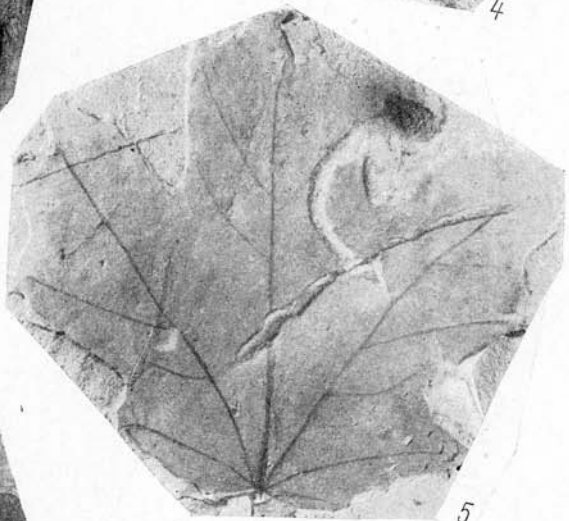




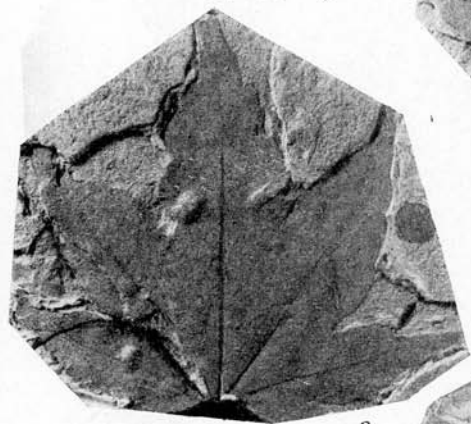
1



4



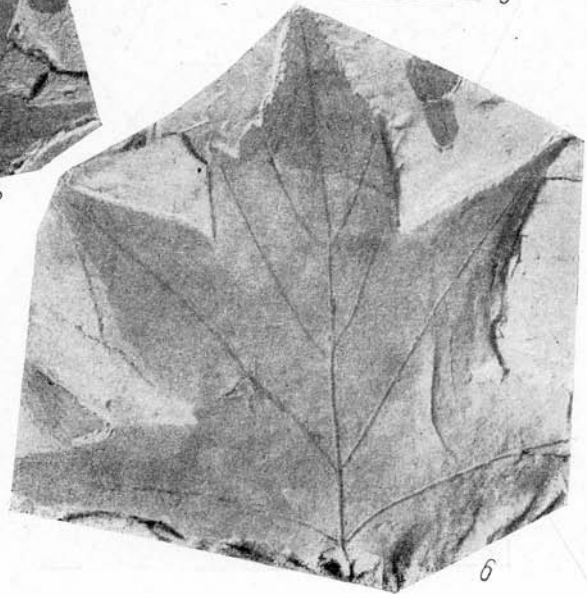
5



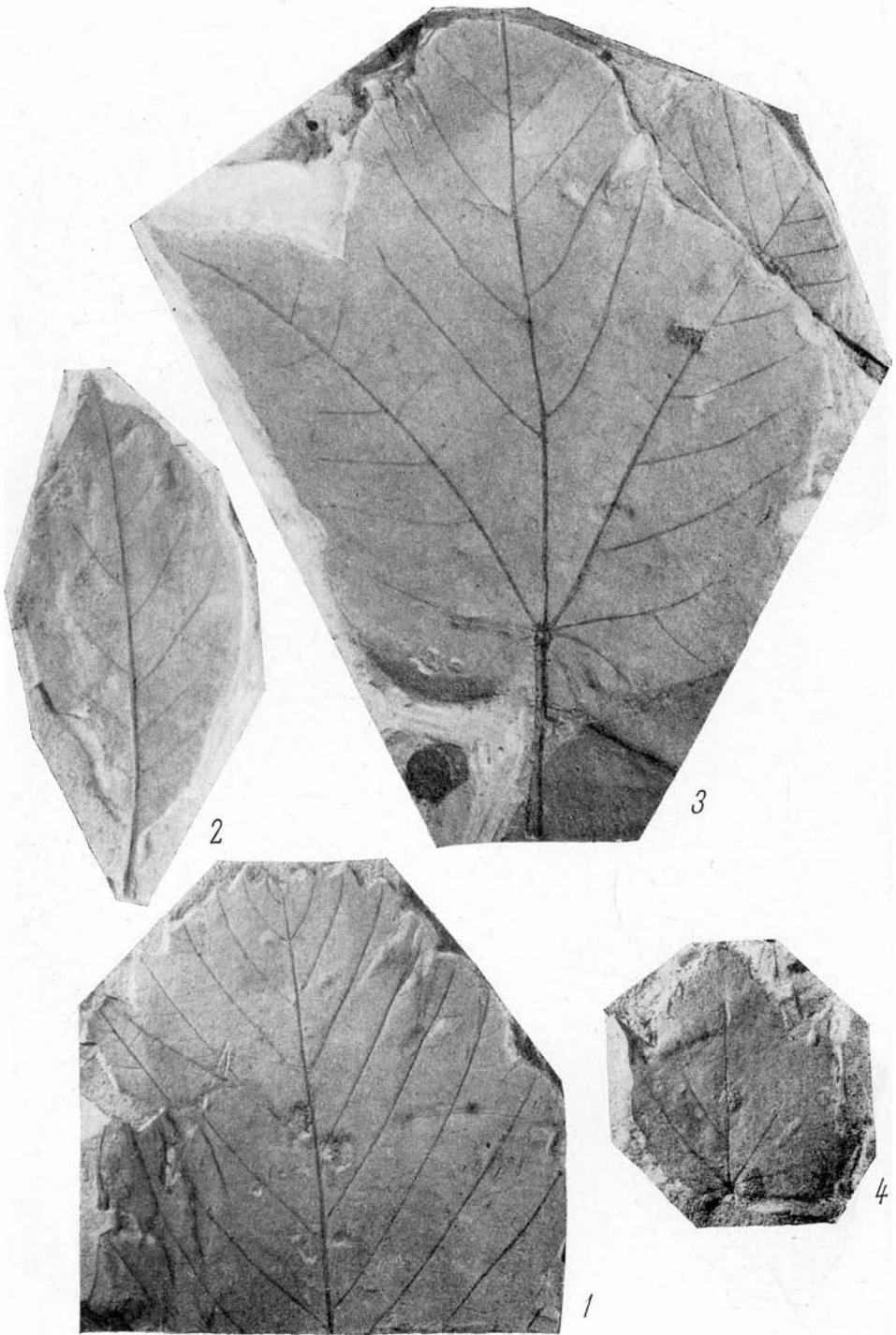
2

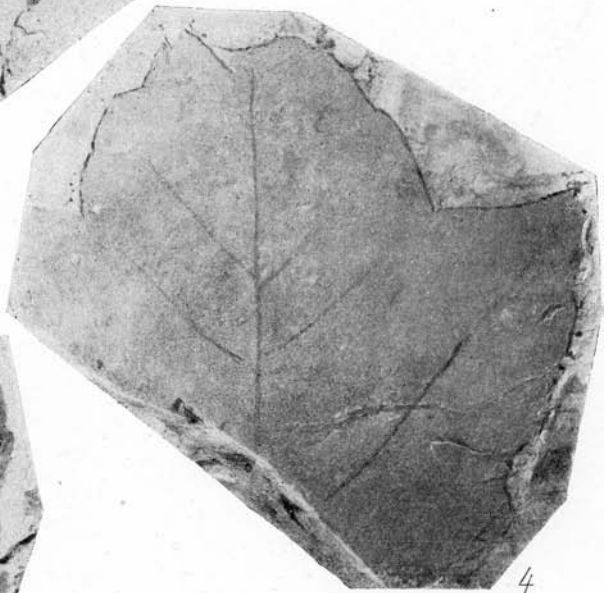
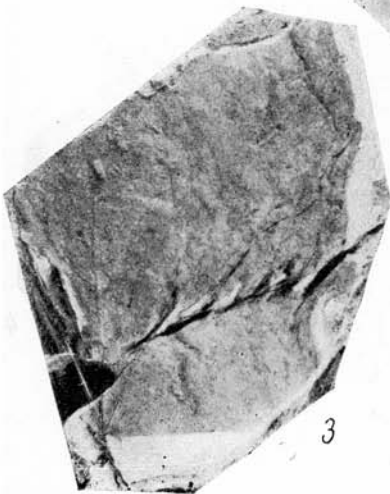
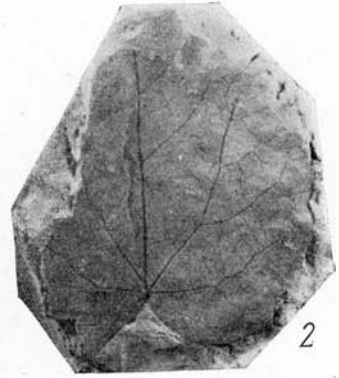


3




6





**ОТДЕЛ ТЕКТОНИКИ, ГЕОФИЗИКИ  
И РЕГИОНАЛЬНОЙ ГЕОЛОГИИ**

  
Академик А. Н. ЗАВАРИЦКИЙ и В. П. БАТУРИН

## ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ НИЖНЕЙ ЧАСТИ ПАЛЕЗОЙСКОГО ОСАДОЧНОГО КОМПЛЕКСА И ЕГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ОСНОВАНИЯ В РАЙОНЕ МОСКВЫ

*(По материалам скважин на старых бойнях)*

При исследованиях, связанных с проблемой центральной части Русской платформы и ее возможной нефтеносности, Московским нефтяным геолого-разведочным трестом в 1940 г. было продолжено углубление скважины, заложенной раньше Институтом геологии и минералогии на территории старых московских боен. В первый раз скважина была добурена до глубины 1633,7 м; продолжать ее углубление считалось невозможным по техническим причинам.

Московским нефтяным геолого-разведочным трестом скважина была углублена далее, причем в интервале 1631,5—1646,5 м был пройден комплекс осадочных пород, с 1645,6 до 1656,6 м — переходная выветрелая зона, а с глубины 1656,6 м скважина вошла в толщу сплошной кристаллической породы, в которой и была доведена к концу 1940 г. до глубины 1677 м.

Исследование кернов скважины, произведенное авторами (по кристаллическим породам А. Н. Заварицким, по осадочным — В. П. Батуриным), послужило материалом для настоящего очерка.

### КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Относительно кристаллических пород, лежащих в основании отложений, пройденных московской скважиной, в литературе уже появилось краткое сообщение В. И. Лучицкого и Ю. И. Половинкиной<sup>1</sup>, которые указывают, что эти породы являются типичными мигматитами; по внешнему виду они наиболее сходны с мигматитами, встречающимися на р. Ингульце и в ряде мест Киевской, Подольской, Волынской и других областей Украинского кристаллического массива. Для минералогического состава этих пород характерно наличие, кроме кварца, полевого шпата и биотита, а также большого количества кордиерита и силлиманита.

В настоящей статье сообщаются еще некоторые дополнительные сведения об этих породах.

<sup>1</sup> «Сов. геология», 1940, № 10.

Лежащие в основании всего разреза кристаллические горные породы представляют собой типичные мигматиты (до конца скважины — 1677 м). На отполированных поверхностях керна из скважины хорошо видно, что, несмотря на несколько меняющийся внешний вид породы, мы имеем дело с одной и той же толщей горной породы, представляющей собой единое целое. Легко различаются, с одной стороны, темная, богатая биотитом составная часть мигматита и, с другой, кварцево-полевошпатовые инъекции из красноватого полевого шпата и сероватого кварца, пронизывающие массу темной породы обильными жилками, то ровными, то имеющими вид линзочек, иногда изгибающимися в мелкие складочки, местами переходящими в небольшие гнездышки.

В темной части породы минералогический состав ее, вследствие мелкозернистости, трудно различить невооруженным глазом. О нем приходится судить главным образом по микроскопическим исследованиям. В светлых красноватых прожилках, более крупнозернистых, полевой шпат и кварц большей частью нетрудно различить на шлифованных поверхностях, и здесь можно заметить, что относительные количества того и другого минерала в разных местах значительно колеблется; однако в общем мы имеем дело с материалом гранитового состава, характерным для мигматита.

Свойственная мигматитам неоднородность породы отлично проявляется также и при микроскопическом исследовании. В разных шлифах количественный минералогический состав значительно меняется. Было бы даже бесполезно пытаться получить для отдельных шлифов выражение его в каких-нибудь цифрах. Меняется также и качественный минералогический состав. В отдельных прослойках появляются иногда такие минералы, как кордиерит, иногда гранат, в других образцах отсутствующие.

Мигматитовая природа нашей горной породы выражается прежде всего в наличии участков двоякого рода. Такими участками являются, с одной стороны, участки, состоящие почти исключительно из светлых минералов кварца и полевого шпата, а с другой — полоски скоплений биотита и силлиманита, к которым присоединяются и другие метаморфические минералы. Эти полоски, образованные темными минералами, неправильные, прерывистые, и резкой границы между ними и кварцево-полевошпатовыми участками в сущности нет. Мы имеем дело с одной породой, характеризующейся лишь неравномерным распределением минералов: кварца, полевого шпата, как калиевого, так и известково-натриевого, биотита, силлиманита, магнетита, акцессорных — циркона и апатита. Характерными минералами, также распределенными неравномерно, но встречающимися не в каждом шлифе, являются кордиерит и гранат. Как продукты разложения наблюдаются иногда каолинит, какой-то цеолитовый минерал, карбонат и хлорито-серпентиновое вещество, замещающее кордиерит.

Кварц встречается в зернах очень неодинаковой величины. Более крупные зерна, достигающие 2—3 мм, вместе с полевым шпатом входят в состав светлых участков породы. Эти зерна обыкновенно обнаруживают отчетливое волнистое погасание, распадаясь при этом на отдельные участки. Часто такие крупные зерна содержат многочисленные точечные включения, располагающиеся обычными в этих случаях полосками. Кроме таких крупных зерен, значительная часть кварца образует агрегаты мелких неправильных зерен величиной около 0,1 мм и даже мельче. В них волнистое погасание отсутствует. Агрегаты таких зернышек часто цементируют более крупные зерна кварца и полевых шпатов, иногда образуют

небольшие самостоятельные скопления, вытянутые согласно общей слоистости породы. Кроме этих двух основных форм нахождения кварца, этот минерал встречается иногда внутри крупных зерен калиевого полевого шпата в виде округлых каплевидных включений размером 0,1—0,2 мм. И, наконец, он входит как составная часть в мирмекитовые сростки, наблюдающиеся, впрочем, далеко не во всех шлифах. Необходимо отметить, что по отношению к калиевому полевоому шпату зерна кварца, как правило, являются идиоморфными. Только в одном из шлифов был встречен довольно грубый пегматитовый сросток кварца и ортоклаза со своеобразными закругленными контурами ихтиоглистов.

К а л и е в ы й п о л е в о й ш п а т встречается в виде крупных изометрических зерен или более мелких ксеноморфных выделений. Размеры более крупных зерен калиевого полевого шпата обычно достигают около 3 мм. Ни в крупных, ни в мелких зернах не наблюдалось решетчатого двойникового строения микроклина. Микропертитовые вросстки также отсутствуют. Минерал однороден и обыкновенно не обнаруживает следов волнистого погасания. Оптическое исследование показывает, что наш калиевый полевой шпат обладает большим углом оптических осей:  $2V$  равен от  $75$  до  $80^\circ$  и даже больше. В ориентировке оптического эллипсоида довольно часто наблюдается несоответствие  $Ng$  с перпендикуляром к спайности до (010), но в нескольких исследованных зернах эти отклонения не превышают  $5^\circ$ . Перпендикуляр спайности (001) с  $Nm$  образует угол  $6$ — $8^\circ$ . Калиевый полевой шпат ксеноморфен по отношению к кварцу. Уже было упомянуто о включениях округлых зерен кварца, встречающихся в крупных зернах шпата. Наблюдалась также включения небольших идиоморфных кристаллов олигоклаза. Мирмекитовые сростки, как обычно, попадают на границе кристаллических зерен калиевого полевого шпата.

В том шлифе, где наблюдался пегматитовый сросток калиевого полевого шпата и кварца, порода сильно разложена, плагиоклаз целиком замещен вторичными минералами, но калиевый полевой шпат вполне прозрачен. В то же время в нем появляется особенность, отсутствующая в других образцах, а именно многочисленные параллельно расположенные вросстки мелких табличек, повидимому гематита.

П л а г и о к л а з присутствует в количествах то меньших, чем количество калиевого полевого шпата, то преобладает над ним. Судя по очень малым углам погасания в тонких полисинтетических двойниковых полосках, плагиоклаз надо считать олигоклазом. Показатель преломления  $Nm$  немного выше 1,545. Очень характерной особенностью некоторых относительно крупных его зерен являются антипертитовые вросстки калиевого полевого шпата, имеющие в разрезах, приблизительно перпендикулярных к [100], очертания прямоугольников (табл. I, фиг. 1). Эти вросстки большей частью наблюдаются только в центральной части олигоклаза. Их размеры 0,1—0,2 мм; как число их, так и правильность очертаний непостоянны. В более мелких зернах олигоклаза таких вросстков не наблюдается.

Олигоклаз в некоторых образцах с различной глубины сильно разложен. Обыкновенно при этом он превращен в чешуйчатый агрегат каолино-подобного минерала с показателем преломления  $Ng = \text{ок. } 1,567$ . В других случаях продуктом разложения олигоклаза является минерал с несколько более низким преломлением и более высоким двупреломлением (до желтоватых цветов поляризации), к которому всегда присоединяется карбонат в виде отдельных зерен, часто одинаково ориентированных. В некоторых

шлифах плагиоклаз целиком разложен, в других, наряду с совершенно разложенными зернами, имеются и свежие. Макроскопически разложенные зерна плагиоклаза становятся белыми, непрозрачными.

**Биотит** встречается в пластинках, по размеру не превышающих обыкновенно 0,5 мм, часто гораздо более мелких, бурый, скорее с зеленоватым, чем красноватым оттенком плеохроизма. Как уже указано, его пластинки образуют вытянутые в слои скопления, где к нему присоединяются силлиманит и магнетит.

**Силлиманит** в виде тонких иголочек образует характерные для этого минерала тонковолокнистые агрегаты (см. табл. I, фиг. 2), часто ассоциированные со скоплениями биотита. Местами встречаются призмочки силлиманита более крупные, достигающие 0,1—0,2 мм в толщину, и тогда минерал хорошо поддается исследованию. Измерен показатель преломления  $N_m = 1,660 \pm 0,002$ ;  $2V$  настолько мал, что на федоровском столике минерал себя ведет почти как одноосный; оптический знак положительный и  $N_g - N_p = \text{ок. } 0,020$ . В одном из образцов попались поперечные разрезы крупных призм силлиманита, достигающих толщины 1 мм.

Хотя силлиманит тесно ассоциирован с биотитом, однако эти минералы не перемешаны между собою, а образуют обособленные скопления.

**Магнетит** всегда присутствует в шлифах в виде мелких зерен, или неправильных, или имеющих кристаллические очертания; этот минерал обыкновенно находится среди скоплений биотита и гораздо реже среди других участков породы.

**Апатит** в виде мельчайших коротких иголочек встречен в ничтожном количестве и только в некоторых шлифах.

**Кордиерит** распределен в породе очень неравномерно. В одних образцах его много, в других его совсем не удалось обнаружить. Хотя кордиерит, вследствие близости его оптических свойств к свойствам полевого шпата, может легко ускользнуть при исследовании шлифов, однако можно быть уверенным, что в ряде шлифов он отсутствует. Обнаруженный нами кордиерит имел вид округлых или неправильных зерен; характерных тройников не наблюдалось. В некоторых случаях зерна кордиерита распознаются по включениям магнетитовых зернышек, отсутствующих в кварце и полевоом шпате. В других случаях его можно узнать по продуктам разложения, когда минерал превращается или в желтоватое изотропное вещество, или в пинитообразные агрегаты. Оптическое исследование кордиерита показало, что угол оптических осей в нем  $2V = + 77 \pm 1^\circ$ , причем удалось наблюдать обе оси. Нередки характерные оптические аномалии в виде выклинивающихся псевдодвойниковых полосок. Только в одном из образцов были обнаружены в кордиерите хорошо окрашенные желтые пятна — дворники. Показатель преломления таких окрашенных участков несколько выше.  $N_m = \text{ок. } 1,567$ .

Кордиерит в породе также, повидимому, приурочен к слоям, богатым биотитом и силлиманитом.

**Гранат** встречается в виде скопления зерен и также находится в тех полосках, где скопляются биотит и силлиманит, хотя были встречены также отдельные кристаллические зерна граната среди бесцветных минералов. Зерна граната неправильны. По облику — окраске и преломлению — он похож на алмадин. Гранат встречается еще реже, чем кордиерит.

Структура и текстура породы в общем отвечают структуре и текстуре мигматитовых гнейсов, определяясь главным образом кристаллобласти-



ческими отношениями минералов и их неравномерным распределением. В зависимости от преобладания тех или других минералов в различных участках породы микроструктура может быть названа в этих участках гранобластической и притом гетеробластической, где преобладают полевые шпаты и кварц, лепидобластической — в богатых биотитом участках, фибробластической, — где много силлиманита.

Как уже было сказано, участки (прожилки и сегрегации), которые сложены полевым шпатом и кварцем, более крупнозернисты, чем полоски, где преобладают биотит и силлиманит. Размер зерен в кварцево-полевошпатовой части породы 2—3 мм, но тут же присутствуют мелкие зернышки кварца, которые при значительном их развитии придают структуре вид цементной; иногда, если они цементируют более крупные зерна кварца с сильным волнистым погасанием, получается облик структуры катаклатической. Очертания крупных зерен в этих случаях извилистые, почти зубчатые. О других соотношениях минералов кварцево-полевошпатовых участков, а именно об идиоморфизме кварца к калиевому полевошпату, о его округлых вростках в последнем, мирменитовых срастаниях и др. мы уже упоминали.

Очень характерны образцы с ясно полосчатой структурой. Биотит и силлиманит образуют ленты — слои толщиной около 1 мм, неправильные, прерывающиеся и облекающие более крупные зерна бесцветных минералов (см. табл. I, фиг. 2). Эти слои чередуются с кварцево-полевошпатовыми более крупнозернистыми прослойками толщиной в 3—5 мм.

В слоях биотита и силлиманита эти минералы, как уже отмечалось, распределены неравномерно, группируются пучками, при этом, как правило, биотит окружает магнетит, а силлиманит — калиевые минералы или кордиерит. Тонковолокнистые скопления силлиманита, зажатые между калиевыми минералами, проникают из обособленных полос, где он ассоциируется с биотитом и магнетитом, в разделяющие эти полосы кварцево-полевошпатовые слои.

### Некоторые особенности отдельных образцов

Два образца взяты из галек.

**1641,5—1646,5 м.** Вторичное разложение, особенно полевого шпата. Пойкилитовые вростки совершенно разложенного плагноклаза в свежем ортоклазе. Размер плагноклазов около 0,5 мм, ортоклаза до 2 мм. Письменное срастание кварца с ортоклазом в зерне до 3 мм. Вростки карбоната (?) в кварце и биотите. Запыленность ортоклаза. Гематитовые вростки. Кварц с волнистым погасанием, частью с тонкими игольчатыми вростками.

**1647 м.** Много биотита с слегка зеленоватым оттенком, порядочно рудного минерала. Чешуйки биотита и большинство зерен кварца размером около 0,15 мм, крупные — до 0,5 мм; такого же размера зерна ортоклаза. Скопление зерен граната 3×2 мм. Рядом с гранатом может быть разложенный кордиерит, проросший кварцем. Небольшая примесь карбоната. Калиевого полевого шпата в породе примерно 40%, кварца 13%, биотита 30%. Угол оптических осей в калиевом полевошпате 82°.

Кристаллические породы в коренном залегании начинаются, как сказано, с 1652 м.

**1652 м.** Довольно много кварца (около 53%) очень неравномернозернистого. Неправильные зубчатые зерна в 1 мм чередуются с мелкозернистыми агрегатами в 0,1 мм и меньше. Олигоклаз и калиевый полевой

шпат содержатся почти в одинаковом количестве — по 14%. Биотита типично коричневого — около 12%. Силлиманит большей частью вместе с биотитом; определен показатель преломления:  $N_m = 1,650$ . Силлиманит также зажат между зернами кварца, иногда отмечаются крупные его призмочки. Обычная примесь магнетита.

**1657,6—1657,8 м.** Отчетливая слоистость в текстуре. Слоями участки богаты биотитом, к ним же приурочены скопления силлиманита. Характерно облекание зерен кварца. В более крупных участках, бедных биотитом, размер зерен от 1 до 3 мм, в более мелких — от 0,3 до 0,6 мм и мельче. Рудный минерал приурочен к богатым биотитом и силлиманитом участкам. В этом шлифе встречаются хорошие свежие зерна кордиерита. Немного полевого шпата, как калиевого, так и олигоклаза.

**1658,2—1658,5 м.** Сравнительно крупнозернистый участок, бедный слюдой. Крупные зерна, по видимому плагиоклаза, замещаются карбонатом. Есть крупные, совершенно свежие зерна ортоклаза. Кварц иногда с сильным волнистым погасанием, переходит в мелкозернистые зубчатые скопления. Биотит коричневый. Магнетита мало. Размер зерен полевых шпатов до 3 мм, кварца немного меньше. Таблички слюды размером до 0,5 мм; форма зерен очень неправильная.

**1658,8 м.** Неправильными кососланцеватыми полосками, прерывающимися и разветвляющимися, располагаются мелкозернистые участки, богатые биотитом и силлиманитом. Между ними иногда встречаются в виде линз более крупнозернистые (1,5—3 мм) участки из полевого шпата и кварца. Полевой шпат — преимущественно ортоклаз. Попадают также тонкие мирмекитовые сростки. Рудный минерал определенно связан с биотитово-силлиманитовыми прослоями: в них же встречается иногда гранат. Для структуры более крупнозернистых участков характерны немногочисленные округлые пойкилитовые вроски кварца и иногда олигоклаза в ортоклазе. В одном месте шлифа обращает на себя внимание разложение полевого шпата и тут же развитие карбоната.

**1658,9—1659,1 м.** Один из типичных и интересных шлифов. Биотит вместе со скоплениями силлиманита распределяется неправильными прерывистыми полосками, а также между зернами салических минералов. Наблюдаются призмочки силлиманита, иногда крупные (до 0,5 мм в длину и более 0,1 мм толщиной). В светлых участках, где мало биотита, величина зерна 1,5—2 мм, но здесь распространена цементная структура, причем зерна, главным образом кварца, цементированы агрегатом зернышек 0,05 мм. Крупные зерна кварца с волнистым погасанием. Из полевых шпатов преобладает олигоклаз. Встречаются характерные антипертитовые вроски ортоклаза в виде изометрических неправильных пятнышек, иногда квадратиков. В ортоклазе, кроме того, наблюдаются округлые пойкилитовые вроски кварца. Магнетит большей частью приурочен к скоплениям биотита и силлиманита. Замечены мельчайшие зернышки апатита.

**1659,1—1660,3 м.** В шлифе относительно много биотита, но распределение его неправильное. Зерна салических минералов мельче, чем в предыдущем шлифе (коло 0,7 мм — более крупные и много мелких, цементующих). Силлиманита относительно мало. Характерно разложение плагиоклаза, превращающегося почти в скрытокристаллический агрегат каолиноподобного минерала; при этом антипертитовые вроски ортоклаза сохраняются и получается очень характерный вид сростаний. Аксессуары — магнетит и циркон; развивается вторичный кальцит.

Второй шлиф, под тем же номером, немного более крупнозернистый, местами в нем порядочно кордиерита; плагиоклаз большей частью разложив, замещается каолиновым веществом и карбонатом.

**1660,5—1660,8 м.** Богатый биотитом и силлиманитом образец. Эти минералы наблюдаются скоплениями, неправильно распределенными в породе, причем в одних местах в таких скоплениях пластинки биотита и часть призмочек силлиманита довольно крупные, а в других чешуйки биотита чрезвычайно мелкие (10—20 микронов). Там, где преобладают кварц и полевые шпаты (ортоклаза как будто больше, чем олигоклаза), — обычные соотношения минералов: частичная грануляция кварца, более крупные неправильные зерна ортоклаза с округлыми пойкилитовыми вростками кварца и иногда вростками мирмекита по краям. Попадают крупные кристаллы силлиманита до 1 мм толщиной (поперечные разрезы).

**1660,8—1661,3 м.** Шлиф, в котором видны изогнутые полоски, богатые биотитом и силлиманитом. Они имеют толщину 1—2 мм и перемежаются с лейкократовыми прослойками толщиной 2—5 мм. В темных полосках из биотита и силлиманита местами присутствует также гранат (встречен в месте перегиба), к ним же приурочен магнетит. В светлых полосках часто отмечается цементная структура; между зернами развиваются тонкие скопления силлиманита. Довольно часты зерна плагиоклаза с антипертитовыми вростками ортоклаза. Наиболее крупные зерна достигают величины около 1 мм.

**1661,5—1661,9 м.** Мелкозернистые (0,1—0,22 мм) скопления зерен кварца, размером примерно в 1—1,5 мм, и зерна разложившего полевого шпата такого же размера составляют главную массу породы, в которую входят также зеленоватый биотит, магнетит. Разложение полевого шпата очень характерно. Он превращается в псевдоморфозы из какого-то цеолитовидного минерала с относительно высоким двуупреломлением (цвета поляризации до желтых) и карбоната в относительно крупных зернах. Иногда получаются своеобразные решетчатые структуры.

**1663—1663,7 м.** Типичная ясно сланцеватая порода. Неровные полоски скоплений биотита и силлиманита. Как обычно, эти минералы крупные в раздувах. Лейкократовые полоски сравнительно мелкозернистые. Зерна полевого шпата, в числе которых встречается характерный антипертит (немного), 0,5 мм. Кварц обычно мельче, характерны зубчатые контуры зерен. Зерна магнетита приурочены к скоплениям силлиманита и биотита.

**1665,6—1666 м.** Два шлифа. И в том и в другом различаются участки двойного рода. Одни участки богаты биотитом и силлиманитом, а также магнетитом, образующими скопления неправильными полосками, частью переплетающимися. Местами к ним присоединяются скопления граната. Такие полоски чередуются с полосками кварца и полевого шпата. Кварца много. Полевой шпат — как плагиоклаз с антипертитовыми вростками, так и ортоклаз (в меньшем количестве). Величина зерен в этих участках редко достигает 1 мм.

Другие участки в породе, почти лишенные биотита и силлиманита, который здесь иногда встречается в виде войлока, зажатого между зернами полевого шпата и кварца, отличаются более крупными размерами зерен полевого шпата и отчасти кварца. Зерна полевого шпата достигают 3 мм в поперечнике; преимущественно это ортоклаз. В нем иногда встречаются пойкилитовые округлые зерна кварца, изредка олигоклаза. Олигоклаз также в отдельных зернах с антипертитовыми вростками. Попадает мирмекит. Кварц в значительной части гранулирован и обычно с волнистым погасанием. В этом же участке шлифа встречены зерна кордиерита,

полуобросшие войлоком силлиманита и содержащие характерные вростки магнетитовых кристалликов.

Во втором из шлифов в лейкократовом участке крупный кристалл олигоклаза с мелкими антипертитовыми вростками и округлым вростком кварца.

В отношении текстуры следует отметить, что в полосках из силлиманита и кварца кристаллы располагаются частью беспорядочно, а преимущественно поперек полосок.

**1667—1667,3 м.** Участок без силлиманита. Ясно гнейсовидная полосчатая текстура породы. Нерезко очерченные полоски зернистого кварца. В полоске, обогащенной биотитом, скопления зерен граната с венчиками из биотита. Скопления пластинок биотита местами огибают очки кварцевых скоплений и такие же зерна полевого шпата. Относительно крупные зерна полевого шпата (олигоклаза) разложены, замещаются цеолитовидным минералом и карбонатом.

**1667,3—1667,6 м.** Шлиф из участка, почти лишенного биотита и силлиманита. Порода состоит из крупных зерен (около 3 мм) ортоклаза, в небольшом количестве — олигоклаза, разложенного и замещающегося цеолитоподобным веществом и отчасти карбонатом. Кварц превращен в зернистые агрегаты, его содержание — 25—30%. Обычные взаимные отношения между минералами.

**1667,6—1667,9 м.** Порода очень похожая на предыдущую. Состоит из зерен и зернистых скоплений кварца, из полевого шпата, частью свежего, частью разложенного; свежий — ортоклаз, а разложенный, повидному, олигоклаз, замещающийся каолинообразным или похожим на цеолит минералом и карбонатом. Биотит в мелких пластинках неравномерно распределен в породе; немного магнетита. Размер наиболее крупных зерен полевого шпата — 2,3 мм, все остальные значительно меньше.

**1670,2—1671 м.** Порода с катакластической структурой, местами порфирокластической, когда округлые очкообразные зерна полевого шпата (олигоклаза и ортоклаза) и кварца, размером около 2 мм, заключены в тонкозернистой массе из зернышек размером 10—20 микронов. В этой же массе развиваются скопления более крупных зернышек кварца (около 0,2 мм). Биотит в мелких чешуйках также входит в состав этой тонкозернистой цементирующей массы. Около крупных очков он образует подобие венчиков. Встречается немного магнетита, тесно ассоциированного с биотитом, зернышки циркона и зеленый минерал, похожий на хлоритонд.

**1675,3—1675,6 м.** Шлиф сделан, повидному, по слоистости. Вместо прослоек из биотита и силлиманита — неправильные участки скопления этих минералов, а также магнетита, частью облекающие более крупные зерна бесцветных минералов, размер которых, впрочем, редко превышает 2 мм. Среди них присутствует, повидному, и кордиерит, который можно узнать по характеру его разложения в серпентиноподобное вещество. Как и обычно, биотит и силлиманит неравномерно перемешаны и образуют частью обособленные скопления, но в данном шлифе это заметнее. Характерны зажатые между бесцветными минералами тонкие агрегаты силлиманита. В шлифе встречается несколько зерен граната. Из полевых шпатов присутствуют как олигоклаз, иногда с антипертитовыми вростками, так и ортоклаз, отчетливо ксеноморфный по отношению к кварцу.

**1676,2—1676,3 м.** Прослойки из биотита и силлиманита шириной около 1 мм чередуются с прослойками из бесцветных минералов — кварца и полевого шпата — шириной 2—5 мм. Структура в этих бесцветных

прослойках цементная, зерна размером в 1—2 мм цементируются мелкими кварцевыми зернышками размером около 0,1 мм. Характерны зубчатые контуры бесцветных минералов, местами взаимные прорастания. Много кварца, ксеноморфный ортоклаз, олигоклаз с антипертитовыми вростками в подчиненном количестве. Порядочно кордиерита, иногда разложенного. Его зерна обыкновенно расположены около силлиманитово-биотитовых прослоек, неровных, прерывистых; наблюдается обычное облеkanie этими минералами бесцветных минералов. Магнетит приурочен к этим же прослойкам из силлиманита и биотита, местами здесь же проявляется гранат.

**1676,5—1676,8 м.** Шлиф, вероятно, сделан косо к слоистости породы. Силлиманит и биотит, облекающие зерна бесцветных минералов, встречаются только местами. К ним же, как обычно, приурочивается магнетит. Много кварца, ясно идиоморфного по отношению к калиевому полевому шпату. В шлифе порядочно кордиерита. Некоторые из его зерен с крупными окрашенными в желтый цвет двориками, многие разложены и превратились в изотропное вещество.

**1676,8—1677,1 м.** Полосчато-слоистая структура породы в шлифе очень ясна. Под микроскопом видны полоски, существенно состоящие из силлиманита и биотита, неправильные, прерывающиеся, облекающие зерна бесцветных минералов. К этим полоскам приурочены также и зерна магнетита. В этом шлифе более, чем в других, заметна довольно характерная правильность; зерна магнетита обрастают обыкновенно биотитом, а более крупные зерна бесцветных минералов окружены оболочкой тонких агрегатов силлиманита. Среди бесцветных минералов порядочно кордиерита, частью разложенного и превращающегося или в желтоватое изотропное вещество, или в спутанные агрегаты довольно ярко поляризующих чешуек.

Полевой шпат представлен как ксеноморфным ортоклазом, так и олигоклазом с антипертитовыми вростками. Кварц обычно с волнистым погасанием. Обычная цементная структура. Величина зерна в агрегатах бесцветных минералов редко превышает 1—1,5 мм.

## ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Переходя к описанию осадочного комплекса, следует подчеркнуть, что полнота керна позволила с большой детальностью изучить первые 10 м осадочных пород, непосредственно покрывающих кристаллическое основание платформы.

В дальнейшем характеристика осадочных пород дается снизу вверх, т. е. начиная от кристаллического основания. Подобная последовательность несколько необычна при описании скважин, однако этот прием дает более отчетливую картину хода геологических процессов, чем обычная обратная схема описания скважин сверху вниз.

**1658,7—1656,7 м.** Контакт между кристаллической плитой и осадочным комплексом в изучавшейся скважине. В буровом журнале есть следующая запись: «1658,7—1656,6 м — сильно разрушенный гранит с глинистым материалом; 1656,7—1656,6 м — биотитовый гнейс плотный».

Выход керна в последнем подъеме на 3,9 м всего 0,3 м. КERN сложен красно-бурой глиной с неправильными обломками сильно выветрелых кристаллических пород. Просмотр красно-бурой глины в иммерсии показал, что она весьма сильно насыщена алевритовым и песчаным

материалом и является типичным элювием, образованным на кристаллических породах. Так как поднятый керн очень неполно характеризует интервал, трудно установить точное положение контакта коры выветривания с кристаллической плитой; скорее всего он располагается на глубине около 1656 м.

**1652,7—1646,5 м.** В пизах интервала между отметками 1652,7 и 1652,1 м идут те же красно-бурые суглинки с включением кристаллических пород. Гальки последних иногда занимают весь объем керна. Выше следует серая глина, осевшая, очевидно, из «глинистого раствора». В ней также включены обломки кристаллических пород. Выше серой глины опять отмечаются красно-бурые суглинки описанного типа, занимающие интервал 1646,7—1646,5 м.

**1646,5—1646,15 м.** Песчаник серовато-желтый с гравием и мелкой галькой. Микроскопически порода определяется как глинистый неоднородно-среднезернистый песчаник (см. табл. I, фиг. 3). Среди обломочного материала преобладают зерна 0,2—0,3 мм, но наряду с ними имеются как более крупные песчинки — до 1 мм, так и мелкие алевритовые зерна. Форма обломков угловато-округлая, передки хорошо окатанные зерна с большим диапазоном размерности: от 0,05 до 1 мм. Наряду с округленными зернами встречаются также и остроугольные различных диаметров. Обломочный материал в основном представлен кварцем с волнистым погасанием. Большой процент кварцевых зерен имеет мозаичное (кварцитовидное) строение. Среди обломков обычны калиевые полевые шпаты (микроклины), изредка силициты микрозернистого сложения. Цемент поровый, сложен железисто-глинистой изотропной массой, возможно с примесью аморфного кремнезема.

**1646,15—1646,05 м.** На этой глубине в буровом журнале отмечен «сильно разрушенный гранит». Очевидно, забой скважины натолкнулся здесь на гальку кристаллической породы, чем и вызвано появление такого гранитного прослоя.

**1646,05—1644,75 м.** Мелкогалечный конгломерат с глинисто-песчаным цементом. Галька представлена кристаллическими породами — гнейсами тех же типов, что были отмечены выше в кристаллической формации, кристаллическими сланцами и кварцитами. Размер галек доходит до 8 см. Текстура конгломерата хорошо видна на фотографии керна (см. табл. I, фиг. 4). Глинисто-песчаный цемент сильно железистый и имеет фиолетово-буроватую окраску.

Из гальки приготовлен ряд шлифов. Среди определенных пород оказались: биотитовый гнейс, биотитово-гранатный гнейс, кварцит (см. табл. I, фиг. 5) и сильно мигматизированная порода (табл. II, фиг. 1).

В буровом журнале среди гальки указывается также «песчаник и глауконитовый песчаник». Эти породы нами обнаружены не были и, вероятно, определены ошибочно.

Цементирующая масса очень неоднородна, как показывает исследование нескольких шлифов, приготовленных из различных ее кусков. Ниже приводится описание одного из шлифов, определенного как неоднородно зернистый железистый песчаник (см. табл. II, фиг. 2). Обломочный материал представлен по преимуществу зернами около 0,1 мм в диаметре с резко остроугольными изрезанными контурами. Наряду с алевритовым материалом присутствуют зерна до 2 мм в диаметре. Преобладающий материал — кварц. В значительном количестве (10—20%) к нему присоединяется калиевый полевой шпат. В повышенном количестве (по сравнению со всеми просмотренными шлифами) здесь встречается и биоти-

в виде отдельных чешуек и крупных агрегатов. Следует также отметить наличие каолинита с характерной волокнистой структурой. Обломочный материал связывает железистая масса, непрозрачная в проходящем и красно-бурая в отраженном свете. В отраженном свете удается заметить еще одну категорию обломков, а именно черные рудные минералы (ильменит и магнетит), процент которых достаточно велик (5—10).

В шлифе из другого куса железистый цемент в виде инфильтратов заполняет участки среди глинистой основной массы; он имеет существенно иной вид. Железистое вещество здесь совершенно прозрачно в проходящем свете и имеет яркую оранжево-красную окраску, в скрещенных николях оно слегка анизотропно. Эта порода, также являющаяся цементом конгломерата, значительно более грубозерниста по сравнению с описанной выше и определяется как гравелит<sup>1</sup>.

**1644,75—1644,25 м.** По макроскопическому определению породой этого интервала является слюдисто-глинистый сланец. Под микроскопом обнаруживается сильная песчанистость породы, и она определяется как сильно песчанистый железисто-глинистый сланец (см. табл. II, фиг. 3). Порода сложена глинисто-железистой массой, бурой в отраженном свете и от слабо просвечивающей до непрозрачной в проходящем. В ней рассеяны чешуйки мелких глинистых минералов и хлоритов, расположенные своими длинными сторонами по слоистости. Отдельные микроскопические прослойки и участки видимо сильно обогащены водными окислами железа и совершенно непрозрачны. В отдельных случаях такие непрозрачные линзочки, возможно, сложены углистым веществом. Среди глинистой основной массы в значительном количестве рассеяны песчаные или алевритовые зерна, что придает породе вид крайне неотсортированной. Размер обломков достигает 0,5 мм. Форма их угловатая до остроугольной и зазубренной. Округлые контуры были встречены лишь у нескольких зерен. Доминирующим минералом является кварц, нередко мозаичный и с волнистым погасанием. Изредка встречаются зерна мусковита и биотита.

**1644,25—1643,65 м.** Глинисто-песчаный гравелит, участками переходящий в мелкогалечный конгломерат. Среди гальки: гнейсы, кристаллические сланцы и кварциты. Окраска породы фиолетово-буроватая. Порода близка к описанной выше в интервале 1646,5—1646,15 м, только включает в себе более мелкий обломочный материал.

**1643,65—1643,23 м.** Пестрые слюдисто-глинистые сланцы. Основная окраска их зеленовато-серая. Линзообразно они ожелезнены и имеют темнокрасный цвет. Как и в ранее описанных глинистых сланцах, при помощи микроскопа здесь была обнаружена примесь, правда более мелкого, алевритового материала, отчего мы называем породу алевритовым глинистым сланцем (см. табл. II, фиг. 4). Основная масса породы представлена волокнистым агрегатом из глинистых анизотропных минералов, возможно и хлоритов; участками она сильно ожелезнена и тогда почти непрозрачна. Зеленой породе, очевидно, свойственен первый тип основной массы, а красной — второй. Среди глинистого материала рассеяны кварцевые зерна алевритовой размерности и чешуйки мусковита.

**1643,23—1642,99 м.** Фиолетово-бурый гравелит с включением мелкой гальки, кристаллических сланцев, гнейсов и кварцитов.

**1642,99—1642,92 м.** Макроскопически этот интервал представлен темно-бурым слюдистым глинистым сланцем. После микроскопического исследо-

<sup>1</sup> Термин «гравелит» был принят нами в 1935 г. для цементированных пород с преобладанием обломков гравелистой размерности (1—10 мм).—В. В.

вания порода определяется как каолиново-хлоритовый железистый сланец. Она сложена бурым анизотропным волокнистым минералом, который скорее всего можно отнести к ожелезненному хлориту. Чешуйки ориентированы по слоистости, и весь шлиф погасает одновременно. В виде длинных поперечных разрезов присутствует бесцветный слюдоподобный минерал с низкими цветами интерференции, который мы относим к каолиниту. Отдельными пятнами в шлифе рассеяны водные окислы железа.

**1642,92—1642,75 м.** Фиолетово-бурый неоднороднозернистый песчаник.

**1642,75—1642,59 м.** Зеленовато-серый слюдистый глинистый сланец.

**1642,59—1642,48 м.** Фиолетово-бурая мелкообломочная брекчия. В обломках кристаллические породы описанных уже типов. Книзу брекчия переходит в алеврит той же окраски.

**1642,48—1642,18 м.** Макроскопически интервал представлен мелкозернистым песчаником фиолетово-бурой окраски, переходящим книзу в средний и крупнозернистый песчаник, с прослоем (3 см) гравелита. При помощи микроскопа обнаружен железисто-глинистый алевролит, переходящий в алевритовый глинистый сланец. Порода состоит из глинисто-железистой основной массы, в которую погружены обломки размером 0,01—0,05 мм. Обломки представлены главным образом кварцем, чешуйками каолинита, слюд и ближе не определимыми выветрелыми зернами.

**1642,18—1641,9 м.** Макроскопически порода описана как глинисто-песчаный гравелит с включением мелкой гальки, до 2 см в диаметре. В верхней части интервала преобладает кварцевая галька, в нижней — гнейсовая. Микроскопически порода также определена как глинисто-песчаный гравелит. Обломочный материал очень неоднороден по величине — от сотых долей миллиметра до нескольких миллиметров. Преобладает фракция гравия и крупного песка (табл. II, фиг. 5 и 6). Форма обломков угловатая, однако в значительном количестве присутствуют и округлые зерна, главным образом 0,6—1 мм в диаметре. Обломки представлены преимущественно кварцем. Обычны калиевые полевые шпаты и черные рудные минералы. Цементом служит почти изотропная, в проходящем свете глинистая масса. Обращает на себя внимание крупный обломок мусковитово-хлоритово-кварцевой метаморфической породы.

**1641,9—1641,5 м.** Неоднороднозернистый песчаник светлобурой окраски с выклинивающимися прослоями и линзами фиолетово-бурой глинистой породы. В породе включены зерна гравия и мелкая галька, около 1 см в диаметре. Образец, из которого был приготовлен шлиф, является железисто-глинистым неоднородно-среднезернистым песчаником с включением более крупных зерен гравия и гальки. Обломочный материал главным образом от 0,1 до 0,3 мм. Как отмечалось выше, присутствуют и более крупные обломки, до 1 см. Форма зерен угловатая и угловато-округлая. Обломочный материал представлен в основном кварцем; обычны калиевые полевые шпаты (микроклин). В виде единичных зерен присутствует мусковит. Галька, заключенная в шлифе, определяется как железисто-хлоритовый кварцит. Цемент породы глинисто-железистый, непрозрачный, в отраженном свете бурый.

**1641,5—1641 м.** Глина темнофиолетовая с включением гравия и крупных обломков, размером до 1 см (по буровому журналу).

**1641—1640,7 м.** Мелкозернистый слюдистый песчаник фиолетово-бурой окраски. Микроскопически это железисто-хлоритовый неоднороднозернистый песчаник. Обломочный материал неоднороден по величине



и варьирует от нескольких сотых до одного миллиметра. Форма зерен угловатая. Обломки представлены мозаичным кварцем. Часто отмечается удлиненная форма зерен. Помимо кварца наблюдается значительное количество пластинок хлорита и каолинита. Встречено зерно хлоритово-кварцевой породы. Изредка наблюдаются калиевые полевые шпаты, биотит и черные рудные минералы (главным образом пльменит). Цементом служит сильно выветрелый ожелезненный бурый хлорит. Цемент по количеству преобладает над обломками.

**1640,7—1637,5 м.** Нижняя часть интервала представлена фиолетово-бурым гравелитом с включением гальки до 2 см в диаметре. Эти включения образуют целые прослои мелкогалечного конгломерата. Гравелит переслаивается с неоднороднозернистым песчаником той же фиолетово-бурой окраски. В 20 см от подошвы керна залегает слой толщиной 15 см темно-фиолетового глинистого сланца.

Верхняя часть интервала представлена зеленовато-серым гравелитом с включением гальки и прослоями неоднороднозернистого песчаника. Минералогическое исследование позволяет назвать эту породу хлоритовым гравелитом. Среди обломков гравелита преобладает кварц с мозаичным строением. В подчиненном количестве присутствуют калиевые полевые шпаты, биотит, обломки силицитов и рудные черные минералы. Гравелит совершенно не отсортирован по размеру зерен; наряду с обломками в несколько миллиметров имеются мелкие алевритовые зерна. Форма обломков угловатая, лишь изредка отмечались округлые зерна диаметром в несколько десятков миллиметров. Очень интересный катаклиз зерен кварца наблюдался в ряде точек шлифа. Цементом служит зеленый и бурый хлорит с низкими цветами интерференции, им же вторично цементируются раздавленные зерна кварца.

**1637,5—1636,5 м.** Зеленовато-серый мелкозернистый слюдястый песчаник, переходящий в более грубозернистые разности и содержащий единичные включения гальки. В нижней части керна глинистый прослой около 1 см мощностью. Текстура породы хорошо видна на пришлифованной поверхности керна (см. табл. III, фиг. 2). Образец, изучавшийся в шлифе, определяется как глинисто-слюдясто-хлоритовый мелкозернистый песчаник. В поле шлифа песчаник чередуется с алевритом того же состава (см. табл. III, фиг. 1). Песчаные и алевритовые прослои в отдельности отличаются неотсортированностью материала. Так, например, среди мелкозернистого песчаника со средней величиной зерен 0,1 мм попадаются обломки размером до 1 см. Форма обломков по преимуществу угловатая. Реже присутствуют округлые зерна. В песчаных прослойках преобладает кварц, обычен микроклин, реже встречаются кислый плагиоклаз и мусковит. Алеврит сложен главным образом кварцем и обогащен прослойно расположенными чешуйками хлорита и мусковита. Цемент состоит из кремнисто-глинистой, часто изотропно основной массы, заключающей в себе чешуйки хлорита и мусковита. Отдельные небольшие участки между зернами выполнены кальцитом.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Детальное изучение слоя за слоем толщи осадков, непосредственно покрывающей кристаллический фундамент в районе Москвы, дает в руки геолога материал для восстановления палеогеографической обстановки того далекого момента истории Русской платформы, когда на ее

кристаллическое ложе легли первые метры осадочных пород. Этот переломный момент в жизни платформы — явление огромной важности, когда произошли события, превратившие область денудации в медленно прогибающийся седиментационный бассейн, сохранивший затем эту тенденцию на протяжении сотен миллионов лет. Мы не знаем пока, какая территория одновременно с Московским районом стала ареной накопления осадков, однако уже в трех, известных, когда писалась эта статья, точках — Москве, Сызрани и Ардатовке (близ Туймазов)<sup>1</sup> терригенные осадки, подстилающие морской верхний девон и имеющие скорее всего среднедевонский возраст, ложатся на кристаллический фундамент.<sup>2</sup>

Как мы видели, кристаллическое основание комплекса осадочных пород, вскрытое скважиной, сложено мигматитовыми гнейсами, биотитовыми и биотитово-силлиманитовыми с кордиеритом и частью с гранатом. Это докембрийские породы, которые сравнивают с соответствующими образованиями Украинского кристаллического массива и Карелии. Сходный состав имеет и архейская гнейсовая формация Мурманского массива, относительно которой А. А. Полканов указывает, что она представлена двумя свитами — более молодыми биотитовыми гнейсами и гранатовыми гнейсами, являющимися древнейшими образованиями всей восточной Фенноскандии. В отличие от гнейсов Беломорской полосы эти породы содержат силлиманит и кордиерит. Гнейсам Украинской кристаллической плиты, с которыми можно сравнивать гнейсы Москвы, также приписывают архейский возраст, параллелизуя их со свионийской системой Балтийского щита.

Обратимся мысленно к тем отдаленным временам, когда покров осадочных толщ в центральной части Русской платформы еще совсем отсутствовал.

Когда-то, задолго до начала седиментации, это была горная страна, эродированная в течение многих миллионов лет, но омоложившаяся эпейрогеническими поднятиями. Можно думать, что одна из зон поднятия в течение долгого времени проходила в районе Москвы, и в связи с этим здесь докембрийский комплекс был размыв до наиболее древних архейских формаций. В полосе, расположенной к западу, в районе Курской магнитной аномалии и дальше на север почти до Смоленска на небольшой глубине залегают уже аналоги криворожского рудоносного комплекса, который, как известно, относится к альгонкской формации. Поскольку полоса магнитных аномалий протягивается на север, можно думать, что ось доналеозойского подъема была ориентирована примерно в том же направлении.

К моменту формирования осадочного комплекса Русская платформа, во всяком случае в центральной своей части, была уже пенеппенизирована. Процессы выветривания, шедшие параллельно с денудацией, на большую глубину изменили кристаллические породы.

Как видно из описания пород, элювиальный слой достигает 10 м (1656,6—1646,5 м). Возможно, что наличие такой покрывки несколько исказило картину отражения от кристаллических пород при сейсмическом зондировании. Накопление продуктов выветривания свидетельствует о прекращении подъема и о замирании денудационных процессов в этом районе, а возможно и на значительно большей территории.

<sup>1</sup> В настоящее время число этих точек уже значительно увеличилось.

<sup>2</sup> Возраст нижней мощной обломочной толщи в Москве в настоящее время определен как кембрийский или рифейский на основании находок кембрийских ископаемых в аналогичной толще в скв. Редкино около Калинина. — *Ред.*

Эпоха пенеппенизации совершенно определенно находит свое место между охарактеризованным выше длительным периодом подъема и последовавшим затем погружением.

На кору выветривания кристаллического фундамента в интервале 1646,5—1646,15 м ложится первый принесенный сюда осадок. Очень характерно, что это был не конгломерат, залегающий часто в основании трансгрессирующих серий, а сравнительно мелкий песок, содержащий относительно высокий процент окатанных зерен (см. табл. I, фиг. 3). Судя по мелкому зерну, уклон течения потока, переносившего этот материал, был невелик. Вместе с тем, неотсортированность обломков по размеру и форме свидетельствует о переносе на небольшое расстояние, а наличие хорошо окатанных зерен заставляет думать, что где-то поблизости выступали осадочные комплексы, откуда при размыве и поступали уже ранее окатанные зерна.

Минералогический состав этого песчаника таков:

Легкая фракция					
Кварц	Плагиокла- зы	К-полевые шпаты	Выветрелые зерна	Кремни	
49	17	8	23	3	
Тяжелая фракция					
Черные рудные	Бурый же- лезняк	Нерудные непрозрач- ные	Циркон	Турмалин	Апатит
58	38	1	1	1	1

Тяжелая фракция, выделенная из одного образца гнейса кристаллической формации, пройденной боевской скважиной, имеет несколько иной состав — преобладающим элементом здесь являются рудные минералы; среди прозрачных, встречающихся в очень небольшом количестве, на первом месте стоит гранат, что заметно и при изучении шлифов. Общий тип ассоциации как в песчанике, лежащем на кристаллической формации, так и в самой формации, — один и тот же. Следует подчеркнуть отсутствие в песчанике минералов метаморфической группы — дистена, ставролита<sup>1</sup>.

Первый песчаный слой, как видно из разреза, покрывается конгломератом с галькой из кристаллических пород (см. табл. I, фиг. 4). Весьма вероятно, что по время, предшествующее отложению этого конгломерата, песчаный горизонт, лежащий на кристаллическом фундаменте, имел большую мощность и был частично размыв.

В состав гальки конгломерата, как отмечалось при описании шлифов, входят метаморфические породы. Этот факт, так же как и близость типа тяжелых фракций в гнейсах и покрывающих их осадках, позволяет считать основным элементом суши того времени метаморфическую формацию.

Появление конгломерата свидетельствует о резком омоложении рельефа, которое можно связывать с начавшимися дифференциальными движениями различных участков платформы. Выход воронежских гранитов, незначительная мощность девона в полосе Курской магнитной аномалии,

<sup>1</sup> Силлиманит может не входить в состав тяжелых минералов кластических пород из-за своего волокнистого сложения; даже в гнейсе, содержащем силлиманит (по данным изучения шлифа), мы почти не обнаружили этого минерала среди фракции 0,01—0,25 мм после дробления гнейса.

наряду с огромными мощностями девонских осадков под Москвой и на Окско-Цнинском валу, являются свидетелями этих движений.

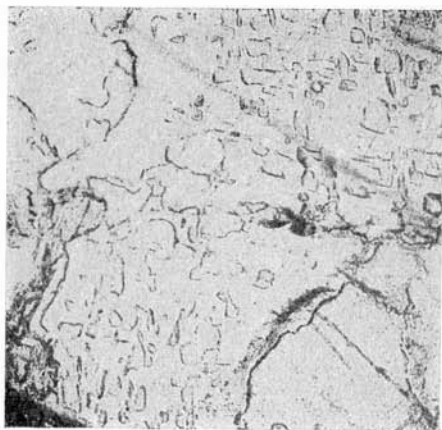
Горизонт конгломератов, имеющий мощность 1,4 м, сменяется глинистыми сланцами. Такая резкая с гранулометрической точки зрения смена типа пород лишняя раз указывает на континентальную седиментацию. Об этом говорит и сама структура сланца, а именно наличие в нем грубой песчаной примеси (см. табл. II, фиг. 8). Подобные условия отложения могли возникнуть в небольших и недолговечных водоемах суши, где сортировка материала крайне несовершенна и решающее значение имеет состав приносимых продуктов, быстро меняющихся во времени.

Действительно, седиментация глинистого осадка в сравнительно спокойной среде продолжалась очень недолго — был сформирован слой мощностью менее 0,5 м, затем этот водоем стал снова ареной накопления грубых песчано-галечных осадков, приносимых бурными потоками.

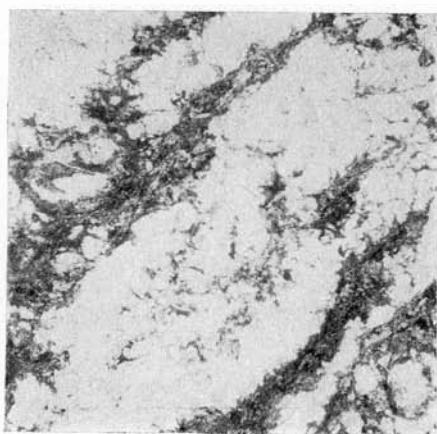
По крайней мере шесть раз на протяжении 10 метров разреза происходила такая смена глинистых осадков грубозернистыми отложениями. Микроскопические исследования в деталях раскрывают перед нами обстановку седиментации в этот ранний период геологической истории Русской платформы. Как показывают петрографические исследования, это чередование не было циклическим повторением одних и тех же условий, а представляло собой развивающийся процесс, все время менявший формы. Глинистые осадки с течением времени становятся все более однородными, в них исчезает грубая примесь песчаного материала, присутствовавшая в описанном выше первом горизонте; конгломераты заменяются сверху гравелитами и песчаниками, осадки становятся все более отсортированными. При сравнении приложенных микрофотографий видны все эти превращения.

Непрерывное погружение центральной части платформы постепенно ослабляло силу транспортирующих агентов, уменьшало скорость речных потоков, а с нею и величину переносимых частиц. Продолжительнее становилось существование временных водоемов, и сюда уже не заносились грубые частицы. Опускание все продолжалось, оно уже не компенсировалось наращиванием отлагающихся осадков и привело к тому, что море захватило сушу. Об этом событии говорит не только большая отсортированность в верхней части изучавшегося комплекса, но и состав цементов в песчаниках. До глубины 1641 м цементом песчаников было глинистое вещество, интенсивно пропитанное водными окислами железа, а также почти чистый гидрат (а возможно и безводная  $Fe_2O_3$ ). Подобная цементация очень характерна для континентального режима с его окислительной средой и легкой фиксацией гидрата железа. Окраска пород в интервале 1646,05—1640 м преобладает красно-бурая с фиолетовым оттенком, указывающим на возможное присутствие соединений марганца. Начиная с глубины 1640 м и выше, окраска из красно-бурой переходит в серую и зеленую. Микроскопическое изучение показывает, что новый цвет обусловлен присутствием хлорита, силиката с закисными формами железа, весьма часто цементирующего морские песчаные породы.

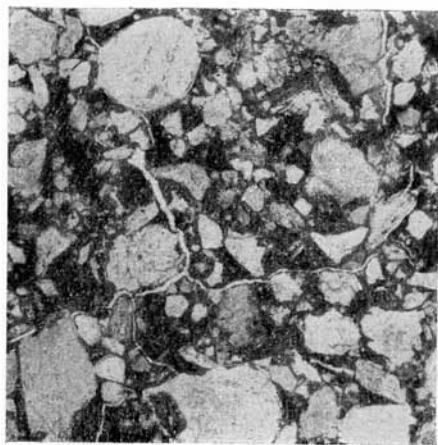
В образце с глубины 1637,5—1636,5 м впервые в цементе осадков является кальцит. С этого момента начинается морская фаза жизни Русской платформы, которой посвящено обширное исследование Р. М. Пистрак. Однако и на протяжении этого длительного промежутка времени, в течение которого накопилось свыше 700 м терригенных осадков (относимых Р. М. Пистрак к среднему девону), седиментация шла вблизи обширной суши и за счет ее разрушения.



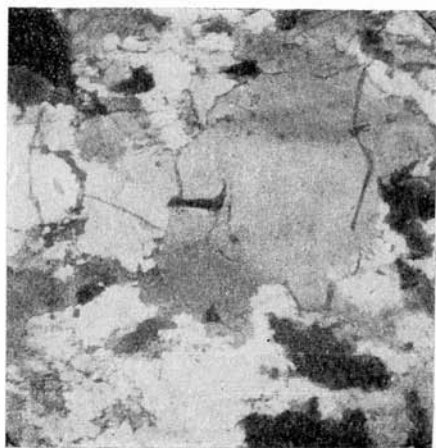
1



2



3



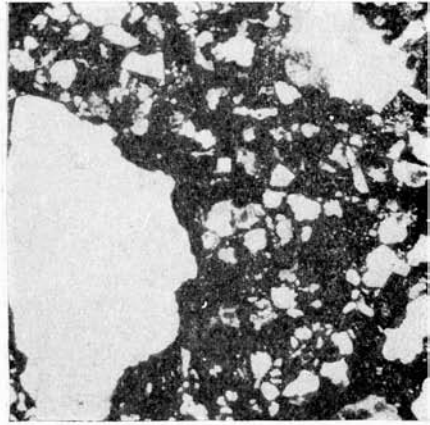
5



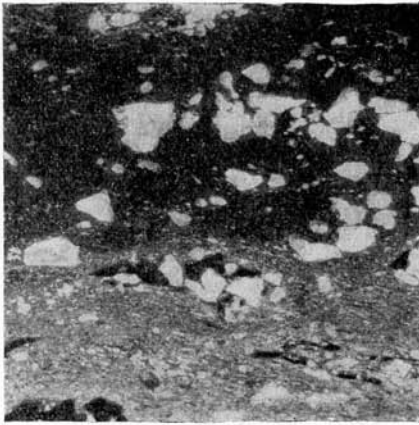
4



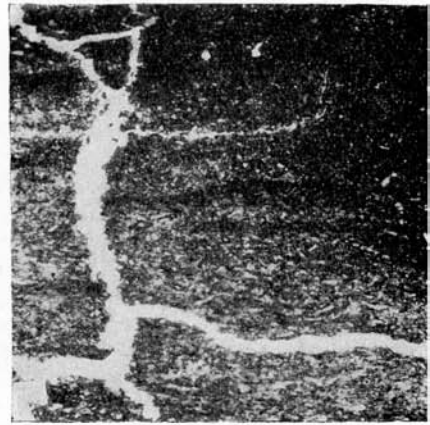
1



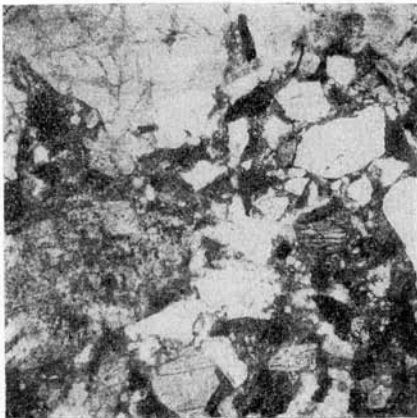
2



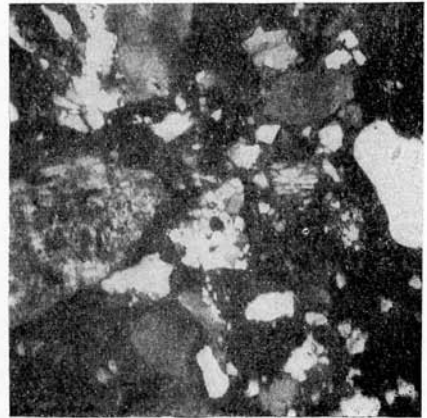
3



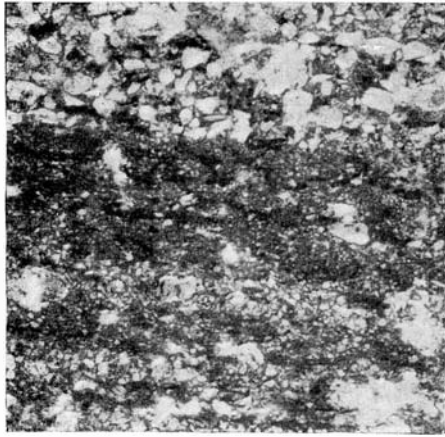
4



5



6



1



2

## ОБЪЯСНЕНИЕ ТАБЛИЦ

Таблица I

- Фиг. 1. Антипертитовые простки ортоклаза в олигоклазе. Мигматитовый гнейс с глубины 1677 м. Увел. 45.
- Фиг. 2. Текстура мигматита под микроскопом при увеличении в 8 раз. Слои из сил-лиманита и биотита облекают линзы бесцветных минералов (кварц, полевой шпат). Глубина 1666 м.
- Фиг. 3. Неоднородно-среднезернистый песчаник. Обломочный материал — главным образом кварц. Цемент железисто-глинистый. Глубина 1646,5—1646,15 м. Увел. 20.
- Фиг. 4. Мелкогалечный конгломерат. Среди гальки — гнейс (подна полосчатая текстура) и кварцит. Глубина 1646,05—1644,75 м. Снимок полированной поверхности разреза зерна в половину натуральной величины.
- Фиг. 5. Кварцит из гальки мелкогалечного конгломерата. Глубина 1646,05—1644,75 м. Увел. 20. Никели скрещены.

Таблица II.

- Фиг. 1. Мигматитовый гнейсо-гранит из гальки мелкогалечного конгломерата. Ксеноморфное прозрачное зерно — калиевый полевой шпат. Глубина 1646,05—1644,75 м.
- Фиг. 2. Цемент мелкогалечного конгломерата, представляющий неоднородно-зернистый железистый песчаник. В обломках кварц. Непрозрачная основная масса железистая. Глубина 1646,05—1644,75 м. Увел. 20.
- Фиг. 3. Сильно песчанистый железисто-глинистый сланец. Глубина 1644,75—1644,25 м. Увел. 20.
- Фиг. 4. Алевритовый глинистый сланец. Участками порода ожелезнена (на снимке — темные поля). Глубина 1643,65—1643,23 м. Увел. 20.
- Фиг. 5. Глинисто-песчаный гравелит. Глубина 1642,18—1641,9 м. Увел. 20.
- Фиг. 6. То же при скрещенных николях. Обломки кварцитов, кварца, калиевого полевого шпата.

Таблица III

- Фиг. 1. Глинисто-слодисто-хлоритовый мелкозернистый песчаник, переходящий книзу в глинистый алевролит. Глубина 1637,5—1636,5 м. Увел. 20.
- Фиг. 2. Мелкозернистый слоисто-хлоритовый песчаник с включениями гравелистого и мелкогалечного материала. Вверху песчанистая порода сменяется глинистым прослоем. Глубина 1637,5—1636,5 м. Снимок полированной поверхности разреза зерна в натуральную величину.



Член-корр. АН СССР Н. С. ШАТСКИЙ

## МЕЗО-КАЙНОВОЙСКАЯ ТЕКТОНИКА ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА И ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

*(К вопросу о явлениях унаследования в развитии платформ)*

В конце палеозоя складчатая область Центрального Казахстана превратилась в платформу. Ее сильно смятый и пронизанный интрузиями массив, сложенный палеозойскими и докембрийскими породами, является тем складчатым основанием, на котором развились мезо-кайнозойские структуры платформенного типа: обширные поднятые массивы, антеклизы, плоские огромные мульды, синеклизы. Развитие платформенных структур в Казахстане представляет особую большую тему, разрабатываемую Б. А. Петрушевским и А. Л. Яншиным и другими геологами, поэтому в настоящей статье мы остановимся только на некоторых сторонах тектоники мезо-кайнозоя этой области, главным образом на вопросе о соотношении между платформенными мезо-кайнозойскими структурами и строением складчатого палеозойского основания.

Все пространство, расположенное между Уралом и Сибирской платформой, является областью палеозойской складчатости, каледонской, занимающей на востоке сравнительно небольшую площадь между Сибирской платформой и передовыми герцинскими структурами Алтайско-Колыванской области, и герцинской, обнимающей остальную часть, до Урала включительно. Палеозойский фундамент лежит неровно, образуя обширные поднятия, на которых складчатое основание, сильно эродированное, выходит непосредственно на поверхность, и большие прогибы, выполненные мощной толщей рыхлых, слабо нарушенных и метаморфизованных отложений мезозойского и кайнозойского возраста.

К поднятым, т. е. к положительным структурам относится Казахский палеозойский массив. Этот обширный массив представляет собой плоский свод, осложненный рядом вторичных молодых прогибов и поднятий; из первых следует отметить большую Тенизскую мульду, молодые прогибы Карагандинского бассейна и Майкюбен. На севере Казахский массив сменяется обширным прогибом, расположенным в пределах Западно-Сибирской низменности; на западе он ограничивается Тургайской синеклизой, расположенной между Уралом и западной окраиной Казахского складчатого массива, на юге — Чуйской мульдой и рядом небольших прогибов вдоль северной окраины Тянь-Шаня. На востоке Казахский массив граничит с аналогичными образованиями Алтайско-Саянской горной системы, от которой он отделяется Иртышской зоной, на севере осложненной кайнозойским прогибом Иртышской синеклизы, а на юге — глубокой Зайсанской мульдой.

Рассмотрим вкратце строение этих выделенных нами структур.

## 1. СТРУКТУРА ПЛАТФОРМЕННОГО ПОКРОВА (Mz — Kz)

Тургайская синеклиза в последнее время была подробно описана А. Л. Яншиным, Г. Е. Быковым и Б. А. Петрушевским. Она представляет собой неглубокую и плоскую мульду, расположенную между поднятой областью Южного Урала и Мугоджар с одной стороны и Казахским палеозойским массивом — с другой. Тургайская синеклиза сложена верхнемеловыми отложениями (150—200 м), лежащими несогласно как на складчатых палеозойских отложениях, от древнего палеозоя до пермских пород включительно, так и местами на слабее дислоцированных юрских и триасовых (?) континентальных образованиях, сохранившихся под меловым покровом в грабенообразных структурах типа Челябинского бассейна, Байконура и др. На верхнемеловых отложениях с некоторым несогласием и с разрывом по краям синеклизы, на поперечном перегибе и особенно в сводах унаследованных антиклиналей, развитых на ее площади, и согласно в прогнутых частях ее лежат палеогеновые и верхнетретичные отложения, достигающие общей мощности 300 м. Таким образом, общий прогиб Тургайской синеклизы не менее 450—500 м. И действительно, одна из наиболее глубоких скважин в описываемой области, около г. Тургай, доведенная до глубины 343 м ниже поверхности земли, вошла лишь в верхнюю часть меловых отложений. В южной, приаральской части Тургайской синеклизы прогиб значительно глубже; так, скважина на ст. Челкар на глубине 455 м вскрыла морские отложения сенона, а скважина ст. Саксаульской остановлена на глубине 500 м в континентальных отложениях нижнего мела. Таким образом, в этой части глубину Тургайского прогиба можно определить в 500—600 м. Мощность меловых и третичных отложений возрастает в осевой части синеклизы и постепенно уменьшается к бортам ее (Петрушевский, 1939), где палеогеновые отложения, трансгрессивно перекрывающая верхнемеловые пласты, налегают непосредственно на складчатое палеозойское основание синеклизы. Точно так же уменьшение мощности этих отложений прослеживается с юга, от Арала, на север, причем минимальная толщина мезо-кайнозойского покрова наблюдается на р. Тобол и около оз. Убаган.

Осевая часть Тургайской синеклизы простирается почти в меридиональном направлении, несколько склоняясь к северо-северо-востоку. Сюга на север шарнир поднимается, и в Кустанайском районе в синеклизе намечается поперечный антиклинальный перегиб, открытый Г. Е. Быковым (1937) и названный им Кустанайским «валом». Этот район, действительно, характеризуется высоким подъемом палеозойского основания синеклизы и уменьшением мощности слагающих ее меловых и третичных отложений: буровые скважины на поперечном перегибе ближе к Уралу достигли палеозоя на глубине 47 м (Кустанай), около Казахского складчатого массива — на 61 м ниже поверхности земли, а в центральных частях синеклизы — на глубине 118—175 м. У юго-западного берега оз. Убаган палеозой выходит непосредственно на поверхность. Кустанайский поперечный перегиб расположен в том месте, где палеозойские образования Урала и Казахских степей наиболее близко подходят друг к другу, и Тургайская синеклиза в этом районе сильно сужается. К северу от Кустанайского перегиба шарнир снова погружается к северу, и Тургайская синеклиза здесь сливается с обширным Иртышским прогибом.

Общее синклинальное строение Тургайского прогиба осложнено длинной серией вторичных нарушений. По А. Л. Яншину, здесь развита система складок; крайней западной складкой является хорошо известная

Чушкакульская антиклиналь, протягивающаяся от Мугоджар на юг к низовьям р. Чеган; эта антиклиналь, сложенная в осевой части нижним мелом, а на крыльях трансгрессивно налегающей свитой верхнемеловых отложений и палеогена, асимметрична: западное крыло ее более крутое (до  $35^\circ$ ) и осложнено флексурами и сбросами.

К востоку от описанной складки, за большой синклиналию песков Большие Барсуки, лежит вторая антиклиналь, Челкарская, восточное крыло которой оборвано крутым сбросом. Челкарская складка прослеживается на юг в Аральском море через п-ов Куланды и о-в Возрождения к о-ву Лазарева. Следующая к востоку Тугузская антиклиналь, отделенная от Челкарской узкой и неглубокой синклиналию, протягивается также до Аральского моря и почти до г. Иргиза; восточное крыло ее оборвано крупным (120 м) сбросом, протягивающимся на расстояние почти 140 км.

На северном окончании Тугузской антиклинали расположен интересный выход палеозоя; он осложняет Тугузскую антиклиналь в области ее погружения, поэтому выступ палеозоя окружен не нижними слоями мезозоя, как можно было бы ожидать исходя из представления о полной денудации палеозойского рельефа перед началом отложения толщ, а морскими осадками среднего эоцена. Такое отношение заставило А. Л. Яншина и В. А. Вахрамеева допустить существование погребенного эрозионного рельефа палеозойского фундамента Приаралья большой амплитуды и считать, что мезозойские континентальные отложения сохранились здесь не повсеместно, а преимущественно в депрессиях между выступами этого фундамента.

Еще восточнее ясно намечается не менее крупная антиклинальная складка песков Малые Барсуки, на северном продолжении которой находится скважина оз. Кара-Куль (40—50 км к юго-востоку от г. Иргиза), вскрывшая под континентальным мезозоем на глубине 57 м слюдястые сланцы с жилами кварца и диорита (Pz?). Этот выход представляет несомненно такой же останец, как и палеозойский массив Тугузской антиклинали, но не вскрытый молодой эрозией.

За песками Малые Барсуки А. Л. Яншиным найден ряд мелких брахиантиклинальных складок северо-северо-восточного простирания. Складки эти еще недостаточно изучены, не выяснено и их распространение к северу и востоку на сторону Каратауского вала. Мы не будем поэтому останавливаться на их описании и перечислении и дадим, по А. Л. Яншину, общую характеристику складчатых нарушений южной части Тургайской впадины.

По А. Л. Яншину, в западной части складки выдержаны и довольно прямолинейны, восточнее в них начинает проявляться брахискладчатый тип структур. Некоторые антиклинали вдоль сводов разбиты продольными сбросами, а местами встречаются и разломы широтного направления.

«Общее уральское направление складок Северного Приаралья, точное совпадение простирания входящей в их систему Чушкакульской антиклинали с простиранием антиклинальной зоны западного хребта Мугоджар, непосредственным продолжением которого к югу она является, неглубокое залегание палеозоя в зоне поднятий близ г. Иргиза и резкое сокращение разреза мезозойских отложений в антиклиналях, установленное глубокими буровыми скважинами вдоль линии железной дороги,— позволяют предполагать, что дислокации Северного Приаралья по своему плану являются унаследованными от герцинской эпохи орогенеза, что они развивают структурные формы этого орогенеза и что в ядрах антиклиналей

здесь на сравнительно небольшой глубине повсюду залегают палеозойские породы.

Сравнивая разрезы антиклиналей Северного Приаралья с разрезами глубоких скважин, пройденных в синклиналях, легко убедиться, что формирование современных элементов тектоники этой области интенсивно протекало еще в меловое время. Все горизонты континентального и морского мела на антиклиналях имеют мощность в несколько раз меньшую, чем в синклиналях» (Яншин, 1939, с. 814).

Как указывает А. Л. Яншин, структуры Северного Приаралья, намеченные в плане вероятно еще герцинским орогенезом, развивались в продолжение всей известной нам геологической истории мезозоя и кайнозоя этой области и продолжают развиваться и сейчас.

Описанные складки Приаралья на севере не заканчиваются на р. Ир-гизе. Складчатые нарушения «постумного» типа, несомненно, существуют и в северных частях Тургайской синеклизы. Так, в верховьях р. Абуги и на водоразделе ее с р. Улькаюк были найдены выходы палеозоя, подобные описанным выше, что указывает на возможные складчатые дислокации в этой части синеклизы. Еще севернее, в бассейне р. Тобол, по П. Л. Безрукову (1934), верхнемеловые отложения образуют ряд очень пологих меридиональных антиклинальных складок, срезанных более спокойно лежащим палеогеном. Повидимому, пологие нарушения существуют и на Кустанайском «валу» (Быков, 1937).

Хотя северная часть Тургайской синеклизы изучена еще очень плохо, однако уже сейчас можно думать, что интенсивность кайнозойских нарушений унаследованного типа на севере синеклизы несколько уменьшается, но не затухает совершенно.

В Тургайской синеклизе, на ее окраинах, ясно вырисовываются структуры мезозойского возраста, резко отличающиеся по распространению и степени дислоцированности от описанного мелового и третичного покрова. Наиболее изученным из таких образований является Челябинский бассейн, расположенный у западного борта в северной части синеклизы. Челябинский бассейн, по современным данным, представляет крупный грабен уральского простирания. Он имеет в плане клиновидное очертание, причем на севере амплитуда смещения уменьшается.

В грабене зажаты мезозойские отложения не менее 1000 м мощности, верхнетриасового и, может быть, нижнелейасового возраста, делящиеся на две толщи. Нижняя (не менее 300 м) представлена граувакковыми темными и пестрыми песчаниками, гравелитами с пачками конгломератов и аргиллитами; верхняя толща (800 м) сложена аркозовыми и граувакковыми песчаниками, конгломератами и аргиллитами с пачками бурого угля. С запада на восток верхняя толща фациально изменяется: на западе она сложена аргиллитами с прослоями песчаников, количество и мощность которых уменьшается вверх; в средней части — породы те же, что и на западе, но с более мощными прослоями угля; на востоке верхняя толща принимает характер подстилающей нижней и не может быть отделена от последней.

По Г. Ф. Крашенинникову, история образования и развития этого грабена следующая. В конце триаса в результате глыбовых движений в Уральской складчатой зоне возник резко расчлененный рельеф, причем в области современного Челябинского бассейна существовала меридионально вытянутая котловина, с запада и с востока окаймленная горами; на юге котловина сужалась и замыкалась, а на севере была открыта и, возможно, соединялась с другими аналогичными котловинами. Эта

котловина была областью накопления обломочных пород, интенсивно сносившихся с соседних поднятых участков; она заполнялась преимущественно пролювиальными осадками. Такие условия мы находим в отложениях нижней свиты. С течением времени высотные различия между котловиной и окаймляющими ее поднятиями постепенно сглаживались, но межгорная котловина продолжала существовать и продолжалось тектоническое погружение котловины, что обусловило накопление во впадине мощных песчано-глинистых осадков и торфяников. Прогибание котловины шло неравномерно. Постепенное уменьшение роли песчаного материала в верхах челябинской мезозойской толщи свидетельствует о постепенном сглаживании рельефа области, обусловленном затуханием движений.

С описанным длительным прогибанием котловины Челябинского бассейна связаны все дислокации его мезозойских пород. Они по простиранию образуют ряд мульд, осложненных складками обычно с пологими ( $15-20^\circ$ ) крыльями, но нередко крутыми асимметричными антиклиналями с падением пород до  $50$  и даже  $80^\circ$ . Опускание сопровождалось образованием ряда ступенчатых сбросов, осложненных «антитетическими» сбросами.

Кроме Челябинского бассейна, в Тургайской синеклизе известны и другие мезозойские структуры, повидимому несколько иного строения. К ним относятся небольшие по площади юрские угольные бассейны Байконур и Киякты. Породы этих бассейнов сходны с юрскими отложениями Челябинского бассейна и относятся, повидимому, к верхнему триасу в нижней юре. Слои в них сильно дислоцированы и местами имеют наклоны до  $45-50^\circ$ . Несомненно, под покровом палеогена имеются и другие, не вскрытые эрозией бассейны типа указанных выше.

Следует отметить одно весьма важное обстоятельство: несмотря на большую мощность отложений и значительную дислоцированность их, в Челябинском и в других юрских бассейнах породы слабо уплотнены и не метаморфизованы, а угли их относятся к типичным бурым углям. Слабая уплотненность мезозойских отложений, лежащих в глубоких локальных прогибах сильно измененного и метаморфизованного палеозойского фундамента и прикрытых рыхлыми, почти горизонтальными отложениями мела и кайнозоя, дает все основания предполагать широкое распространение аналогичных юрских образований в других частях синеклизы.

Таким образом, в Тургайской синеклизе в платформенном покрове резко выделяются два типа структур: первый тип более древний — верхнетриасовый, нижне- и среднеюрский; эти структуры представляют собой резко ограниченные по площади бассейны или грабены, глубоко вдающиеся в складчатый фундамент основания и осложненные довольно резкими нарушениями, складками и сбросами; второй тип — перекрывающая и складчатый фундамент и структуры первого типа обширная плоская синеклиза с пологими антиклинальными валообразными складками, захватывающими все отложения вплоть до третичных, а местами и четвертичных (Арал). Как уже отмечалось, и в этих складках дислоцированность постепенно уменьшается от более древних слоев к молодым; в зависимости от дифференциальных движений фундамента мощность меловых и третичных осадков обуславливается положением их в плоских мульдах или на валообразных поднятиях.

**Ч у й с к а я м у л ь д а.** К востоку от с. Джусалы Тургайская синеклиза отделяется широким поднятием от соседней Чуйской мульды. Это поднятие, получившее от Б. А. Петрушевского наименование Улутавского «вала», начинается широкой ( $50-60$ , а на юге даже  $100$  км) полосой

меловых отложений, протягивающихся от Кара-Тау почти до южного окончания Улутавского массива Казахской складчатой страны. Как показал Б. А. Петрушевский (1939), мощность палеогеновых отложений уменьшается на своде Улутавского вала; так, толщина палеогеновых(?) сливных кварцевых песчаников здесь не более 0,5—1 м, по окраинам же Тургайской синеклизы мощность этих слоев увеличивается до 15—20 м, они представлены в мульде глауконитовыми песками; мощность эоцена и нижнего олигоцена на валу равна 40—50 м, в соседних синеклизах она возрастает, судя по буровым скважинам, до 120—130 м. Возможно, что некоторые горизонты на валу совсем выклиниваются.

Строение Чуйской мульды недостаточно изучено. Южный борт ее, примыкающий к складчатой полосе Кара-Тау, более крутой, чем северный, сложенный мезо-кайнозойскими пластами западной части Бедпак-Дала и долины Сары-Су. На западе осевая часть мульды поворачивает к северу и ее периклинальное окончание хорошо распознается в Карсакапайском районе, где мезо-кайнозойская Чуйская синеклиза осложняет древнюю палеозойскую мульду, выполненную джезказганской свитой и, повидимому, пермскими мергелями и известняками с гипсами. Такое же соотношение между палеозоем и мезо-кайнозоем хорошо видно в средней части Чуйской мульды; здесь, на южном ее крыле, из-под мезозоя на северо-восточном Кара-Тау обнажается полого склоняющаяся к северу свита пестроцветных песчаных отложений, сходных с джезказганскими; на севере, в Бедпак-Дале, в районе родника Тес-Булак каменноугольные отложения, смятые в ряд брахиантиклиналей, к югу сменяются джезказганской толщей, служащей постелью мезо-кайнозоя этой части Чуйской синеклизы. В этом районе между восточным Кара-Тау и р. Чу обозначается более высокое поднятие Чуйской мульды, как бы поперечный перегиб.

Б. А. Петрушевский пришел к выводу, что восточная часть описываемой структуры, расположенная к востоку от указанного перегиба, резко отличается от западной; первая по типу и по возрасту выполняющих ее отложений — образование более молодое, возникшее в результате молодых неогеновых и четвертичных поднятий ограничивающего его с юга Киргизского хребта. Я думаю, что этот вывод не может считаться решающим для разделения Чуйской мульды на две различные структуры, так как северные крылья обеих этих частей до ст. Бек-Куль, повидимому, представляют единое неразрывное целое.

В первом своем наброске (Шатский, 1938) мезо-кайнозойской структуры Казахстана я, так же как и Б. А. Петрушевский, отделил Чуйскую мульду от Тургайской синеклизы антиклинальным пологим поднятием, получившим, как указано выше, от последнего исследователя наименование Улутавского вала; при этом я считал, что одна ветвь Кара-Тау, северная, изгибаясь, подходит к Улу-Тау или, несколько западнее его, к палеозойской зоне, расположенной к западу от докембрийского массива; другая ветвь этой складчатой полосы, южная, проходит в Тургайскую синеклизу, изгибаясь к северу и постепенно затухая. Б. А. Петрушевский мезо-кайнозойское выражение последней ветви под названием Каратауского вала протягивает поперек всей южной части Тургайского прогиба, соединяя Кара-Тау с Мугоджарами. Доказательство такого толкования этой части прогиба Б. А. Петрушевский видит в том, что скважина около оз. Кара-Куль, к юго-востоку от г. Иргиза, расположенная на продолжении Кара-Тау под 50—55-метровой толщей рыхлых отложений, вошла в палеозойские отложения. После открытия А. Л. Яншиным высокоподнятого палеозоя

в меридиональной «поступной» Тугузской складке доказательства Б. А. Петрушевского в пользу продолжения Каратауского «вала» до Мугоджар вряд ли могут считаться убедительными, тем более что Каратауский вал в понимании этого автора представляет структуру весьма узкую, но поперечную к простиранию складчатости Мугоджар. Поэтому я, вместе с А. Я. Яцшиным, считаю, что Каратауские складки, заворачивая к северу, погружаются в восточной части Тургайской синеклизы, а последняя продолжается раструбом в прогиб Приаралья.

В пределах Чуйской мульды известны своеобразные дислокации, осложняющие общее спокойное синклиналиное строение в ее северной части. Эти дислокации, открытые Б. А. Петрушевским и подробно исследованные им и Н. С. Зайцевым (1940), представляют собой правильные округлые купола, сложенные в ядрах гипсами, почему они и получили наименование «гипсовых» куполов. Эти купола расположены близко друг от друга в области сплошного распространения кайнозоя, в 115 км к югу от Карсакая; они выделяются на ровной степи в виде невысоких неотчетливых округлых сопок. Все три купола (Рахмет-Нура, Кок-Тюбе и Бурейнак) имеют сходное строение. Купол Рахмет-Нура представляет собой округлое, эллипсоидальное поднятие, вытянутое в меридиональном направлении, в центральной части его выходят гипсы, оконтуренные почти со всех сторон, кроме небольшого участка на северо-восточном конце, известняками визейского возраста. Все эти породы окружены палеогеном. Размеры палеозойского ядра  $1000 \times 700$  м. Известняки падают во все стороны от ядра под углом в  $50-70^\circ$ , гипс сильно перемят, особенно в контакте с известняками. Третичные отложения наклонены очень полого, падение их —  $20-15^\circ$  в контакте с палеозоем, а по мере удаления от него быстро переходит в горизонтальное. Купол Кок-Тюбе — закрытый: на поверхности здесь среди третичных отложений обнажаются только джезказганская свита и визейские известняки, образующие брахиантиклинальную складку северо-восточного простирания. Складка эта осложнена на своде небольшим грабенем, в котором зажат палеоген. Размеры этого купола близки к размерам купола Рахмет-Нура. В куполе Бурейнак, таких же примерно размеров, в ядре обнажаются гипсы, лишь с небольшими обрывками известняков визейского возраста.

Н. С. Зайцев на основании своих работ на куполах и в соседних районах Бедпак-Дала определяет возраст гипсов как нижнекаменноугольный, или, что менее вероятно, верхнедевонский. Дислокационный контакт известняков и гипсов и связанные с ними дислокационные брекчии указывают на явление диапиризма в строении Сарысуйских куполов. Однако, как показал Н. С. Зайцев, мощность проткнутых пород может быть незначительной, а если возраст гипсов близок к верхневизейскому, то протыкание почти не будет иметь места. В последнем случае все нарушения куполов можно объяснить и без допущения (Петрушевский, 1938) наличия соляных залежей на глубине, тем более что никаких следов соли здесь не обнаружено. По всей вероятности, основную роль в формировании Сарысуйских структур играли общие тектонические движения, на которые равномерно реагировали толщи гипсов и вышележащих более твердых известняков. Гипсы при этом, будучи более пластичными, могли выжиматься, а частично даже и протыкать вышележащие породы, с образованием брекчий, крутых контактов и некоторых угловых несогласий. Значительная роль в образовании различных нарушений, вероятно, падает на химические процессы, связанные с гидратацией ангидритов при превращении

их в гипсы. Возможность образования Сарысуйских куполов без наличия или лишь с локальными залежами соли в гипсах весьма вероятна, так как в Бедпак-Дала мы имеем пример такого рода структур, относительно которых есть еще больше оснований предполагать, что соль в них или отсутствует или имеет весьма ограниченное распространение.

Основное поднятие Сарысуйских куполов произошло, несомненно, до отложения мезо-кайнозойского покрова. Последующие нарушения связаны с более молодыми слабыми мезо-кайнозойскими движениями, создавшими в соседних районах постумные складки Приаралья и другие нарушения в платформенных структурах Казахстана. Возможно, что нарушения мезозоя и кайнозоя на куполах в значительной степени связаны с гидратацией ангидритов.

Мы не будем здесь рассматривать другие восточные кайнозойские прогибы Восточного Казахстана, так как они по своей структуре и происхождению сильно отличаются от описанных типичных платформенных структур и связаны с иной палеозойской складчатой полосой.

**Прогиб Западно-Сибирской низменности.** С севера поднятие Казахского массива ограничивается крупным и обширным прогибом, занимающим огромное пространство между Уралом, Казахским массивом, складчатыми зонами Западной Сибири и Сибирской платформой. Вся эта площадь, покрытая на обширных пространствах четвертичными и верхнетретичными отложениями, еще не подверглась детальному геологическому изучению, и геотектоническое расчленение ее основано лишь на немногих данных, относящихся преимущественно к южной полосе.

Остановимся прежде всего на кратком описании отдельных синеклиз и поднятий, которые могут быть выделены в рассматриваемом общем прогибе палеозойского складчатого основания.

**Иртышской синеклизой** мы называем глубокий прогиб северо-западного простирания, ограниченный на юго-западе палеозоем Казахского массива, а на востоке складчатым палеозоем Новосибирска, Колывани и Томска. Прогиб представляет собой открытую к северо-западу мульду, с осью, погружающейся в том же направлении. На юго-востоке синеклизы замыкается, но на ее продолжении находится глубокий прогиб Зайсанской мульды, от которой она отделяется высоко поднятой перемычкой. Зайсанская впадина структурно резко отличается от Иртышской.

Строение мезо-кайнозойских отложений Иртышской синеклизы, по данным старых исследований (Тумилович, 1939; Туасв, 1941, и др.), может быть представлено в следующем виде — в направлении с запада на восток — от ст. Макушино до ст. Убинской<sup>1</sup>.

По петрографическим признакам все названные породы трудно отделяются друг от друга, поэтому перечисленные мощности указывают лишь на порядок величин; однако уже из этих данных видно, что мощности всех отложений уменьшаются на запад по мере приближения к поднятым палеозойским массивам. В районе с. Киялы, наиболее близком к Казахскому массиву, они наименьшие. Далее к западу, в Макушине, уже в Тургайском прогибе, они вновь возрастают. На границе с палеозоем ни юрские,

<sup>1</sup> Исследование стратиграфии мезо-кайнозойских отложений отдельных районов Западно-Сибирской низменности в последние годы продвинулось очень далеко; однако основные данные о мощностях и условиях залегания этих отложений, изложенные в нашей статье в основном по старым материалам, достаточны для освещения интересующего нас вопроса о явлениях унаследования в развитии платформенных структур от строения складчатого основания.



Возраст и состав пород	Мощность (в м)						
	Макушино	Гниязы	Смирново	Ганькино	Называевская	Татарская	Убицкое
N+Q Глины и суглинки с прослоями лигнита, светлые пески. Бурые суглинки и глины с известковистыми конкрециями. Аллювиальные отложения . . .	50	40	60	80	190	300	240
Pg Внизу глины опоковидные с прослоями глауконитовых песков, изредка диатомиты; сверху серые и зеленоватые глины с гипсом, сидеритами и известковыми конкрециями . . . . .	200	120	180	260	330	300	200
Cr <sub>2</sub> Известковые песчанистые глины с пропластками песка . . .	75	35	65	120	210	>200	—
Cr <sub>1</sub> <sup>Alb+Apt</sup> Серые углистые глины и песчаники . . . . .	330	275	320	390	700	—	—
Cr <sub>1</sub> <sup>Nc</sup> Внизу серые глины, преслаивающиеся с песками и песчаниками; сверху красноватые глины с песками, гальками . . .	50	—	—	230	—	—	—
J <sub>3</sub> Серые и зеленоватые глины с прослоями глауконитовых песков	—	—	—	20	—	—	—

ни нижнемеловые отложения не обнажаются, на казахское древнее складчатое основание непосредственно ложатся палеогеновые породы. Так, на северо-западной окраине Казахского массива, в районе оз. Улькун-Карой, по данным К. Н. Пестовского (1936), на древнем палеозое и гранитах лежат белые кварцевые сливные песчаники, покрываемые олигоценовыми глинами; сливные песчаники, обнажающиеся весьма широко по северной окраине складчатого массива, содержат отпечатки широколиственных растений. Большинство исследователей (Е. С. Павлов, Е. В. Шлыгин, А. И. Балусhev, Н. Г. Кассин) относят их к эоцену, однако Б. А. Петрушевский высказал мнение о верхнемеловом возрасте этих отложений. Мощность их весьма небольшая, вряд ли превосходит 10—20 м. С размывом на них налегают глины со сферосидеритами, с зубами *Lamna vincenta* Woodw., *Oxyrhina desori* Ag., с гипсом и пиритом, а также чередующиеся пески и глины с трепеловидными прослоями. Первая пачка относится к олигоцену, может быть к самым верхам эоцена, а вторая, содержащая *Juglans acuminata* Br., *Fragmites oeningensis* Br. и *Cyperacites* sp., соответствует верхнему олигоцену, вернее аквитанскому ярусу. Все эти отложения кроются глинами с конкрециями мергеля и прослоями песка с плиоценовыми *Unionidae* и *Paludina*. Интересно отметить, что в исследованном К. Н. Пестовским районе оз. Улькун-Карой и оз. Теке на

небольшом расстоянии в 30—40 км с юга на север в сторону Иртышской синеклизы мощности олигоценых отложений увеличиваются более чем в два раза — с 30 до 80 м.

Приведенные данные, таким образом, показывают, что Иртышская синеклиза представляет собой очень широкий (500—600 км) и глубокий прогиб. Осевая, наиболее прогнутая часть его намечается в районе ст. Называевской и Татарской, у первой из них на глубине 1800 м еще не достигнуты юрские отложения. По геофизическим данным, общая мощность рыхлых мезозойских образований этой синеклизы достигает 2000 м. При рассмотрении геологической карты можно заметить, что Иртышская синеклиза асимметрична, так как на ее юго-западном крыле вскрываются более древние породы (эоцен, верхний мел?), отсутствующие среди континентальных отложений северо-восточного крыла, перекрытого четвертичными образованиями. На основании этих соотношений можно предполагать, что северное крыло более крутое, чем южное. Весьма вероятно, что это вызвано некоторым перемещением осевой части прогиба с юго-запада на северо-восток. Если наши данные, приведенные выше, верны, то максимальный меловой и палеогеновый прогиб приурочен к станциям Называевской и Татарской, где наблюдаются максимальные мощности этих отложений; в неогене и в четвертичное время прогиб несколько переместился к северо-востоку, так как эти отложения имеют наибольшую толщину восточнее, на станциях Татарской и Барабинской. Однако точных данных по этому вопросу у нас сейчас нет.

Палеозойский фундамент достигнут в юго-западной части Иртышской синеклизы скважинами на ст. Киялы (495 м) и ст. Смирнова, в 35 км к югу от Петропавловска (650 м), на ст. Макушино, между Курганом и Петропавловском (712 м), и на ст. Ганькино, к востоку от Петропавловска, на полпути между этим городом и ст. Исиль-Куль. Эти данные показывают, что от окраины Казахского палеозойского массива складчатое основание быстро склоняется к северу, вернее к северо-востоку, что этот склон продолжается и на запад, к Уралу. Необходимо отметить, что в Тургайском прогибе, от Арала до Кустанайского вала, т. е. на расстоянии 750 км, глубина Тургайского прогиба уменьшается с 500—600 м до 100—150 м. Далее же на север после Кустанайского перегиба вновь происходит понижение, но неизмеримо более быстрое, так как здесь на расстоянии 250—300 км складчатое основание погружается со 100—150 м до 700 и даже до 1000 м (по геофизическим данным). Таким образом, северное погружение Тургайской синеклизы представляет собой лишь южный заливообразный участок Иртышского прогиба. Иртышская синеклиза является, следовательно, не только более обширной, но и более прогнутой структурой и сильно отличается по истории развития от Тургайского прогиба.

Для выяснения последнего вопроса необходимо вкратце рассмотреть тектонику всей площади Западно-Сибирской низменности. Это можно сделать лишь в самых общих чертах, так как строение последней известно лишь по немногим данным и только на ее окраине.

Как мы видели, Иртышская синеклиза представляет собой широкую, открытую к северо-западу мульду с осью, погружающейся в том же направлении. Восточным ограничением ее является широкое поднятие палеозойского фундамента Новосибирска, Колывани и Томска. Это поднятие отличается от соседней Иртышской синеклизы тем, что на нем отсутствуют отложения верхнего мезозоя, и непосредственно на палеозойские породы налегают или четвертичные осадки или континентальные третичные отложения (миоцен?) с богатой флорой, описанной М. Е. Янишевским.

К востоку от этого поднятия располагается второй прогиб — Чулымский, ограниченный Сибирской платформой.

Чулымская синеклиза отличается от Иртышской меньшим прогибом, хотя по размерам она не уступает последней. Складчатым фундаментом Чулымской синеклизы является структура более древнего возраста, так как окаймляющие ее с запада и юга Кузнецкий Алатау, Минусинские складки, Восточный Саян представляют собой несомненно образования каледонского периода складчатости; ограничивающий же ее с востока Енисейский кряж, возможно, более древнего возраста. Я склонен думать, что меньшее прогибание Чулымской синеклизы зависит в основном от указанного возраста ее складчатого основания. Подобно Иртышской синеклизе, Чулымская также замыкается на юге в Красноярском районе; она открыта также на северо-запад с осью, наклоненной в том же направлении. На древнепалеозойских и докембрийских складчатых и метаморфизованных образованиях, а частично на платформенном девоне здесь лежат толщи континентальных угленосных отложений, представленных внизу светлыми песками с прослоями песчаных глин, а сверху — темными глинами с пластами песчаников и бурого угля. Мощность этих отложений точно неизвестна, она колеблется от 350 до 500 м. В этих угленосных отложениях найдены остатки *Czekanowskia rigida* Неег, *Ginkgo digitata* Вгогн., *Cladophlebis haiburnensis* L. et Н. и другие, указывающие, по А. Н. Криштофовичу, на среднеюрский возраст вмещающих пород. Однако не исключена возможность, что эти слои охватывают и значительную часть малам. На этих породах располагается в Ачинском районе толща немых серых песчаников, мощностью 80—100 м, с толстыми пачками серых глин, относимых Л. А. Рагозиным условно к нижнему мелу. Эти отложения покрываются конгломератовидными песчаниками с *Platanus guillelmae* Гоер., *Aralia tschulimensis* Неег., *Nyssa vertumni* Упг. и др., т. е. верхнемеловыми континентальными слоями; мезозойские породы несогласно, с разрывом, перекрываются бурными песчаниками с мио-олигоценовой флорой Томска; по краям синеклизы, около Томска и Енисейска, третичные слои ложатся непосредственно на древние породы основания.

Таким образом, максимальный прогиб Чулымской синеклизы можно оценить в 600—700 м, т. е. ее стрела прогиба в два-три раза меньше Иртышской.

Следует дальше отметить, что Чулымская синеклиза, судя по ее южному замыканию, отличается широкой и очень плоской формой.

Обское поднятие — так мы называем крупный антиклинальный перегиб между Иртышской и Чулымской синеклизами — хорошо распознается только на юге, в пределах замыкания двух последних структур.

На северо-запад поднятие погружается параллельно погружению осевых частей соседних синеклиз. Мы не знаем, как далеко это поднятие продолжается на северо-запад, так как выходы высоко поднятых верхнеюрских (?) отложений на р. Юган являются моренными отторженцами.

В. И. Громов, нашедший выход на р. Югани, считал его коренным, но В. Г. Васильев бурением установил в этом месте смещенное залегание юрских отложений. Однако размеры выхода (около 150 м) указывают, что если эти породы и смещены ледником, то они происходят из каких-то весьма близких мест, где мезозой высоко поднят тектоническими движениями. Валун палеозойских сланцев с *Cordaites* в морене р. Демьянки никоим образом не могут служить указанием на вздымание Обского

поднятия, так как валуны эти, повидимому, происходят с западного Уральского борта Западно-Сибирской депрессии, где, по В. И. Громову, они в коренном (?) залегании располагаются в ложе Оби около с. Камышеватского.

На существование описываемого поднятия, возможно, указывает малая мощность неогеновых отложений в г. Таре, оцениваемая в 138 м.

Таким образом, продолжение общего поднятия, ясно вырисовывающегося около Новосибирска и Томска, нельзя проследить с какой-либо достоверностью далеко на северо-запад вдоль Оби.

Однако вряд ли можно сомневаться в том, что Чулымская и Иртышская синеклизы, повидимому, сливаются в единый прогиб, занимающий бассейн правобережных притоков низовья р. Оби и левобережных р. Таза. Как видно из описанной общей схемы структуры Западно-Сибирской низменности, вся ее площадь занята по существу единым прогибом, Западно-Сибирской синеклизой, распадающейся на юго-востоке на две синеклизы: Иртышскую и Чулымскую. Открытые А. В. Хабаковым выходы палеозойских отложений в южной части п-ова Ямал и Юрибейские траппы к западу от Гданской губы, а также траппы Туруханского края свидетельствуют о том, что Западно-Сибирский прогиб резко сужается на севере, возможно, соединяясь с мезозойской мульдой Хатанги и Енисея и образуя узкий пролив к северу, между Таймырской складчатой полосой и восточными ветвями Урала. Мы должны при этом подчеркнуть, что Хатангский прогиб в своей восточной части резко отличается по генезису от других синеклиз Западно-Сибирской низменности, так как он представляет собой по существу краевой прогиб мезозойской складчатой зоны северо-востока Сибири.

Такова общая тектоника Западно-Сибирской низменности. Крупные пологие изгибы, впадины и поднятия в этой области осложнены рядом нарушений второго порядка, известных исключительно по краям синеклиз. Из крупных нарушений этого рода надо отметить постумные поднятия хребта Арга в Ачинском районе. Мегаантиклиналь этого хребта, сложенная в ядре палеозойскими отложениями, оконтурена юрскими континентальными слоями, круто падающими (до  $45^\circ$ ) от палеозойского массива. Аналогичные, но более мелкие структуры известны и к югу от указанного хребта.

Пологие ( $5-15^\circ$ ) складки северо-восточного и северо-западного простирания отмечаются в мезозое в приенисейской части Чулымской синеклизы.

В южной части Иртышской синеклизы крупных нарушений не описано. Однако возможно, что это объясняется крайне слабой изученностью этого района. На дислокации мезо-кайнозоя в приуральской части Западно-Сибирского прогиба указывали много лет тому назад Д. И. Иловский и Е. С. Федоров (р. Сосьва, Ляпинский край), отметившие крутые наклоны ( $10-15^\circ$ ) в мезозое и наличие пологих антиклинальных складок. Пологие складки ( $1,5-5^\circ$ ) отмечались в третичных отложениях по р. Миасс и, наконец, М. В. Высоцкий описал ряд крупных нарушений в кайнозойских отложениях на р. Оби около Малого Атлыма. Эти нарушения, имеющие меридиональное простирание и создавшие крутые (до  $90^\circ$ ) наклоны в третичных пластах, прослеживаются на большом расстоянии вдоль Оби. Н. К. Высоцкий (1896) приписывал Обским дислокациям ледниковое происхождение. В. Г. Васильев, подробно изучивший эти нарушения, а также дислокации по рекам Тавде, Туре, Исети и Миассу, пришел к выводу об эндогенном, тектоническом характере этих структур. Однако приведенный им материал не оставляет сомнения в том, что гляциальные

нарушения на Оби играли крупную роль. Я думаю, что в этом районе пологие дислокации обычного для Приуралья типа «постумпных» нарушений были осложнены деятельностью ледникового покрова.

При рассмотрении всех приведенных данных, характеризующих структуру Западно-Сибирских синеклиз, возникает вопрос, имеющий не только теоретическое значение, а именно: неразделяются ли платформенные структуры этой области и, в частности, Иртышской синеклизы на такие же две возрастные группы, на которые распадаются структуры Тургайского прогиба?

**Казахский массив.** Мезо-кайнозойское и новейшее развитие Казахского массива до сих пор совершенно не изучено, поэтому наши представления об общей структуре этого массива крайне слабы и неточны. Немного больше у нас сведений о строении тех вторичных прогибов, которые осложняют массив. Что же касается молодых частных поднятий, то их существование можно только предполагать, основываясь на гипсометрии и четвертичной истории этой области.

Казахский массив представляет собой плоский свод, сложенный складчатым палеозоем, кровля которого постепенно погружается на северо-восток под мезозой и третичные отложения Иртышского прогиба, на запад и на юг — под рыхлые, спокойно лежащие пласты того же возраста, выполняющие Тургайскую синеклизу и Чуйскую мульду. Я думаю, что такое же склонение массив имеет и на восток, но оно столь незначительно, что может быть обнаружено лишь подробными геоморфологическими работами и не сказывается на распространении мезо-кайнозойского платформенного покрова. Правда, и в последнем случае южная часть Иртышского прогиба и Зайсанская мульда, которой начинается цепь мезо-кайнозойских прогибов Центральной Азии, так близко подходят друг к другу, что промежуток между ними рисуется как поперечный перегиб в синклинальной полосе, аналогичный Кустанайскому «валу», т. е. поперечному перегибу Тургайской синеклизы; первый из них только значительно выше поднят в сравнении со вторым, и позднейшая эрозия, возможно, уничтожила на нем все следы третичных осадков, которые когда-то покрывали этот свод.

Н. Г. Кассин в одной из своих первых работ (1934) считал, что область палеозойской складчатости Казахского массива отделена от окружающих ее кайнозойских прогибов огромными разломами, протягивающимися на многие сотни километров по границе между палеозоем и молодыми осадками. Это представление в настоящее время не находит никакой поддержки ни у одного из исследователей этих районов Казахстана (Быков, 1937; Петрушевский, 1939; Шатский, 1938, и др.) и должно быть оставлено.

Постепенное погружение палеозоя на север хорошо выясняется на основании высотных отметок палеозоя в скважинах Петропавловского района и фациального изменения пород, выполняющих Иртышскую синеклизу. Так, с юга на север выходы палеозойских отложений на поверхность погружаются у ст. Кыялы до 495 м, у ст. Смирновой на 626 м, у Макушина на 712 м. Повидимому, на юге погружение совершается быстрее, а затем наклон к северу выполаживается. К такому же выводу о строении западного склона Казахского массива приходит и Б. А. Петрушевский (1939, с. 57): «О постепенном погружении палеозойского фундамента на запад свидетельствует также меридиональная полоса меловых отложений между реками Жлитка и Буланты, по восточному борту Тургайской впадины. И к востоку — до Казахской страны, и к западу от этой меловой полосы,

параллельно ей, тянутся полосы палеоценовых пород. Благодаря общему понижению рельефа к западу высотные отметки поверхности меловых пород меньше соответственных отметок восточной и больше отметок западной палеоценовой полосы. Таким образом, выходы мела намечают здесь подземный выступ палеозоя в 25—30 км от видимого окончания Казахской страны, отходящий от нее под острым углом и идущей далее приблизительно параллельно ее краю. С точки зрения постепенности погружения палеозойского фундамента этот добавочный выступ легко объяснить как неравномерностью опусканий, бывших здесь вообще незначительными, так и неровностью палеозойской постели; последнее обстоятельство отмечает, по буровым данным, для северной части Тургайской впадины, и Н. Г. Кассин. Принимая же Казахскую страну обрубленной сбросами, тянущимися на сотни километров, для объяснения происхождения этого выступа придется прибегнуть к сложным и искусственным построениям.

На краю палеозойского массива, где древние породы уходят под меловые и третичные осадки, во многих местах мы видим крупные палеозойские останцы, к которым прислоняются породы окружающего их кайнозоя.

Эти останцы, сложенные плотными, трудно выветриваемыми породами (яшмы, кварциты, окварцованные лавы, некоторые гранито-гнейсовые образования и т. д.), были прибрежными островами и рифами в покрывавших Казахский массив верхнемеловых и палеогеновых морях. Такие останцы рельефа палеозойского фундамента распространены очень широко не только по окраинам Казахского массива, но и в окружающих его прогибах, где они погребены на большую глубину и обнаруживаются или на поверхности, в районах тектонических поднятий (Тугузская антиклиналь, Кустанайский вал, окраины Урала), или (геофизическими методами) глубоко под покрывающими их платформенными осадками (район Петропавловск — Асаново). Сложность древнего рельефа основания, образовавшегося в результате весьма различной способности его пород противостоять выветриванию, благодаря различной степени метаморфизма и уплотнения, следует особенно принимать во внимание при интерпретации данных геофизических разведок.

К отрицательным, чисто эрозионным элементам рельефа Казахского массива относится Сарысу-Атасуйская депрессия, выполненная третичными отложениями. «Образование своеобразной Сарысу-Атасуйской депрессии произошло, очевидно, во время эрозионного перерыва в мезозойское время; в третичную эпоху, когда центральная часть Казахской страны, несомненно, являлась сушей, древними эрозионными понижениями могли воспользоваться реки, впадавшие с севера в Сарысу-Чуйский палеогеновый бассейн; возможно, что небольшими поднятиями в неогеновую и четвертичную эпохи эти долины были несколько омоложены» (Петрушевский, 1941, с. 45).

Однако не все неровности современного рельефа Казахского массива можно объяснить лишь эрозией. На этой площади отмечаются крупные поднятия, возникшие, повидимому, в результате позднейших движений (хребет Чингиз, Еремень-Тау и др.), и большие депрессии определенно тектонического происхождения. К последним относится Тенизская депрессия и мезозойский прогиб Карагандинского бассейна.

Тенизская мульда, сложенная верхнепалеозойскими отложениями, в центральной части выполнена мезо-кайнозойскими, юрскими, верхнемеловыми и третичными осадками, представленными пестроцветными глинами, кремнистыми мергелями и песчаниками, то светлыми кварцевыми сливными, то темными железистыми. Иногда встречаются пакеты

галецников из палеозойских пород Казахского массива. Мощность этих отложений невелика, она оценивается в 60—80 м и вряд ли превосходит в наиболее прогнутых местах 150 м. Возраст этих отложений обычно определяется как третичный—палеогеновый и неогеновый, но Б. А. Петрушевский (1941) привел убедительные доказательства в пользу верхнемелового возраста, если не всех, то значительной части пород этой мульды. Описанные отложения лежат очень спокойно в наиболее низких местах Тенизской мульды, обнаруживая, однако, кое-где ясно заметные наклоны. В южной части мульды, по окраине верхнемелового или третичного покрова в бассейне рек Сонала и Джамаи-Кон обнажается мощная (до 800 м) более древняя мезозойская толща, сложенная конгломератами. Последние отложения, повидимому юрского возраста, сильно дислоцированы (Меркулов и Репкина, 1938). Таким образом, в Тенизской мульде, так же как и в Тургайской синеклизе, обнаруживаются два различных по мощности и по степени дислоцированности мезо-кайнозойских комплекса: юрский и верхнемеловой — третичный.

Палеозойский Карагандинский бассейн осложнен мезозойским прогибом. В центральной части его располагается толща юрских отложений мощностью свыше 400 м; нижняя часть их представлена конгломератами и песчаниками, верхняя — песчаниками и глинами с прослоями бурых углей и сидеритовых железных руд. Слои эти дислоцированы, образуя мульду на южной окраине с наклонами до 15—20°. Следует отметить, что сброс, которым, по Н. Г. Кассину, мезозойская мульда отделена от палеозойского поля, детальными работами не подтвержден. Возможно, что Карагандинский бассейн осложняется не только юрской структурой, но что он был несколько прогнут и в верхнемеловое и палеогеновое время. К этому возрасту, возможно, относятся пестроцветные отложения в полосе, примыкающей к р. Нуре.

Далее нужно отметить третий район Казахского массива, в котором развиты юрские породы: это Майкюбенская мульда. Юрские породы, достигающие здесь значительной мощности, осложняют также верхнепалеозойский прогиб, аналогичный Карагандинскому бассейну.

Наконец, четвертый район развития юры — Зайсанская впадина, соседние впадины по краям Саура и Тарбагатай, Кендерлыка. Общая структура их, несомненно, унаследована от каменноугольного и пермского периодов. Повидимому, юрские (?) пестрые глины, частью углистые, и песчаники обнаружены П. Н. Кропоткиным у северо-восточного подножья хребта Чингиз около р. Караул-Узек.

В заключение следует отметить, что мезозойские и кайнозойские прогибы и поднятия хорошо выражаются в рельефе Центрального Казахстана; повидимому, четвертичные движения во многих местах развивались по тому же плану.

## 2. ОТНОШЕНИЕ ПЛАТФОРМЕННЫХ СТРУКТУР К СТРУКТУРАМ СКЛАДЧАТОГО ФУНДАМЕНТА

Рассматривая соотношения между мезо-кайнозойскими синеклизами и осложняющими их нарушениями, с одной стороны, и структурами подстилающего их палеозойского основания — с другой, легко заметить, что между теми и другими существует самая тесная связь.

Общее меридиональное простирание Тургайской синеклизы вполне совпадает с таким же направлением складчатости Уральского хребта.

Нет никаких сомнений в том, что и направление дислокаций в палеозойском фундаменте этой мульды долготное. Об этом свидетельствуют следующие факты: простираение палеозойских складок на юге восточной окраины синеклизы, вдоль Улутавского массива, имеет уральское направление; такое же простираение и «постумных» дислокаций в Приаральском районе, а как показали исследования А. Л. Яншина, на Чушкакульской антиклинали направление дислокации этих унаследованных структур и подстилающего их фундамента одно и то же. Надо отметить, что в описанном выше небольшом массиве палеозоя, к югу от Иргиза (Тугузская антиклиналь) сильно измененные силурийские (?) породы выходят на поверхность с меридиональным простираением, что вполне подтверждает указанную закономерность развития постумных нарушений.

Возможно, что общее строение Тургайской синеклизы также зависит от строения основания. Тургайский прогиб распадается на две части, отделенные друг от друга поперечным антиклинальным перегибом Кустанайского «вала». Как мы указали, южная часть погружается и расширяется на юг, что стоит, возможно, в связи с некоторым слабым веерообразным расхождением палеозойских складок в этом районе, так как уральские складки имеют простираение северо-северо-восточное и меридиональное, а улутавские — меридиональное и северо-северо-западное. Наоборот, северная часть синеклизы погружается к северу, т. е. в том направлении, в каком расходятся складки восточного склона Урала и расположенной против него ишимской части Кокчетавского массива.

Наконец, и это является, пожалуй, главным, Тургайская синеклиза расположена между древними высокоподнятыми массивами Улу-Тау — Кокче-Тау, с одной стороны, и меридиональным, также древним и поднятым массивом Урала, т. е. западная часть синеклизы лежит на размытой поверхности наиболее прогнутой в герцинское время части восточного склона Урала, восточная ее часть также располагается на геосинклинальной складчатой зоне, ограничивающей с запада Улутавский и Кокчетавский докембрийские массивы. Весьма вероятно, что указанные подвижные области восточного склона Урала и Казахстана в палеозое сливались в единую крупную геосинклинальную зону, прогибание которой было унаследовано Тургайской синеклизой.

Еще резче унаследование молодыми прогибами основных черт древних палеозойских структур выражено в строении Чуйской мульды. Как хорошо видно на схеме, северный конец мезо-кайнозойской Чуйской синеклизы вложен в расширяющуюся к югу верхнепалеозойскую Джезказганскую мульду таким образом, что осевые части этих структур почти совпадают. То же самое наблюдается и на юге, между реками Чу и Талас, где в центральной части палеозойского синклинала, выполненного красноватными отложениями джезказганской серии, располагается мульда, сложенная верхнемеловыми и третичными породами. Как уже было описано выше, верхнепалеозойское основание Чуйской мульды осложнено короткими брахиантиклиналями и куполами; возможно, что этот же тип дислокаций был унаследован и третичными движениями, в результате которых окончательно сформировались гипсовые Сарьсуйские купола. Необходимо при этом подчеркнуть, что в сравнительно хорошо изученной северной части Чуйской мульды до сих пор не найдено таких линейных постумных складок, какие широко развиты в южной части Тургайской синеклизы: в последней складки мезо-кайнозоя унаследовали основные свои черты от палеозойского основания, смятого в линейные складки, осложненные значительными продольными разломами.

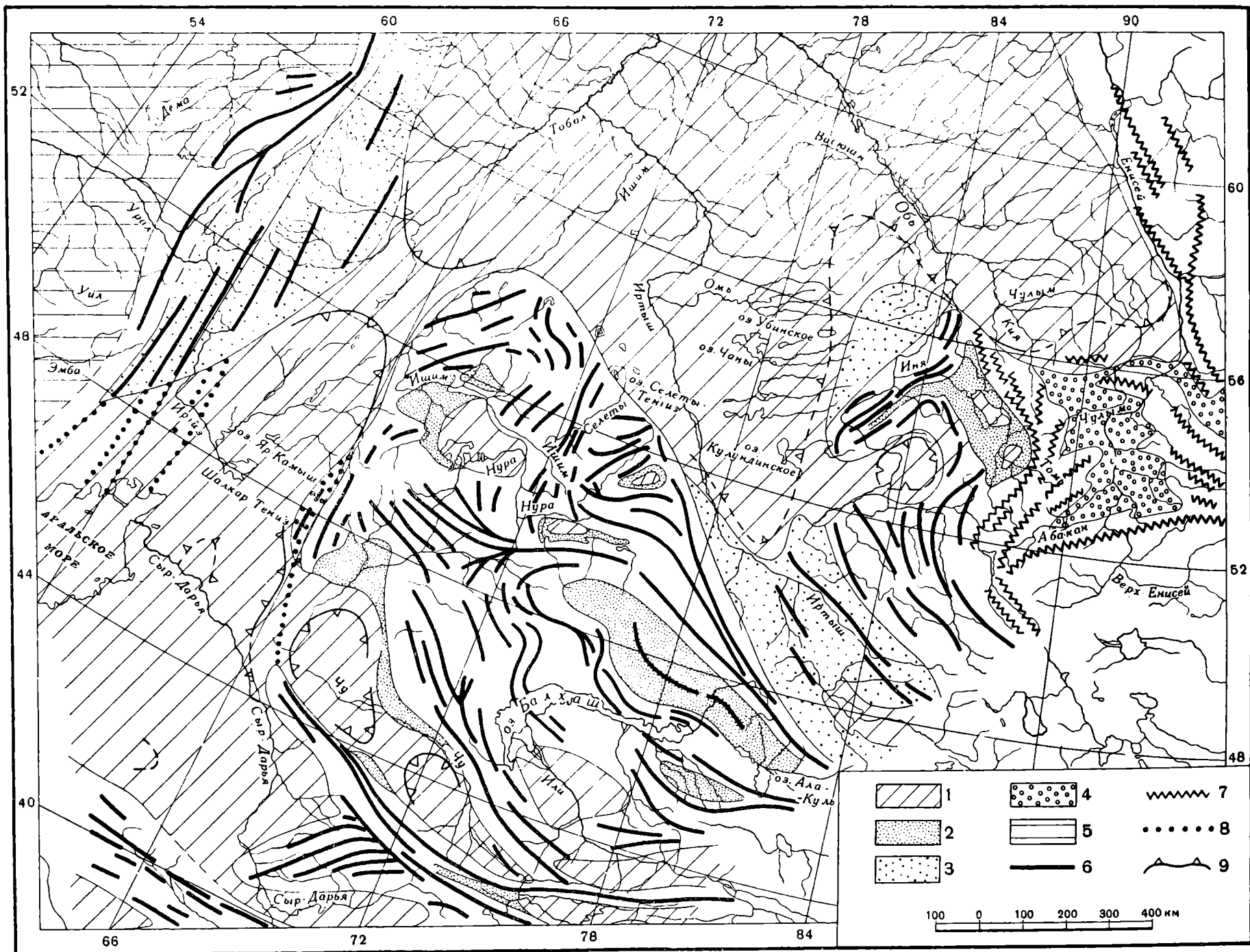


Некоторые черты унаследования распознаются и в строении Иртышского прогиба, особенно юго-восточной его части. Синклинальное строение этой синеклизы можно считать достаточно точно установленным по линии Петропавловск — Новосибирск. На юго-восток от этой линии, около Семипалатинска, прогиб замыкается, поэтому осевая часть его направлена к северо-западу и погружается в ту же сторону. На продолжении ее, к юго-востоку от Семипалатинска, располагается особая палеозойская зона, названная нами Иртышской. Зона эта характеризовалась в палеозое, особенно в девоне и антраколите, резким прогибанием, сопровождавшимся интенсивной складчатостью северо-западного простирания. Таким образом, прогиб Иртышской синеклизы является как бы слабым отражением тех крупных прогибаний, которые характеризовали эту область в палеозойское время. Нужно заметить, что в Зайсанской мульде обнаруживаются такие же черты унаследования. В северо-западной части Иртышской впадины соотношение ее с палеозойским основанием неизвестно, однако здесь, возможно, наблюдается несоответствие между общим простиранием всей этой платформенной структуры и отдельными нарушениями в палеозойском основании. Однако вопрос этот никоим образом не может считаться выясненным. Мы не будем здесь рассматривать соотношения платформенных структур и палеозойского основания в других, более восточных частях Западной Сибири и Приенисейской полосы; на приложенной схеме ясно видна зависимость синеклиз и поднятий этих районов от особенностей строения и возраста складчатого фундамента.

Все изложенные закономерности, касающиеся расположения платформенных синеклиз в зависимости от строения, возраста и истории развития складчатого основания, приводят к заключению, что и Казахский массив, как положительная платформенная структура, отчасти обязан своим происхождением особенностям его палеозойской складчатой структуры. В самом деле, в сравнении с Иртышской и Восточно-Уральской зонами, палеозойская складчатость значительной части Казахского массива отличалась в верхнем палеозое более резко выраженной тенденцией к поднятию и более ранней «консолидацией», приведшей к образованию уже в верхнем палеозое структур, близких к платформенным. Однако на его общей поднятой структуре хорошо выделяются отдельные участки, испытавшие длительное прогибание в конце палеозоя; в этих местах, как, например, в Тенизской мульде, в Карагандинском бассейне, в Майкюбенской мульде, мы находим и хорошо выраженные, прогнутые платформенные мульды в виде слабо дислоцированных юрских, верхнемеловых и третичных платформенных отложений, осложняющих указанные палеозойские структуры.

Таким образом, зависимость строения платформенных прогибов и поднятий от подстилающего их складчатого палеозойского основания очевидна. Зависимость эта выражается в унаследовании платформенными образованиями некоторых черт тектоники складчатого фундамента. Б. А. Петрушевский, критикуя высказанные мною в 1938 г. выводы о явлении унаследования в строении мезо-кайнозойского покрова в Казахстане, считает, что понятие об унаследованности применимо и к Тургайской и к Чуйской впадинам, но лишь в том смысле, что развиваются они согласно древнему структурному плану области, параллельно палеозойской складчатости, а не вкрест ее простирания (1939).

Действительно, поразительное совпадение общего простирания платформенных синеклиз типа Тургайской, Чуйской и Иртышской с простираниями складчатости палеозойского основания является одним из глав-



Фиг. 1. Схема мезо-кайнозойской тектоники Восточного Казахстана и Западно-Сибирской низменности

1 — мезо-кайнозойский покров; 2 — верхнепалеозойские плоские мульды; 3 — окраинные системы верхнепалеозойского геосинклинального складчатого сооружения; 4 — девонские мульды; 5 — Русская плита; 6 — направленные складчатости в герцинских и каледонских сооружениях; 7 — то же в каледонских и докембрийских (Енисейский криз); 8 — постумные складки; 9 — основные структурные ограничения в мезо-кайнозойских синеклизах.

нейших признаков структурного унаследования в развитии этих мезо-кайнозойских прогибов. Этот признак, однако, не единственный. Кроме общего простирания, в первых двух мульдах хорошо унаследован и общий характер складчатого основания: так, в Тургайской линейная складчатость и связанные с ней разломы в основании вполне отвечают и по простиранию и по характеру длинным вытянутым постумным складкам, возможно, и разломам мезо-кайнозойского покрова. Наоборот, куполам и брахиантиклиналям палеозоя Джезказганского района в Чуйской мульде отвечают мезо-кайнозойские нарушения Сарысуйских куполов. Наконец (что, пожалуй, особенно важно), в платформенном покрове унаследуются и более общие черты складчатого основания. Так, Тургайская мульда расположена между Улу-Тау — Кокче-Тау, с одной стороны, и Уралом, с другой, т. е. она лежит между крупными региональными поднятиями и в пределах очень подвижной синклинальной зоны, характеризующейся сильным и долго развивающимся вулканизмом, с обильными молодыми герцинскими интрузиями. То же мы отмечали для Иртышского прогиба. Чуйская синеклиза целиком соответствует верхнепалеозойскому синклинорию, что хорошо видно в Джезказганском районе. Хороший пример унаследования старых палеозойских тектонических черт более молодыми движениями можно распознать на соседнем с Тургайской мульдой Южном Урале. В бассейне рек Губерли и Таналык широкая полоса мезо-кайнозойских отложений представляет собой опущенную область, связанную с определенным структурным элементом их палеозойского ложа, а именно с Баймакской синклинальной зоной, расположенной между антиклиналью кристаллических сланцев и антиклиналью Ирендыка. Здесь, таким образом, намечается определенная морфологическая связь между молодыми дислокациями и древней палеозойской тектоникой Урала, свидетельствующая о их преемственной зависимости. Эта синклинальная депрессия развилась в процессе накопления юрской континентальной толщи, в результате длительного и постепенного прогибания синклинальной зоны (Безруков и Яншин, 1934).

Следовательно, положение синеклиз зависит от характера, возраста и структуры фундамента. Может быть, в очень грубой форме это соотношение надо сформулировать таким образом: в областях крупных, длительно прогибавшихся синклинальных палеозойских зон, или синклинориев, или отдельных синклиналов в платформенную стадию развития образуются крупные синеклизы или пологие постумные синклинальные складки. Если эта формулировка справедлива для описываемой части территории Казахстана, так же как и для многих других герцинских и каледонских складчатых зон, то это не значит, что не существует других соотношений между складчатым основанием и платформенным покрытием. Даже в наиболее ярко выраженных случаях унаследования платформенной тектоникой структурных черт складчатого основания часто наблюдается, наряду с резким ослаблением тектонических форм, большим радиусом кривизны изгибов, также смещение платформенных структур по отношению к структурам складчатого основания, связанного обычно с неравномерным поднятием и погружением окраинных массивов.

Так, например, Тенизская мезо-кайнозойская мульда по отношению к верхнепалеозойскому прогибу сильно смещена на восток. Таким образом, западная часть первой располагается на прогибе, сложенном джезказганской толщей, а восточная — на более древних каменноугольных и даже девонских отложениях. В Карагандинском бассейне мезо-кайнозойская мульда смещена к северу, так как южный борт ее располагается

на каменноугольных слоях, северный — на лавах девона. Тургайская синеклиза смещена к востоку, возможно в зависимости от более интенсивного вздымания Урала в сравнении с поднятием Казахского складчатого массива, и т. д. Такие смещения, связанные с миграцией прогибов и поднятий, идут иногда так далеко, что покровные отрицательные тектонические структуры располагаются на положительных структурах складчатого основания; в таком случае из унаследованных черт часто остается только общее простирание этих структур. Наконец, в таких древних платформенных массивах, как, например, Русская платформа, между строением верхнего осадочного покрова и складчатым основанием почти теряется генетическая связь и особенно резко выступает, с одной стороны, зависимость платформенных тектонических образований от движения соседних складчатых зон, с другой — образование новых синеклиз и антиклиз, не связанных по своему положению со строением фундамента и образовавшихся под влиянием движения (уплотнения) в очень глубоких подкоровых оболочках Земли.

Сравнительное изучение мезо-кайнозойской тектоники Казахской складчатой страны достаточно освещает, как нам кажется, вопрос о рассмотренных случаях унаследования.

Различные части Казахской складчатой страны с древнего палеозоя обладали особыми, свойственными лишь им чертами строения и развития. Одни из них (западная часть Казахского массива) более устойчивые, менее подвижные, другие (Иртышская зона) сохранили типичные свойства геосинклинальных складчатых областей до самого конца палеозоя. Несмотря на столь различное — мозаичное, если можно так выразиться, — строение складчатой зоны описываемой части Казахстана, вся она целиком в конце палеозоя или в начале мезозоя приобрела новые свойства, характерные для платформенных областей. История платформенного развития Казахстана в мезозойскую и кайнозойскую эры особенно интересна потому, что она хорошо вскрывает начальные стадии этого процесса.

Все платформенные образования, как по литологическим особенностям слагающих их пород, по формациям, так и по тектоническим формам четко разделяются на два комплекса, отделенных обычно перерывом и несогласием от отложений складчатого фундамента и в большинстве мест — перерывом один от другого. К первому, нижнему комплексу относятся триасовые, ниже- и среднеюрские континентальные отложения, ко второму — верхнемеловые и тесно связанные с ними третичные породы. Структуры нижнего платформенного комплекса имеют некоторые существенные отличия от структур верхнего комплекса. Прежде всего, отложения второго комплекса образуют все описанные крупные синеклизы Центрального Казахстана, по отношению к которым участки, сложенные породами первого комплекса, представляют лишь небольшие структуры среди палеозойских складок и вместе с последними образуют складчатое основание для обширных меловых и кайнозойских прогибов. Триасовые и юрские континентальные ( $J_{1-2}$ ) отложения, следовательно, значительно сильнее дислоцированы. Действительно, узкий грабен Челябинского бурогоугольного бассейна, мезозойская структура Байконура и Киякты, резко нарушенные мезозойские отложения у южной окраины Тенизской мульды, Майкюбен и др. представляют собой тектонические образования, весьма сильно отличающиеся по степени дислоцированности от плоских прогибов, распознаваемых в наложенных на них Тургайской и Тенизской синеклизах, или от плоских обширных поднятий, каким является Казахский массив в целом.

\* \* \*

Эта статья была написана еще в 1941 г., однако основные выводы, изложенные в ней, не устарели до сих пор. Б. А. Петрушевский и П. Н. Кропоткин, читавшие рукопись, сделали ряд замечаний; некоторые из них были мною учтены. П. Н. Кропоткин считает, что установление унаследованности в развитии платформенных прогибов Казахстана имеет некоторое практическое значение для прогноза распространения месторождений каменного угля. По этому поводу он счел нужным добавить следующее: «... наконец, следует сказать несколько слов о том, какое значение имели мезо-кайнозойские прогибы для образования ископаемых углей».

«В Иртышско-Зайсанском прогибе, унаследованном от палеозоя, процессы угленакопления были широко распространены уже в перми. Об этом говорят находки угля и горючих сланцев в Кендерлыке на склоне Саура, у подножия хребта Монрак и далее в северо-западной части Зайсанской впадины. Далее к северо-западу, уже по краю Иртышской синеклизы на левом берегу Иртыша, близ Семипалатинска известны пермские угленосные толщи. На склоне Казахского массива в Иртышской синеклизе нижнепермские отложения (без углей) имеются в центре Тениз-Коржункульского бассейна.

«Нижнеюрские бурые угли известны в Тургайской синеклизе (Челябинский бассейн, Байнокур, Киякты) и в смежных частях палеозойского массива (р. Нижний Бурлук), в Майкюбенской и Карагандинской впадинах, в Зайсанской впадине, составляющей продолжение Иртышской синеклизы, среднеюрские угли — в Чулымской синеклизе, редкие прослои верхнеюрских углей — в разрезах скважин Иртышской синеклизы. Лигниты третичного возраста отмечены в Иртышской синеклизе. Характерно, что как площади распространения пермских отложений, так и выходы юры приурочены к краям впадин и нередко представляют собой разобщенные эрозией и тектоникой обрывки более обширного покрова. Так, например, Кендерлык — это окраинный участок Зайсанской угленосной впадины, изолированный, приподнятый и обнаженный благодаря недавним тектоническим движениям и деятельности эрозии. По направлению к оси поднятия пласты угля выклиниваются и терригенный материал становится более грубым. Напротив, по направлению к центру Зайсанской впадины мощность пермских угольных пластов возрастает и качество углей улучшается. Юрская угленосная свита Кендерлыка составляла прежде одно целое с угленосными отложениями у подножья хребта Сайкан.

«Унаследованный характер верхнепалеозойских и мезо-кайнозойских движений во впадинах Казахстана позволяет предполагать широкое распространение угленосной юры и перми в средних частях некоторых впадин. Так, в западной части Чиликатинской долины, в Зайсанской впадине у подножия хребтов Монрак, Сайкан и к юго-востоку от г. Кокпекты, по Иртышу выше Павлодара и в Тургайском прогибе под третичными и четвертичными отложениями могут скрываться обширные, почти не дислоцированные площади угленосных отложений. Находки последних лет, сделанные Дворцовой и др., подтверждают предположения о пермской угленосности Иртышской синеклизы».

## Л И Т Е Р А Т У Р А

- Безруков П. Л. Верхнемеловые и палеогеновые отложения бассейна верховьев р. Тобола. «Бюлл. МОИП», 1934, № 2.
- Безруков П. Л. и Яншин А. Л. Юрские отложения и месторождения бокситов на Южном Урале. «Тр. Научно-иссл. ин-та геол. и мин.», 1934, вып. 7.
- Быков Г. Е. К строению Тургайского пролива. «Пробл. сов. геол.», 1937, № 8; 1938, № 1.
- Высоцкий Н. К. Очерк третичных и послетретичных образований Западной Сибири. «Геол. иссл. и разв. раб. по линии Сиб. ж. д.», 1896, вып. 5.
- Зайцев Н. С. и Петрушевский Б. А. Краткие итоги двухлетних работ в южной части Тургайской впадины. «Сб. СОПС АН СССР», 1940.
- Кассин Н. Г. Очерк тектоники Казахстана. «Пробл. сов. геол.», 1934, № 6.
- Кассин Н. Г. Новые данные о строении Западно-Сибирской низменности, Тургайской и Иртышской впадин. «Пробл. сов. геол.», 1937, № 7.
- Меркулов П. Л. и Репкина А. Е. Геологическая карта западной части Арало-Иртышского водораздела. «Материалы по геол. и полезн. ископ. Казахстана», 1938, вып. 6.
- Пестовский К. Н. Геологическое строение окрестностей озер Тске и Улькун-Карой в Северном Казахстане. Казах. геол.-разв. трест, 1936.
- Петрушевский Б. А. Сарысуйские купола. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1938, № 3.
- Петрушевский Б. А. Структура Тургайской впадины. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1939, № 4.
- Петрушевский Б. А. «Третичные» отложения Тенизского и Атасуйского районов Казахстана. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1941, № 1.
- Туаев Н. П. Очерк геологии и нефтеносности Западно-Сибирской низменности. Гос. н.-техн. изд-во горно-топл. и нефт. лит-ры, 1941.
- Тумилович Е. В. Материалы к литологии и стратиграфии Западно-Сибирской низменности. «Вестн. Зап.-Сиб. геол. упр.», 1939, № 5.
- Шатский И. С. О тектонике Центрального Казахстана. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1938, № 5—6.
- Яншин А. Л. Тектоника Северного Приаралья. «Докл. АН СССР», 1939, т. 23, № 8.
- Яншин А. Л. Новые данные о геологическом строении и гидрогеологии степных пространств, лежащих к югу от Мугоджар. «Тр. Ин-та геол. наук АН СССР», 1940, вып. 32, сер. геол., № 9.

**А. Л. ЯН Ш И Н**

**ВЗГЛЯДЫ А. Д. АРХАНГЕЛЬСКОГО НА ТЕКТОНИЧЕСКИЙ  
ХАРАКТЕР ЮГО-ВОСТОЧНОГО ОБРАМЛЕНИЯ  
РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ И СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ  
ПО ЭТОМУ ВОПРОСУ**

«Устюрт и Кара-Кумы представляют совершенно исключительный интерес, так как с этой областью сочетается проблема связи складчатых горных сооружений Европы и Средней Азии. В самом деле, к северу от Устюрта скрывается под ненарушенными или слабо дислоцированными мезозойскими и третичными отложениями Уральская складчатая система, видимая южная оконечность которой в Мугоджарах лежит под  $48^{\circ}$  с. ш., с востока к дельте Аму-Дарьи подходят в виде хребта Султан-Уиз-Даг последние отроги Тянь-Шаня; на западе под третичными отложениями Устюрта исчезают складки Мангышлакских гор, принимаемых за продолжение Донецкого кряжа; наконец, у юго-западного угла плато располагаются складчатые сооружения Туар-Кыра и Красноводского полуострова, которые принято связывать с Кавказом. В каком отношении друг к другу находятся все перечисленные складчатые системы, остается по существу неизвестным».

*(А. Д. Архангельский и В. В. Федьтинский, 1936, с. 5).*

**І. ЭВОЛЮЦИЯ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ТЕКТОНИКЕ ЮГО-ВОСТОКА  
РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ**

1

В начале этой главы мне приходится остановиться на правомерности употребления самого термина «Русская платформа», по поводу чего в геологической литературе существуют расхождения. А. Д. Архангельский в 1932 г. отказался от него, заменив названием «Восточно-Европейская платформа», но в последние годы жизни употреблял оба эти термина как синонимы и даже написал статью под заголовком «О строении Русской платформы». Д. Н. Соболев (1926) ту же часть земной коры предложил называть Скандо-Россией, а Штилле (Stille, 1930) — Фенно-Сарматией. В. В. Белоусов выделяет структурный элемент, соответствующий Русской платформе, но, считая термин «платформа» понятием морфологическим, а не генетическим, предпочитает говорить о «Русской геосинклиналильной площади». Явное неудобство частого повторения такого названия заставляет его широко применять в качестве синонима совершенно неструктурный термин «Русская равнина» (Белоусов, 1944). Н. С. Шатский

в своей недавней работе (1946), подробно разобрав историю вопроса, высказывается за термин «Восточно-Европейская платформа».

Наиболее существенным аргументом против употребления термина «Русская платформа» является утверждение, что Зюсс и Ог, введшие термины «Русская плита» и «Русская платформа», противопоставляли в структурном отношении эту территорию «Балтийскому щиту» или «Фенно-Скандинавскому массиву», в то время как мы теперь должны применять название, которое охватывало бы всю площадь докембрийской стабилизации — от каледонид Норвегии до Урала.

Ссылка на Зюсса в данном случае неосновательна, поскольку он не употреблял термина «платформа». Что же касается Ога, то у него такого противопоставления нет. Дело в том, что этот автор термина «Русская платформа» употреблял его только в географическом смысле. В структурном же отношении геосинклиналям он противопоставлял не платформы, как мы сейчас, а «континентальные площади», внутри которых различал площади поднятия (*aire de surélévation*) и площади погружения (*aire d'ennoyage*). Ни один, ни другой из этих терминов второго порядка опять-таки не соответствует «Русской платформе», которая вместе с Фенно-Скандинавским массивом представляет, по Огу, единую площадь поднятия (его несколько погружившуюся в карбоне часть).

Вообще в работе 1900 г., которая считается родоначальницей термина «Русская платформа», Ог употребляет его только один раз, вскользь, говоря о геосинклиналях, опоясывающих Северо-Атлантический континентальный массив (Naug, 1900, с. 644). В другой раз он называет ее «Московитской платформой» (с. 672). В «Traité de géologie» Ог употребляет уже только первый термин, но опять не дает ему определения и не вкладывает в него структурного содержания.

Таким образом, Ог не обязал нас ни структурным содержанием термина «Русская платформа», ни даже его точными пространственными границами.

Первым автором, который употреблял термин «Русская платформа» в определенном структурном смысле, был А. Д. Архангельский, который впервые применил этот термин в работе 1923 г. (хотя чаще называл ее здесь «плитой»), причем определенно включил в ее состав Балтийский щит в качестве одного из «горстов»<sup>1</sup>. От этого термина он не отказался до конца жизни, так как после некоторых колебаний снова вернулся к нему в последних работах.

Э. Арган также не противопоставлял Русской платформе Фенно-Скандинавский массив, а считал эти названия синонимами, что отчетливо видно из следующих фраз: «Донецкий пучок тянется, сжатый между Подольским массивом на юге и Фенно-Скандинавией на севере» (1935, с. 25). И далее: «Серицитовые сланцы, над которыми несогласно лежит готланд Тимана, являются, может быть, продолжением скандинавских каледонид, окаймляющих докембрий Русской платформы» (с. 88).

Таким образом, формальных препятствий к принятию термина «Русская платформа» нет, и мне представляется совершенно необходимым сохранить его, поскольку он сейчас получил очень широкое распространение благодаря употреблению в учебных курсах А. Н. Мазаровича и Н. М. Страхова и др.

<sup>1</sup> А. П. Карпинский, начиная с 1919 г., иногда употреблял термин «Русская плита», но предпочитал называть соответствующую ей территорию просто «Европейской Россией». Термин «платформа» он не употреблял.



## 2

В начальный период изучения тектоники Русской платформы обобщения структурного характера делались двумя путями. Либо анализировалась геологическая карта, а позднее палеогеографические карты Русской равнины, и отсюда делались выводы о расположении на ее территории поднятий и депрессий. Так возникли представления о «кристаллических горстах» северо-запада и юга платформы, о «геологической оси Центральной России», о Подмосковном и Донецком прогибах. Либо же, по возможности, тщательно учитывались отдельные дислокации осадочного покрова платформы и делались попытки установить между этими дислокациями определенные пространственные соотношения. В результате применения второго метода возникли идеи о «зачаточном кряже» юга Европейской России, о крупных сбросах, ограничивающих «кристаллические горсты», о строгом соответствии частных дислокаций платформы простираниям Урала и Кавказа, и т. д.

В то же время вопросы времени и механизма образования сопоставляемых нарушений почти не рассматривались, что нередко приводило к искусственному соединению структурных элементов весьма различного происхождения. Картографически дислокации платформы изображались в виде точек и линий, но не в виде площадей, в связи с чем не возникал, или во всяком случае не ставился достаточно резко вопрос о положении и характере границ между участками с различной структурой, а как следствие этого и вопрос о границах самой платформы рассматривался лишь в самых общих чертах.

Новая эпоха в изучении структуры Русской платформы была связана с именем Андрея Дмитриевича Архангельского. Он первым из геологов сделал попытку дать генетическую классификацию структурных элементов Русской платформы и стал изображать их на карте в виде определенных площадей.

Последнее обстоятельство привело к необходимости поставить в весьма четкой форме вопрос о границах платформы. Ответить на него далеко не всегда было одинаково легко. Если на востоке, на северо-западе и на юго-западе передовые цепи Урала, Скандинавских каледонид и Карпат определяли края платформы в первом приближении достаточно резко, то уже на севере ее границы приходилось проводить по некоторой условной линии под водами Ледовитого океана, а на западе, юге и особенно на юго-востоке положение этой границы из-за мощного развития новейших неогеновых и четвертичных отложений было еще менее ясным.

Надо сказать, что А. Д. Архангельский ни в одной из своих работ так и не решился «описывать» границы платформы, даже позднее, когда он располагал солидным материалом разнообразных геофизических исследований<sup>1</sup>. Тем не менее графически он должен был как-то «решать» вопрос о границах платформы, и «решения» эти он давал в каждой новой сводной работе, посвященной Русской платформе, изменяя их по мере накопления нового фактического материала.

Особенно интересна эволюция взглядов А. Д. Архангельского на положение и характер юго-восточных границ платформы, ибо с этой стороны соответствующая ей равнина не имеет никакого орографического

<sup>1</sup> Сколько-нибудь подробные указания относительно положения границ платформы отсутствуют даже в последней работе А. Д. Архангельского (1941), где есть соответствующий раздел «границы платформы». Только в 1946 г. они были детально прослежены Н. С. Шатским.

ограничения и постепенно сливается с пустынными равнинами Средней Азии, часть которых несомненно возникла на месте опустившихся и погребенных складчатых сооружений палеозойского возраста.

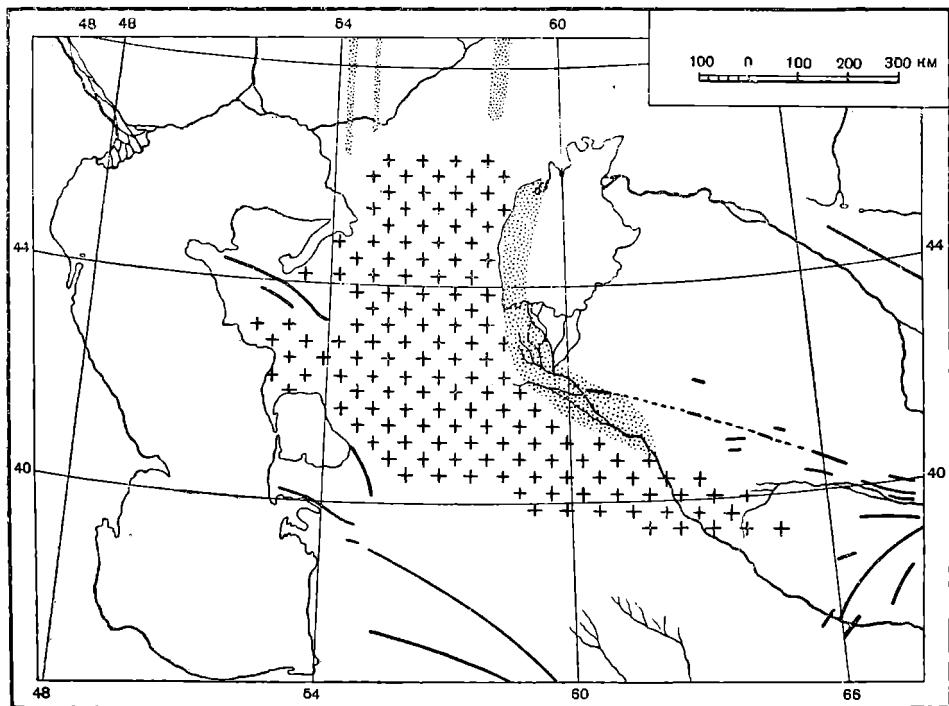
## 3

Вопрос о юго-восточных границах Русской платформы вставал перед А. Д. Архангельским уже в 1914—1915 гг., во время его исследований в низовьях Аму-Дарьи. В статьях, посвященных этим исследованиям (1914, 1931), четкой формулировки такого вопроса еще нет, однако развивается ряд мыслей, давших материал для его решения в дальнейшем. На основании личных наблюдений подтверждается старое указание Н. П. Барбот де Марьи об изменении широтного простирания метаморфических пород Султан-Уиз-Дага на меридиональное у его западного конца. Сопоставление наблюдений Л. С. Берга на островах и берегах Аральского моря со своими собственными в дельте Аму-Дарьи позволяет А. Д. Архангельскому высказать мысль о существовании Арало-Кызылкумского мелового вала, возникшего «на месте ранее существовавшего, но в большей своей части погружившегося на большую глубину горного кряжа, остатками которого является Султан-Уиз-Даг» (1931, с. 180). Вал этот он сравнивает с валами Русской равнины и устанавливает синхроничность тектонических движений в его пределах и в Поволжье. Образование впадин Арала, Ховарезма и Сары-Камыша он объясняет сбросами, сопоставляет с образованием Прикаспийской впадины и относит к той же эпохе конца миоцена или начала плиоцена. Им отмечено также отсутствие видимых нарушений в залегании третичных слоев на прилегающих к дельте Аму-Дарьи чинках (обрывах) Устюрта.

## 4

Первую законченную концепцию структуры Русской платформы А. Д. Архангельский дал в своей замечательной работе «Введение в изучение геологии Европейской России» (1923). В определении границ платформы здесь еще довлеет принцип орографический и само слово «платформа» нередко заменяется, как синонимом, словом «равнина». Границы этой платформы-равнины усматриваются в существующих или погребенных горных кряжах. В предисловии к книге так и сказано: «Южная граница этой области на всем ее протяжении образована складчатыми горными хребтами Карпат, Крыма, Кавказа, Большого и Малого Балхана и Копет-Дага; с востока границей является Урал, затем линия, проведенная от южного конца Мугуджар через так называемый Чушкакульский кряж и Аральское море на хребет Султан-Уиз-Даг в дельте Аму-Дарьи, и наконец, полоса древних полуразрушенных гор в пустыне Кызыл-Кум». В соответствии с такими взглядами А. Д. Архангельский на приложенных к работе схемах тягивает Русскую платформу узким клином между Кызылкумскими грядями и системой Копет-Дага далеко на юго-восток, в долину р. Зеравшан.

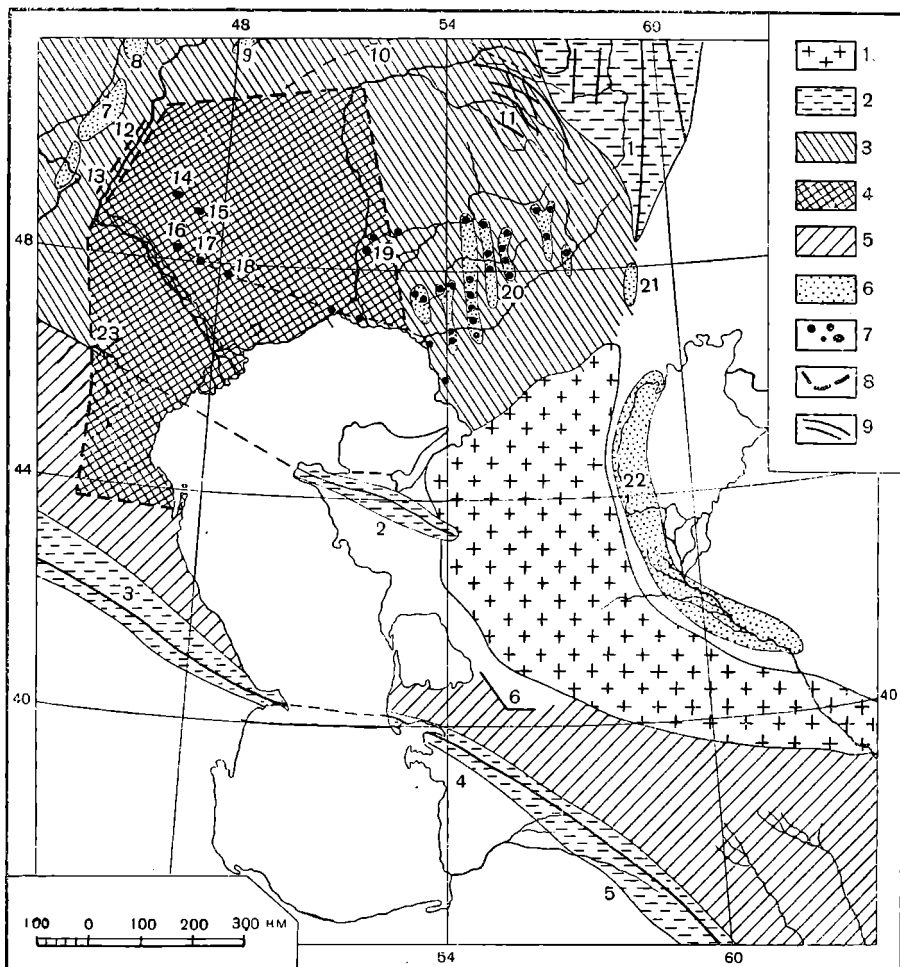
Поскольку пустынные равнины западных частей Средней Азии оказались включенными в Русскую платформу, на их территории надлежало найти те же структурные элементы, которые устанавливались в ее Европейской части. Здесь взгляд тектониста, не оторвавшегося еще от навязанных Зюссом идей о постоянной тесной связи рельефа с тектоникой,



Фиг. 1. Размеры подземного горста Устьурта и взаимоотношение его с соседними структурами по первоначальным представлениям А. Д. Архангельского. Крестики — подземный горст; точки — валы; жирные линии — складчатые дислокации (Архангельский, 1923, с. 15).

оставался прежде всего на Устьурте. Миоценовые слои этого пустынного плато считались в то время залегающими горизонтально. Еще Л. С. Берг высказал предположение, что чинки Устьурта обязаны своим существованием продольным сбросам (1908). Это морфологически роднило Устьурт с Азово-Подольскими и Балтийским «горстами», как они рисовались в то время по работам В. Ласкарева, В. Рамзая и по сводкам А. П. Карпинского. Открытие М. М. Пригоровским к югу от Мугоджар Чушкакульской антиклинали, казалось, подтверждало прежние мысли А. Д. Архангельского о существовании Арало-Кызылкумского вала, соединяющего горные сооружения Урала и Султан-Уиз-Дага. Получалось так, что «Устьурт со всех сторон окружен дислокациями, которые на занятую им область не распространяются, как бы обходя его массив» (Архангельский, 1923, с. 14).

Виргации западных ветвей Тянь-Шаня, затухание складок Мангышлака к востоку и Туар-Кыра к северу, исчезновение куполов к югу от р. Эмбы — привели А. Д. Архангельского к выводу о том, что массив Устьурта «не только не участвует в этих складчатых дислокациях, но как бы оказывает на них активное направляющее действие». Так возникла мысль о том, что Устьурт представляет собою один из «подземных горстов» кристаллического фундамента Русской платформы, понятие о которых незадолго перед тем было введено в русскую геологическую литературу А. П. Карпинским (1919). Желание объяснить присутствием такого горста



Фиг. 2. Структурные элементы юго-востока Русской платформы и ее ограничения — по первоначальным представлениям А. Д. Архангельского.

Объяснение знаков: 1 — подземный горст Устьурта; 2 — горные кряжи; 3 — Восточно-Русская впадина; 4 — Прикаспийская впадина; 5 — Причерноморская и Туркменская впадины; 6 — валы; 7 — купола; 8 — предполагаемые сбросы; 9 — простирания складчатых дислокаций.

Объяснение цифр: 1 — Урал и Мугоджары; 2 — Кара-Тау и другие дислокации Мангышлака; 3 — Кавказ; 4 — Куба-Даг, Большой и Малый Балхан; 5 — Копет-Даг; 6 — Туар-Кыр; 7 — Доно-Медведицкая антиклиналь; 8 — дислокации Саратовского уезда; 9 — Пермская ось Заволжья; 10 — дислокации Общего Сырта; 11 — дислокации бассейна р. Илек, по Соколову; 12 — сброс у Александровки; 13 — сброс у Камышина; 14 — Эльтонское озеро; 15 — Малое Богдо; 16 — Баскунчакское озеро; 17 — Чапчачи; 18 — Виц-Чохо; 19 — Индерское озеро и Джамап-Индер; 20 — антиклинальные зоны и купола Эмбенского нефтеносного района; 21 — Чушманульский кряж; 22 — Арало-Кызылгумский вал; 23 — уступ Ергеней (Архангельский, 1923, вклейка).

расхождение виргадий южного Тянь-Шаня заставило А. Д. Архангельского в одном отношении изменить геоморфологическому принципу: на юге он не ограничивает горст обрывами плато Устьурт, но включает в его пределы все Северные (Заунгузские) Кара-Кумы и даже вытягивает его конец на правобережье Аму-Дарьи — в низовья Зеравшана (фиг. 1).

К югу от подземного горста Устьурта между Унгузом и Копет-Дагом располагается область Южных или Низменных Кара-Кумов (Туркменская

впадина И. В. Мушкетова), про структуру которой А. Д. Архангельский не пишет почти ничего, но которую он рассматривает как продолжение Причерноморской впадины и платформенное образование (на карте той же штриховкой показана впадина Южно-Русская или, как позднее предложил называть ее А. Д. Архангельский, Днепровско-Донецкая).

Пространство к северу от Устюрта, ограниченное на востоке Мугоджарским хребтом, А. Д. Архангельский включает в состав Восточно-Русской впадины, а Мангышлак, так же как Донбасс и Тиман, считает внутриплатформенным горным краем, который на востоке слепо загибается, подходя к массиву Устюрта, а на западе может быть некогда соединился с Донецким бассейном.

Таким образом, при разработке первой своей концепции о структуре Русской платформы А. Д. Архангельский включил в ее пределы значительную западную часть среднеазиатских равнин. В этой закаспийской части платформы он различал следующие структурные элементы (фиг. 2):

1. Подземный горст Устюрта, на юге и юго-востоке выходящий далеко за орографические пределы этого пустынного плато.

2. Южную часть Восточно-Русской впадины, охватывающую все равнинные пространства, лежащие на север от Устюрта.

3. Туркменскую впадину или низину Южных Кара-Кумов, которую вместе с Причерноморской впадиной он рассматривал как зародившуюся в юрское время на платформенном основании и развивающуюся сейчас новую геосинклинали.

4. Мангышлакский краж, возникший одновременно с Донбассом в мезозое на месте внутриплатформенной геосинклинали, зародившейся в начале карбона и развивавшейся до конца нижнего триаса.

Дислокациям Туар-Кыра в этой схеме места почти не уделяется. Они, во всяком случае, не сопоставляются с дислокациями Мангышлака и рассматриваются как мелкое частное нарушение у окраины горста Устюрта.

Закаспийская часть платформы ограничивается на востоке Урало-Тяньшанской горной дугой, участки которой от Мугоджар до Султан-Уиз-Дага, а также к востоку от последнего в Кызыл-Кумах частью подверглись последующим тектоническим опусканиям, частью были уничтожены эрозионными и абразионными процессами. Отражением их на поверхности служит полоса приподнятого залегания меловых пород, которую А. Д. Архангельский называет Арало-Кызылкумским валом и сравнивает по его происхождению с валами Европейской части СССР. В состав Арало-Кызылкумского вала он включает и дислокации Чушкакульской антиклинали. На востоке закаспийская часть платформы ограничена южной виргацией Тянь-Шаня (Кугитанг-Тау). На юге к ее депрессионному участку примыкают непосредственно горные сооружения Большого Балхана и Копет-Дага, которые А. Д. Архангельский считает прямым продолжением альпийского Кавказа.

## 5

В 1932 г. в первом издании сводной работы «Геологическое строение СССР» А. Д. Архангельский дал новое изложение своих взглядов на структуру Русской платформы и, в частности, на строение интересующего нас сейчас ее юго-восточного угла. Период с 1923 по 1932 г. был временем большого оживления тектонической мысли. Он ознаменовался появлением ряда крупных сводок, обобщений и теоретических исследований в области тектоники.

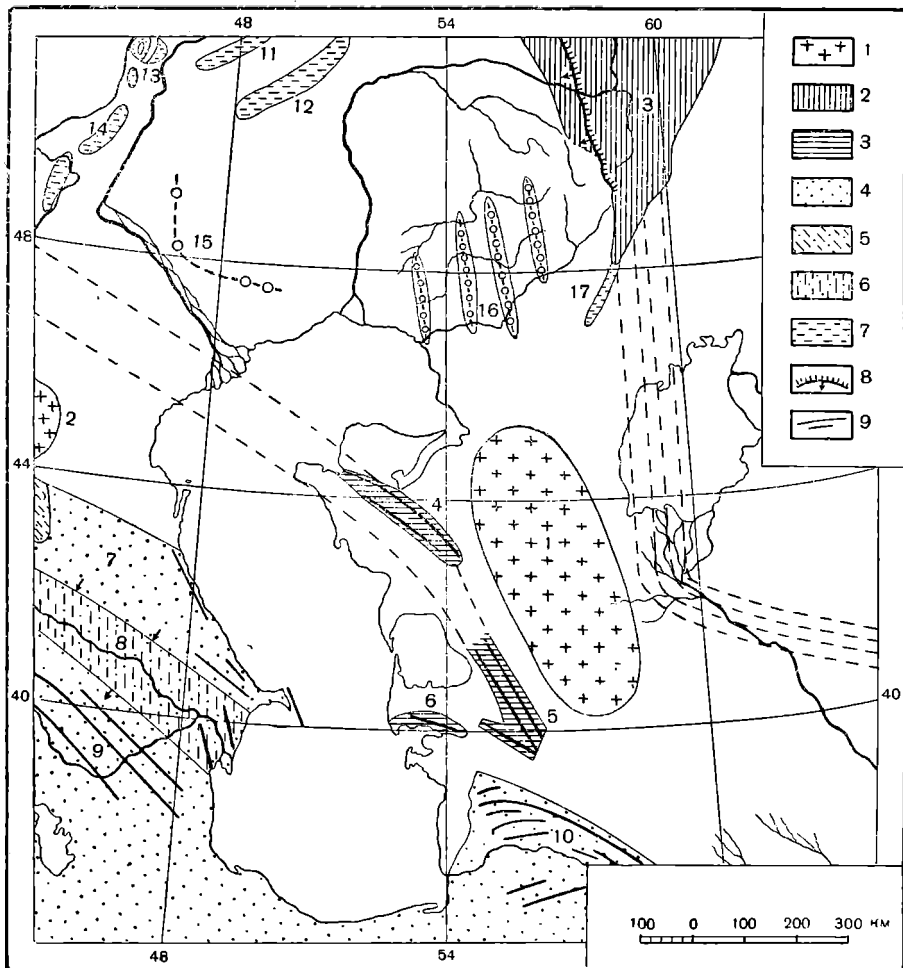
Новые работы не могли не повлиять на развитие мыслей А. Д. Архангельского о тектонике Русской платформы. Пересматривая вопрос о ее структуре и структуре ее складчатого обрамления, он должен был учитывать и критиковать появившиеся за это время высказывания о ее строении Штилле, Бубнова, Кужняра и Вильзера. На самой Русской платформе были проведены многочисленные геологические исследования, доставившие огромный новый материал по ряду основных вопросов ее строения. Для интересующего нас вопроса о характере границы платформы к востоку от Каспийского моря наибольшее значение из работ этого периода имели исследования Н. П. Лушова на Туар-Кыре (1931, 1932), выяснившие площадь распространения и характер отмеченных здесь еще Н. И. Андрусовым (1905) дислокаций.

В новой тектонической схеме Русской платформы А. Д. Архангельский все еще придерживается мнения, что основным ее структурным элементом к востоку от Каспийского моря является подземная глыба Устюрта и Кара-Кумов. Главным доказательством существования такой глыбы он считает «в высшей степени своеобразные и характерные изгибы и расщепления мощных складчатых сооружений, которые «происходят вдоль восточных, южных и западных границ огромного пустынного плато Устюрт и пустыни Кара-Кум, сложенных из горизонтальных слоев третичных отложений» (1932, с. 16—17). А. Д. Архангельский дает даже схему горных сооружений Средней Азии, на которой показано это расщепление их приподнятым участком докембрийского основания платформы. В то же время он уже оговаривается, что «накопление нового фактического материала заставляет с осторожностью относиться к гипотезе о существовании Устюртской глыбы. Не исключена возможность, что под третичными породами здесь скрыты складки мезозойских образований, имеющие в общем NW простираание» (там же, с. 17).

Говоря о складчатости Мангышлака и Туар-Кыра, он снова возвращается к вопросу об Устюртской глыбе и допускает, что «область древнекиммерийской складчатости, следами которой являются участки дислоцированных триасовых пород на Мангышлаке и Туар-Кыре, непосредственно примыкала к древней Урало-Тяньшанской горной стране и распространялась на все Кара-Кумы, Устюрт, а также на район Урало-Эмбенской и Волго-Уральской низменности» (там же, с. 359). Однако даже в этом случае, который он считает «при свете новых фактов возможным», он не видит необходимости отказываться от идеи Устюртской глыбы. Если она не существует сейчас, то она во всяком случае существовала в палеозое. По мнению А. Д. Архангельского, «расщепление единой массы среднеазиатских горных сооружений на уральскую и копетдаго-кавказскую ветви могло в палеозое зависеть лишь от того, что Восточно-Европейская плита первоначально выступала клином на юго-восток в пределы современного Устюрта» (там же, с. 359). В конце палеозоя этот клин платформы мог превратиться в геосинклиналь, как Донбасс в начале карбона.

На тектонической карте подземная глыба Устюрта показана в виде неправильного овала с.с.-з. простираания между 40 и 45° северной широты (фиг. 3).

Мангышлак, по новым взглядам А. Д. Архангельского, уже не заканчивается слепо у подножья Устюрта, но заворачивает на юго-восток и соединяется с дислокациями Туар-Кыра. А. Д. Архангельский считает их частями единой системы древнекиммерийских горных сооружений, которая на северо-запад протягивается до Донбасса. Система эта, по его мнению, «возникла из геосинклинального прогиба, который отвечает



Фиг. 3. Структурные элементы юго-востока Русской платформы и ее ограничения по складке А. Д. Архангельского 1932 года.

Объяснение знаков: 1 — подземные горы; 2 — вариссийские горные сооружения; 3 — киммерийские горные сооружения; 4 — более поздние сооружения альпийского периода складчатости; 5 — средняя часть северного склона Кавказа; 6 — Закавказская депрессия; 7 — валы, купола и пологие антиклинали в области Восточно-Русской впадины; 8 — покровы скалывания; 9 — простирания в складчатых сооружениях.

Объяснение цифр: 1 — Устьюртская подземная глыба; 2 — Ставропольская подземная глыба; 3 — Урал (перывающиеся линии показывают его подземное продолжение к югу); 4 — Мангышлакские горные сооружения; 5 — антиклинали Туар-Кыра и соседних местностей; 6 — Большой Балхан и др.; 7 — Главный Кавказский хребет; 8 — Куринско-Рионская депрессия; 9 — Малый Кавказ; 10 — Копет-Даг; 11 — палеозойский вал южного Заоволья; 12 — поднятия южной части Общего Сырта; 13 — дислокации Саратовского района; 14 — Доно-Медведицкая антиклинальная зона; 15 — линии дислокаций Эльтонского и Баскунчакского озер, Чапчачи и Биш-Чохо; 16 — дислокации Урало-Эмбенского нефтеносного района; 17 — Чушкакульский криж (Архангельский, 1932, табл. 1).

от ограничивающей Восточно-Европейскую платформу с юга геосинклинали на меридиане западного конца современного Копет-Дага» (там же, с. 357). Большой Балхан А. Д. Архангельский также считает принадлежащим к этой древнекиммерийской системе складок.

В соответствии с такими воззрениями должно было измениться и представление А. Д. Архангельского о депрессионных участках юго-востока

платформы. Действительно, некогда единую, по его мнению, предгорную впадину у северного подножья альпийских горных сооружений он теперь разбивает на Причерноморскую, Терско-Карабогазскую и Туркменскую впадины. Первые две разделены подземным горстом Ставропольского плато, а вторые две — Туар-Кыром. Только Причерноморская и Туркменская впадины представляют собою настоящие передовые депрессии альпийских горных сооружений, что же касается Терско-Карабогазской, то ее А. Д. Архангельский склонен рассматривать как опустившийся межгорный массив. Такое несколько неожиданное заключение становится понятным, если мы взглянем на тектоническую карту. Из нее следует, что через Ставропольское плато до Кара-Богаз-Гола должно было некогда доходить восточное продолжение Азовско-Подольского кристаллического щита, разделяя Кавказскую и Донецко-Мангышлакскую геосинклинали.

Таким образом, в 1932 г. А. Д. Архангельский рисовал юго-восточное окончание платформы в виде двух далеко вытянутых узких клиньев, разделенных складчатой системой Донбасса, Мангышлака и Туар-Кыра. Южный из этих клиньев, лежащий на продолжении Азовско-Подольского массива, некогда доходил до Кара-Богаз-Гола. Восточный его конец испытал резкое погружение только в третичное время в связи с альпийской складчатостью. Северный клин протягивался через Устюрт далеко в Среднюю Азию, вызвав расщепление и виргацию герцинских складчатых систем Тянь-Шаня. Не исключена возможность, что этот клин испытал погружение в конце палеозоя и подвергся складчатости геосинклинального типа в древнекеммерийское время.

Такие воззрения были почти равносильны отрицанию существования четких границ платформы. Действительно, к этому времени у А. Д. Архангельского сложилось твердое убеждение в возможности образования настоящих геосинклиналей путем прогибания отдельных участков платформы. Донецко-Мангышлакская геосинклиналь возникла только в начале карбона. Устюртско-Каракумский клин платформы, видимо существовавший до конца палеозоя, может быть, прошел цикл геосинклинального развития за триасовый период. Современные крупные впадины юга платформы, вроде Прикаспийской, вероятно представляют собою новые развивающиеся геосинклинали, еще не испытавшие складчатости (1932, с. 373).

## 6

В 1933 г. А. Д. Архангельский сдал в печать для второго издания переработанный текст «Геологического строения СССР» (1934<sub>1</sub>, 1935). Изложение материала по строению юго-восточной окраины платформы и ее складчатого обрамления почти не отличается в нем от первого издания работы. Только под влиянием появившейся в самом начале этого года статьи О. С. Вялова о тектонике Устюрта описание скрытого под плато выступа докембрийского фундамента несколько изменяется: он сокращается в размерах и отгесняется на север этого пустынного плато. «Не подлежит никакому сомнению, — говорит А. Д. Архангельский, — что в западных частях плато под горизонтальными слоями миоценовых отложений скрыты складки мезозойских пород, имеющие в общем NW простирание. Вероятнее всего представляется в настоящий момент, что в сравнительно слабо измененном виде структура докембрийской плиты уцелела лишь в северных частях Устюрта. Южнее докембрийский фундамент сильно переработан позднейшими тектоническими процессами» (1934<sub>1</sub>, с. 233).



Упомянув о существовании древней кристаллической массы под Устюртом и Кара-Кумами, А. Д. Архангельский ссылается на таблицы I и II первого выпуска переработанного издания. Это было бы справедливо, если бы туда были перенесены без изменений таблицы первого издания. Но выход в свет первого выпуска второго издания запоздал (он вышел в 1935 г. — на год позже второго), и А. Д. Архангельский, взгляды которого к тому времени изменились, заменил одну из таблиц первого издания составленной им и Н. С. Шатским тектонической схемой СССР, на которой глыба Устюрта уже отсутствует. Таким образом, ссылка в тексте оказалась неверной, а сам текст не соответствующим более поздней схеме.

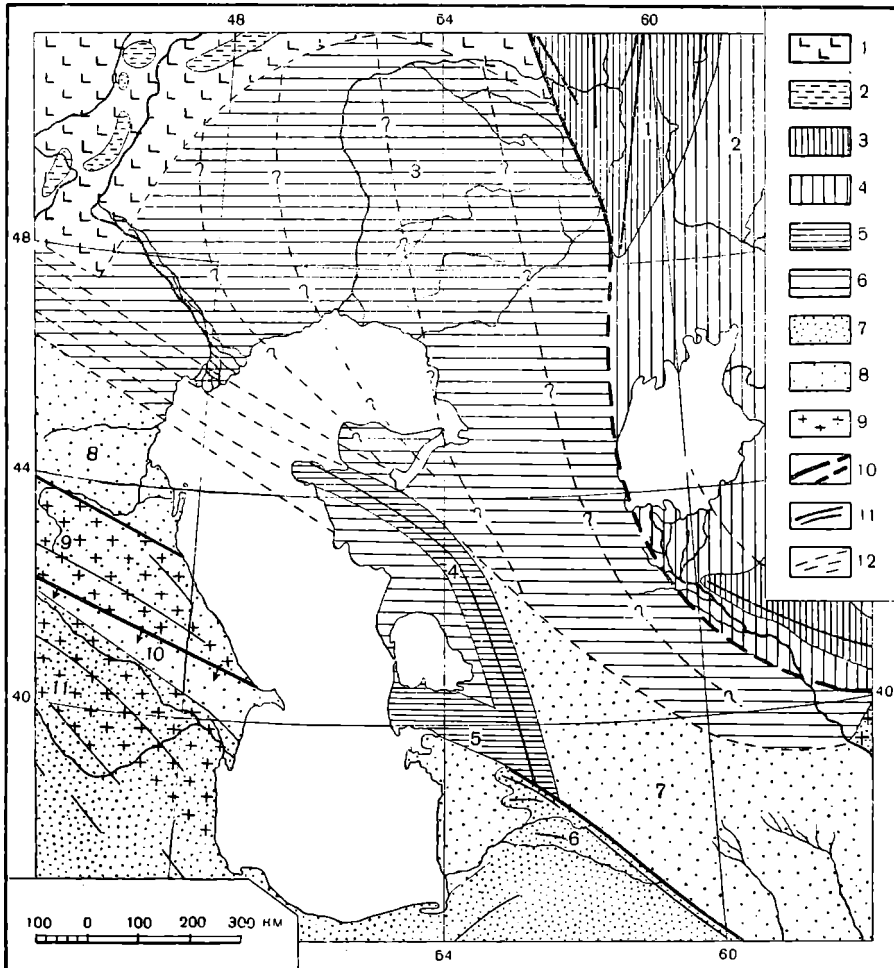
## 7

Значительно раньше, чем появилось второе издание книги «Геологическое строение СССР», — в конце 1933 г., та же схема была опубликована в классической статье А. Д. Архангельского и Н. С. Шатского «Схема тектоники СССР». Излагая в сжатой форме свои воззрения и свои представления о тектонике обширной территории Советского Союза, авторы этой статьи, разумеется, не могли уделить много места описанию структуры отдельных районов. Тем не менее эта работа показывает нам дальнейшую эволюцию взглядов А. Д. Архангельского на строение юго-восточной части Русской платформы. В ней он впервые отказывается от изображения подземных выступов докембрийского фундамента платформы, в том числе Устюртской глыбы. На приложенной к карте тектонической схеме (фиг. 4) все пространство Прикаспийской низменности, территория на восток от нее до Мугоджар, Устюрт и левобережье Аму-Дарьи показаны как область погруженной мезозойской складчатости. На Мангышлаке и Туар-Кыре та же складчатость выходит на поверхность.

Мысль о возможности преобразования отдельных участков платформы в гессинклинали и, позже, в молодые складчатые сооружения — проводится в этой работе с большой четкостью. Из текста следует, что «первоначальные размеры докембрийского складчатого массива Русской плиты остаются нам неизвестными, так как юго-восточный угол ее «сильно переработан последующими тектоническими процессами» (с. 333). Существование выступа основания платформы в области современного Устюрта допускается только в нижнем палеозое. Позднее здесь развились опускания, превратившие всю эту область, вместе с южной частью Восточно-Русской впадины и Днепровско-Донецкой впадиной в настоящую геосинклиналь. В конце триаса и начале юры в этой геосинклинали происходило «интенсивное складкообразование». «Таким образом, для южной части Днепровско-Донецкой и Восточно-Русской впадин в настоящее время складчатый фундамент состоит уже не из докембрийских, а из палеозойских и мезозойских пород» (с. 334). Подчеркивается, что строение основания Терско-Карабогазской и Туркменской предгорных впадин нам не известно. Высказывается предположение, что этим основанием являются «молодые киммерийские складчатые сооружения или палеозойские» (с. 342).

## 8

Еще в 1922—1924 гг., руководя геологической частью работ по изучению Курской магнитной аномалии, А. Д. Архангельский обратил внимание на возможность использования гравиметрических данных для выяснения структуры погруженного складчатого фундамента, скрытого



Фиг. 4. Схема 1933 г. Представление А. Д. Архангельского о Прикаспийских степях, как о зоне развития мезозойской складчатости.

Объяснение знаков: 1—районы докембрийской плиты с глубоким залеганием фундамента (впадины); 2—валы на Восточно-Европейской докембрийской плите; 3—районы палеозойской плиты с поверхностным залеганием варисийского фундамента; 4—районы палеозойской плиты с его глубоким залеганием; 5—районы мезозойской складчатости с поверхностным залеганием складчатых пород; 6—районы мезозойской складчатости с глубоким залеганием их; 7—области альпийской складчатости (третичной); 8—предгорные впадины альпийских горных сооружений; 9—наледонская и герцинская складчатость, известная среди более молодых складчатых сооружений; 10—границы интенсивной геосинклинальной складчатости различных тектонических периодов (на Кавказе внутри зоны складчатости полоса крупных надвиговых дислокаций); 11—простирающаяся в послекембрийских складчатых сооружениях; 12—то же, предположительные. Объяснение цифр: 1—Урал; 2—Тургайская впадина (пролив); 3—область предполагаемой киммерийской складчатости (в Прикаспийской впадине, Эмбенском районе и на Устюрте); 4—Мангышлак-Туаркырские складки; 5—система Большого Балхана; 6—Копет-Даг; 7—предгорная впадина Копет-Дага; 8—предгорная впадина Кавказа; 9—Главный Кавказский хребет; 10—Курино-Рионская впадина; 11—Малый Кавказ (Архангельский и Шатский, 1933, вклейка).

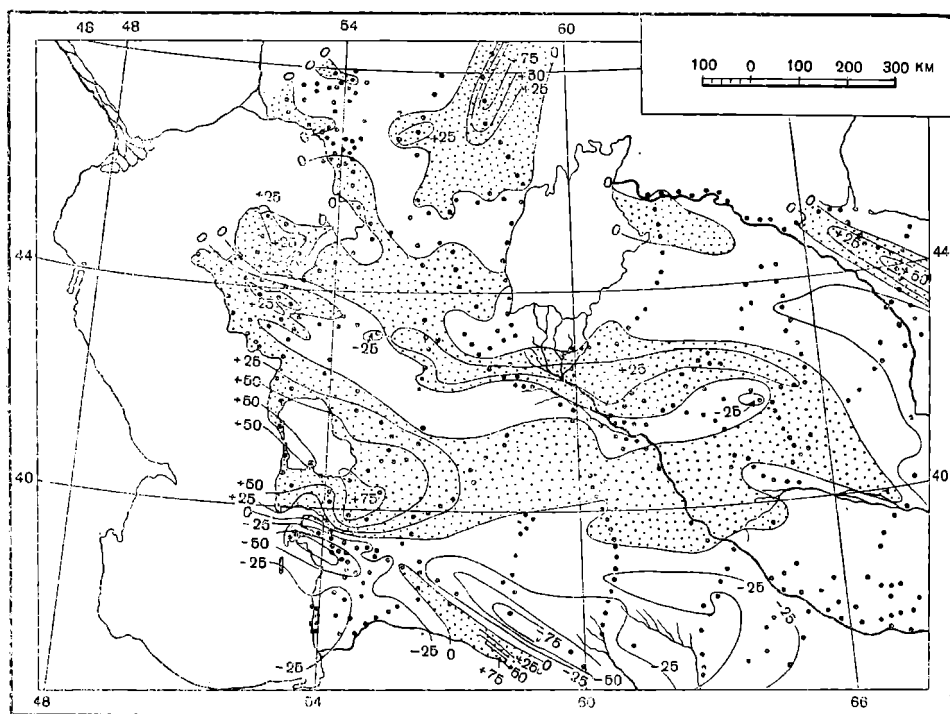
под горизонтально лежащими слоями более молодых осадков, и дал первый набросок карты аномалий Буге для Европейской части СССР (1924). В своей попытке геологического истолкования этой карты он основывался тогда на «теории изостазии, в том виде, как она была разработана в при-

положении к геологическим явлениям Западной Европы Коссмагом» (Архангельский, Михайлов, Федынский и Люстих, 1937, с. 705).

В начале 30-х годов, одновременно с работой над сводками по геологическому строению СССР, А. Д. Архангельский вернулся к изучению соотношений структуры земной коры и данных гравиметрии, а также выяснению общих принципов возможной интерпретации гравиметрических материалов. Результатом теоретического этапа этих исследований была суровая критика теории изостазии, данная А. Д. Архангельским уже в 1933 г. Отказываясь от объяснения аномалий силы тяжести глубинными процессами компенсационного выравнивания, А. Д. Архангельский превращал гравиметрические наблюдения в мощное орудие изучения структуры поверхностных частей земной коры.

Вскоре А. Д. Архангельский начал практически использовать свои теоретические выводы для истолкования по данным гравиметрии структуры отдельных районов СССР. В его первых статьях, посвященных выяснению соотношений аномалий силы тяжести и геологического строения Русской платформы (Архангельский, 1934<sub>2</sub>), гравиметрический материал по закаспийским степям и пустыням еще не рассматривается. На тектонических схемах, приложенных к этим статьям, юго-восточное окончание платформы, в соответствии со взглядами 1933 г. и отчасти даже 1932 г., рисуется в виде двух узких клиньев, зажатых между складчатыми сооружениями Урала, Мангышлака — Туар-Кыра и Кавказа — Копет-Дага. Блок Устюрта на этих схемах отсутствует. Однако к 1936 г. накопился значительный гравиметрический материал по всей территории Средней Азии и юго-западного Казахстана и в этом году А. Д. Архангельский вместе с В. В. Федынским дал его первую геологическую интерпретацию. Использование данных гравиметрии заставило А. Д. Архангельского коренным образом изменить ряд своих представлений. Расположение полос положительных аномалий силы тяжести показало ему, что широтные Тяньшанские простирания, подходя от Нура-Тау к Султан-Уиз-Дагу, не заворачивают здесь на север в направлении предполагавшегося ранее Арало-Кызылкумского вала, а «продолжаются далеко в глубь Устюрта». Здесь — в центре Северного Устюрта — происходит расщепление их на три ветви, из которых одна уходит на Бузачи, другая к низовьям р. Эмбы, а третья заворачивает на север — навстречу полосе положительных аномалий Мугоджар и Чушкакульской антиклинали (фиг. 5). Соответственно происходит виргация и затухание в теле Русской платформы полос герцинской складчатости. Это заставляет А. Д. Архангельского окончательно отбросить гипотезу устюртской докембрийской глыбы (Архангельский и Федынский, 1936, с. 15). Мезозойские складки Мангышлака к востоку быстро затухают, но полоса мезозойских складок, видимо, скрытых под третичными отложениями в районе Кара-Богаз-Гола и выходящих на поверхность в Туар-Кыре, продолжается далеко на восток и уходит на широте г. Бухары за Аму-Дарью «на соединение с Гиссарским хребтом и областью Таджикской виргации Памиро-Алайской системы» (там же, с. 8). Полосы мезозойской и герцинской складчатости разделены четкой полосой отрицательных аномалий, которая от южного перешейка п-ва Бузачи протягивается к Аму-Дарье против г. Хивы и уходит на ее правый берег. Существование этой полосы исключает возможность связывать Султан-Уиз-Даг со складками Мангышлака, как когда-то делал А. П. Карпинский.

Таким образом, по новым воззрениям А. Д. Архангельского, Русская платформа должна была кончаться на юго-востоке в северном Каспии



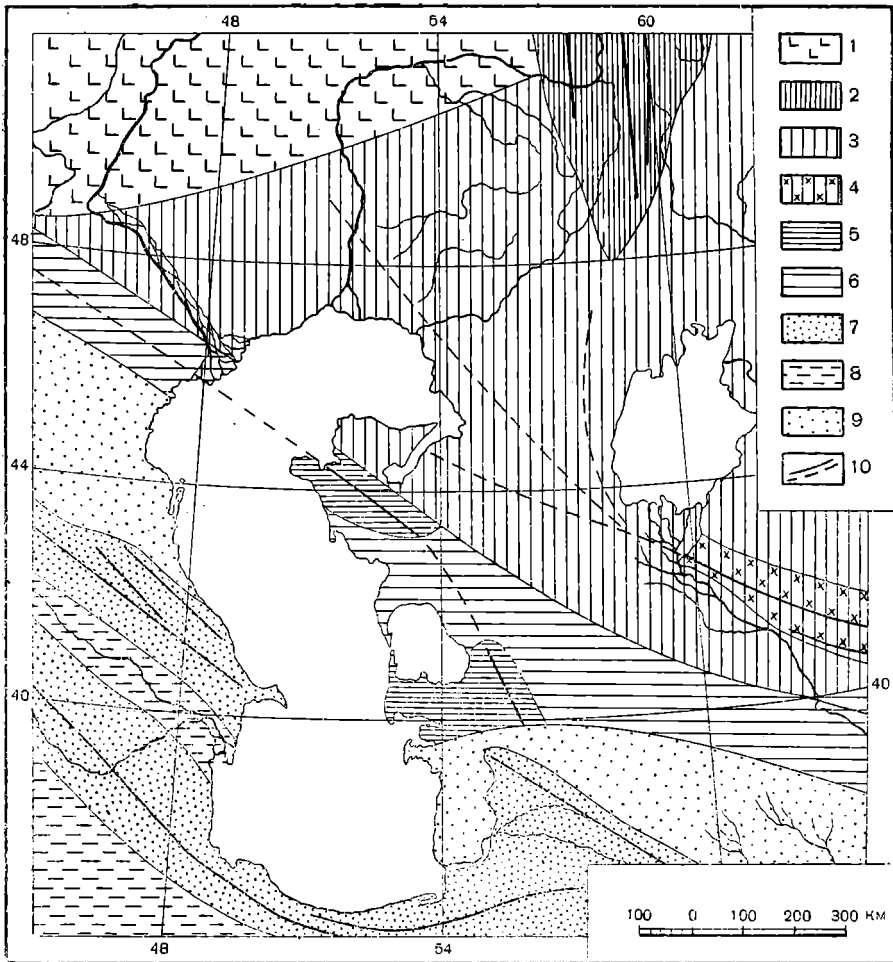
Фиг. 5. Схема полных аномалий силы тяжести в Закаспийских степях по данным на 1. I. 1946 г. Изоаномалы проведены через 25 миллигал. Точками покрыты области положительных аномалий (Архангельский и Федынский, 1936, с. 26).

и в заэмбенских степях двумя небольшими клиньями между затухающими ветвями герцинских складчатых сооружений.

## 9

Та же точка зрения развивается А. Д. Архангельским и в написанной к XVII сессии Международного геологического конгресса, вместе с коллективом других авторов, работе «Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР». А. Д. Архангельский пишет в ней, что «гравиметрическая съемка, с одной стороны, вполне подтвердила продолжение мезозойской складчатости на область Юго-Восточного Устьярта, а с другой — показала, что северная часть Устьярта расположена в районе распространения Тяньшанской герцинской складчатости» (Архангельский, Шатский и др., 1937, с. 45). Донбасс в этой работе рассматривается еще как продолжение мезозойской складчатой системы Мангышлака, которая, в соответствии с данными гравиметрических исследований, вводится на восток в область Таджикской депрессии.

На приложенной к работе тектонической схеме (фиг. 6) Евразия погруженная герцинская складчатость показана на всем пространстве между Донецко-Мангышлакской системой и Мугуджарами на север до линии, идущей от Сталинграда к Актюбинску. Этому соответствует утверждение, что «на юге для складчатого основания Русской равнины мы имеем все основания принимать верхнепалеозойский и мезозойский возраст» (там же, с. 46).



Фиг. 6. Структура Прикаспийских стран по представлениям А. Д. Архангельского ко времени XVII сессии Международного геологического конгресса — гипотеза заполнения Прикаспийской впадины складками герцинского возраста.

1 — районы докембрийской складчатости с глубоким залеганием фундамента; 2 — районы герцинской складчатости с поверхностным залеганием фундамента; 3 — районы герцинской складчатости с глубоким залеганием фундамента; 4 — районы герцинской складчатости, в большей или меньшей степени переработанные мезозойской и третичной складчатостью; 5 — районы мезозойской (тихоокеанской) складчатости с поверхностным залеганием фундамента; 6 — районы мезозойской (тихоокеанской) складчатости с глубоким залеганием фундамента; 7 — районы интенсивной третичной (альпийско-гималайской) складчатости; 8 — срединные массы в области альпийской складчатости; 9 — предгорные впадины третичных горных сооружений; 10 — простирания складчатости (Архангельский, Шатский и др., 1937, вклейка).

Наиболее близкой к действительности была, повидимому, концепция А. Д. Архангельского о характере юго-восточного окончания Русской платформы, развитая им в совместной с В. В. Федынским работе 1936 г. В «Кратком очерке» он изменил ее, заполнив погруженными герцинскими

складками всю Прикаспийскую низменность, что по существу не оправдывалось ни геологическими, ни геофизическими данными.

Еще более существенно изменились его взгляды по этому вопросу в самом конце 1937 г. Составленные к этому времени под его наблюдением В. В. Федышским и Е. Н. Люстихом гравиметрические карты СССР в редукциях Фая и Буге «после окончательной обработки имеющегося материала» показали, что полоса положительных аномалий, соответствующая полосе зеленокаменных пород восточного склона Урала, к югу от Мугоджар «отклоняется на юго-запад и легко прослеживается до северо-восточного берега Каспийского моря, явно направляясь на соединение с полосой таких же аномалий, которая проходит с запада-северо-запада на восток-юго-восток через всю Восточно-Европейскую платформу». Последняя наиболее четко выражена в пределах главного антиклинала Донецкого бассейна, что связано, по видимому, с существованием в его недрах каких-то тяжелых интрузивных пород. Полоса положительных аномалий Донбасса продолжается «по направлению простирания последнего до устьев Волги и была прослежена даже на большое расстояние от берега в пределах Каспийского моря» навстречу полосе положительных аномалий, идущей от Мугоджар.

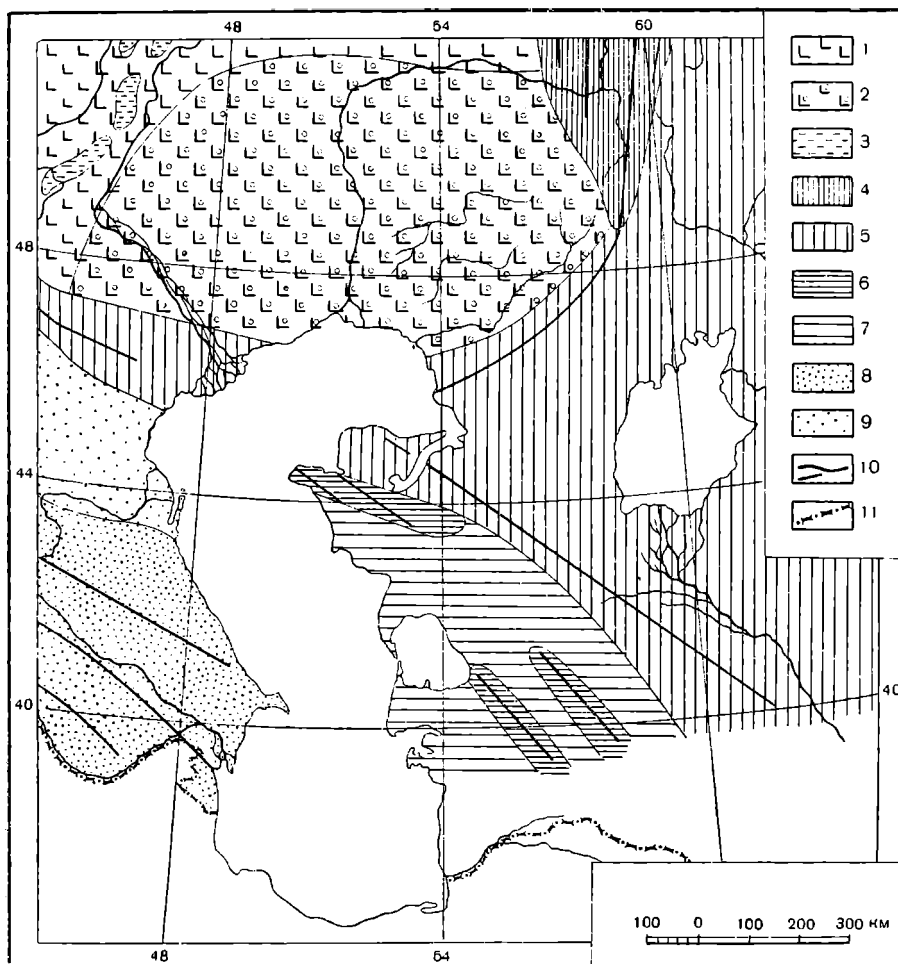
Все это приводит А. Д. Архангельского к выводу, «что складчатая система Донецкого бассейна под покровом новейших недислоцированных пород продолжается на восток на соединение с уральской» (Архангельский, Михайлов и др., 1937, с. 722). Урал и Донецкий бассейн принадлежат, по его мнению, «к одной и той же складчатой системе, которая полукольцом охватывает с востока и юга древнейшую, докембрийскую часть Восточно-Европейской платформы» (там же, с. 723).

По этой новой схеме герцинские складчатые сооружения Тянь-Шаня прямой связи с Уралом не имеют. Кызылкумская их ветвь к западу от Султан-Уиз-Дага под третичными осадками Устюрта тянется в широтном направлении до п-ва Бузачи, где сливается с Урало-Донбасской дугой герцинид. Донбасс относится к герцинским складчатым сооружениям и впервые противопоставляется мезозойскому Мангышлаку с его мощным развитием складчатого триаса. Подчеркивается фациальное сходство триаса Мангышлака и Кавказа, но область мезозойской складчатости ограничивается только клиновидной площадью между герцинидами и альпидами на восточном берегу Каспийского моря. Она не протягивается даже в предгорную впадину Кавказа, которая считается опустившимся участком докембрийского фундамента платформы.

Все эти соотношения изображены на приложенной к работе тектонической схеме Восточной Европы (фиг. 7).

Гипотеза о существовании в районе Устюрта древней докембрийской глыбы решительно отбрасывается. «В настоящее время можно считать твердо установленным, — пишет А. Д. Архангельский, — что в северной половине Устюрта под недислоцированными третичными и мезозойскими породами залегают герцинские, а в южной — древнекеммерийские складчатые сооружения. Таким образом, в область Устюрта Восточно-Европейская докембрийская платформа заведомо не распространяется и юго-восточная граница ее должна проходить где-то в пределах современной Прикаспийской впадины» (там же, с. 724).

Граница эта показана в виде дуги большого радиуса вдоль левого берега Эмбы на всем протяжении ее течения от Мугоджар до Каспийского моря.



Фиг. 7. Структура Прикаспийских стран по представлениям А. Д. Архангельского в конце 1937 г. Идея о связи Урала и Донбасса.

1 — впадины докембрийского основания; 2 — Прикаспийская впадина; 3 — валы в пределах Восточно-Европейской платформы; 4 — выходы на поверхность герцинских складчатых сооружений; 5 — герцинские складчатые сооружения, скрытые под покровом более молодых пород; 6 — выходы на поверхность мезозойских складчатых сооружений; 7 — мезозойские складчатые сооружения под покровом более молодых пород; 8 — выходы на поверхность третичных складчатых сооружений; 9 — предгорные впадины третичных складчатых сооружений; 10 — линии простираний; 11 — государственная граница (Архангельский, Михайлов, Федынский и Люстих, 1937, с. 708).

Доклад А. Д. Архангельского на XVII сессии Международного геологического конгресса был составлен в момент последнего перелома его воззрений на характер юго-восточной границы Русской платформы. В качестве иллюстрации к нему еще приложена тектоническая схема Евразии из «Краткого очерка», на которой мезозойский Донбасс соединяется с Мангышлаком, а герцинские складки Тянь-Шаня широким веером затухают в недрах Прикаспийской впадины. Однако в тексте доклада, в соответствии с изложенными выше гравиметрическими данными, говорится,

что «к югу от видимого окончания Урала, т. е. южнее Мугоджар, складки уральской системы, обходя юго-восточный край Русской платформы, получают юго-западное простирание и направляются на соединение со складчатостью Донецкого бассейна». В то же время повторяются выводы предшествующей, совместной с геофизиками работы, согласно которым «гравиметрические исследования показывают, что под покровом более молодых, недислоцированных пород складки Южного Тянь-Шаня доходят до Каспийского моря, примыкая здесь к Урало-Донецкой дуге» (Архангельский, 1939, с. 304). Юго-восточной границей докембрийского фундамента платформы «является, повидимому, линия, идущая от северо-восточного угла Донецкого бассейна к устьям Волги и Эмбы и далее к южной оконечности Мугоджар. Южнее этой линии складчатый фундамент платформы состоит из палеозойских и мезозойских отложений» (там же, с. 302).

Из последней фразы ясно, что А. Д. Архангельский в это время не противопоставлял уже докембрийскую платформу окружающим ее более молодым складчатым сооружениям, что делалось им в более ранних работах, но рассматривал ее как «очень сложное геологическое сооружение», разновозрастные части которого объединялись лишь одним общим морфологическим признаком: более или менее спокойным залегающим поверхностного комплекса осадочных образований. Некоторые части платформы могли быть сформированы, по его мнению, в то же время, что и прилегающие к ней горные хребты.

## 12

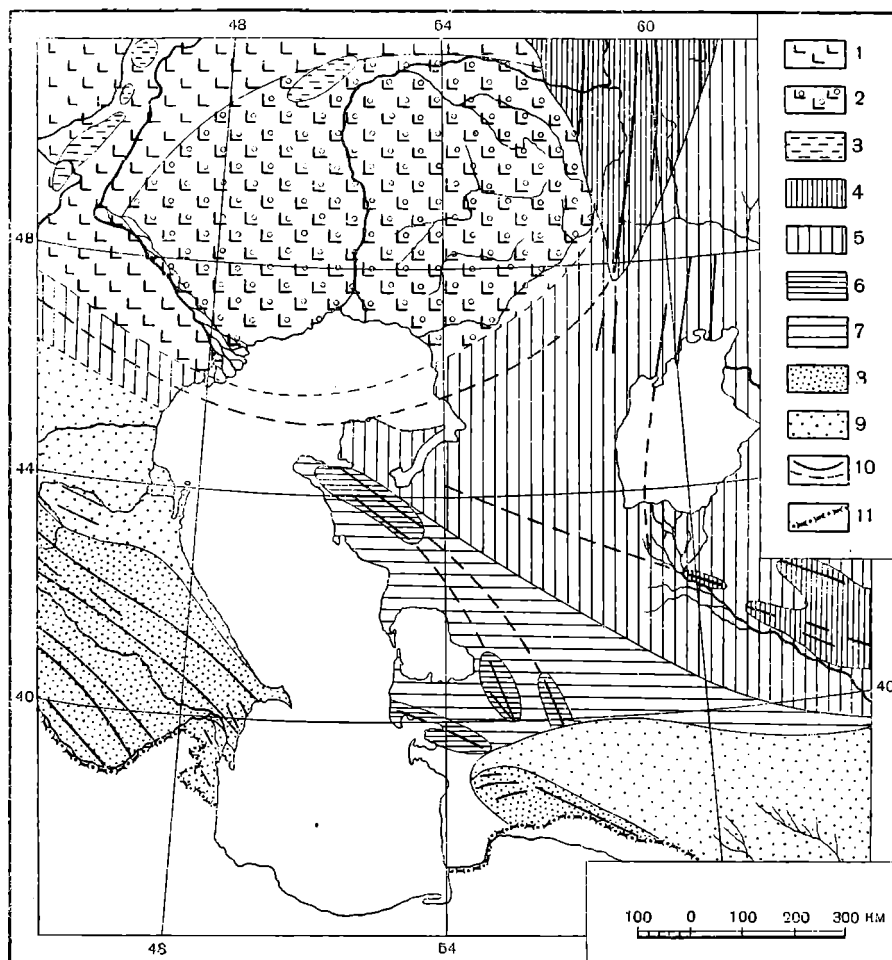
Нам осталось рассмотреть последнюю точку зрения А. Д. Архангельского, изложенную в посмертно изданном первом томе его фундаментальной работы «Геологическое строение и геологическая история СССР» (1941)<sup>1</sup>. Весьма интересно, что эта точка зрения представляет собой до некоторой степени возврат к старому. Не без влияния новых работ в Северном Приаралье снова ожила идея о «непосредственной связи Урала и Тянь-Шаня через Арало-Кызылкумский вал». Снова возникли мысли о мезозойском возрасте Донбасса и возможной связи его с Мангышлаком.

На приложенной схеме тектоники СССР (фиг. 8) край платформы показан в виде дуги вдоль левого берега Эмбы, как и на карте в совместной с геофизиками работе 1937 г., но простирания складчатости Мугоджар направляются с одной стороны параллельно этому краю к берегу Каспийского моря на соединение с линиями Донбасса, а с другой стороны — прямо на юг через Аральское море к Султан-Уиз-Дагу. От последнего линии простираний Тянь-Шаня расходятся как на север — к Мугоджарам, так и на запад-северо-запад к п-ву Бузачи.

Эта неопределенность представлений отразилась и в тексте работы. В главе о верхнепалеозойской складчатости А. Д. Архангельский весьма подробно описывает все дислокации в области между Уралом и Тянь-Шанем, подчеркивает их связь с верхнепалеозойским структурным планом, как в более ранних своих сводках прослеживает простирание «Арало-Кызылкумского вала» и перечисляет образующие его фрагменты древних горных сооружений. «Из сопоставления изложенных фактов,—

<sup>1</sup> В статье А. Д. Архангельского «О строении Русской платформы», также изданной посмертно (1940), ее юго-восточная окраина не рассматривается; на тектонической карте, приложенной к этой статье, Прикаспийская низменность показана заполненной герцинскими складками, как на фиг. 6, но Урал соединен с Донбассом, как на фиг. 7 нашей работы.





Фиг. 8. Последняя схема А. Д. Архангельского.

1 — область древнепалеозойской складчатости с глубоким залеганием складчатого фундамента; 2 — область распространения куполов в юго-восточной части Восточно-Европейской платформы; 3 — валы и купола на Восточно-Европейской платформе; 4 — районы верхнепалеозойской складчатости с поверхностным залеганием складчатого фундамента; 5 — районы верхнепалеозойской складчатости с глубоким залеганием складчатого фундамента; 6 — районы мезозойской складчатости с поверхностным залеганием складчатого фундамента; 7 — районы мезозойской складчатости с глубоким залеганием складчатого фундамента; 8 — области третичной складчатости; 9 — предгорные впадины третичных складчатых горных сооружений; 10 — наблюдаемые и предполагаемые (тире) простирания складчатости; 11 — государственная граница. (Архангельский, 1941, вклейка).

говорит он, — легко притти к заключению, что Урал через посредство подземного фундамента Арало-Кызылкумского вала и Кызылкумских горостанцев связывается в одно целое с южными дугами Тянь-Шаня».

Однако гравиметрические исследования «намечают возможность и иного решения вопроса». Вдоль Урала тянется «резко выраженная полоса крупных положительных аномалий силы тяжести», которая от южного конца Мугуджар «поворачивает на юго-запад и с таким простиранием подходит к берегу Каспийского моря южнее устья р. Эмбы. Навстречу этой полосе с запада, из Донецкого бассейна, проходит другая полоса

положительных аномалий силы тяжести, подходящая к берегу Каспийского моря близ устьев Волги. Расположение обеих полос не позволяет сомневаться в том, что мы имеем в них дело лишь с частями единой полосы положительных аномалий силы тяжести, которая опоясывает Восточно-Европейскую платформу, связывая Донецкий бассейн с Уралом. Сопряженность рассматриваемых аномалий с обоими упомянутыми складчатыми сооружениями проявляется настолько отчетливо, что в справедливости сделанного вывода о их связи сомневаться трудно» (1941, с. 165).

Я привел эту большую цитату из последней работы А. Д. Архангельского потому, что в ней наиболее четко сформулировано обоснование его вывода о возможной связи Урала с Донбассом. Однако к истолкованию материалов геофизики А. Д. Архангельский относится уже более осторожно, чем в предыдущих своих работах 1937 г. Геологические данные не подтверждают их и намечают иные структурные связи Урала. И в заключение раздела о связи Урала с другими складчатыми сооружениями А. Д. Архангельский пробует дать компромиссное решение вопроса. «Как согласовать, — говорит он, — этот вывод (о связи с Донбассом. — А. Я.) с наметившимся ранее выводом о связи Урала с Тянь-Шанем, который подтверждается целым рядом других фактов, сказать еще очень трудно. Не исключена возможность, что южнее Мугоджар в Уральской системе складок происходит расщепление на две ветви, из которых одна направляется к Тянь-Шаню, а другая к Донецкому бассейну» (там же, с. 165).

Не более определенны выводы о Донецком бассейне. На карте он закрашен цветом верхнепалеозойских складчатых сооружений и соединен пунктирными линиями с Уралом. Описывается он в главе о верхнепалеозойской складчатости. А. Д. Архангельский говорит, что относил складчатость Донбасса «к группе древнекиммерийских движений», но, «учитывая ту связь, которая наметилась за последнее время, благодаря геофизическим исследованиям, между Донецким бассейном и Уралом, а также тот факт, что эпоха формирования этих двух сооружений во всяком случае является достаточно близкой», считает «более правильным теперь рассматривать их совместно» (там же, с. 208).

В то же самое время «по предложению А. П. Карпинского, издавна принято думать, что складчатые сооружения полуострова Мангышлака на восточном берегу Каспийского моря принадлежат к одной системе со складками Донецкого бассейна. Такое предположение и в настоящее время следует признать отвечающим фактам» (там же, с. 224). Это не описка, не механический перенос абзаца из старых изданий «Геологического строения СССР», что хорошо видно из сравнения соответствующих глав. Это новый текст, написанный А. Д. Архангельским специально для последней своей работы. Он свидетельствует о том, что А. Д. Архангельский так и не пришел к окончательному четкому выводу о связи складчатых сооружений Урала, Тянь-Шаня, Мангышлака и Донбасса. До самого конца своей работы он искал наиболее правильное решение этого вопроса и колебался между несколькими возможными вариантами, что нашло отражение в тексте его последнего, посмертно изданного труда.

Прослеженная нами эволюция взглядов А. Д. Архангельского на положение юго-восточной границы Русской платформы и на взаимную связь окружающих ее здесь складчатых сооружений интересна в нескольких отношениях.

С одной стороны, она достаточно ясно рисует нам сложность проблемы. Даже геофизические данные, которые А. Д. Архангельский широко использовал в своих работах начиная с 1936 г., оказываются недостаточными и допускают различные варианты ее решения. В каждой последующей своей работе под влиянием новых фактов или новых соображений А. Д. Архангельский несколько изменял свои взгляды по этому вопросу и, судя по последней из них, так и не пришел к окончательному выводу. Для него до последних лет его работы оставались в силе те его слова, которые мы привели в качестве эпиграфа к настоящей статье.

С другой стороны, в различных работах А. Д. Архангельского мы можем найти почти все мыслимые варианты решения вопроса о юго-восточных границах платформы. Сама платформа то затягивается клином разной длины и ширины в глубь Средней Азии, то расплывчато кончается в северной части современной Прикаспийской впадины, то ограничивается плавной дугой вдоль левобережья Эмбы. Урал связывается и с Тянь-Шанем, и с Донбассом, а последний то считается герцинским и связывается с Уралом или Тянь-Шанем, то мезозойским и связывается с Мангышлаком. Мангышлак сначала рисовался как внутриплатформенное горное сооружение, а потом как часть горной системы мезозойского возраста, причленявшейся к третичному Копет-Дагу и возникшей из ответвления геосинклинали Тетиса. Менялись представления о времени заложения прогибов, из которых возникли Мангышлак и Донбасс.

Эта эволюция мнений А. Д. Архангельского отнюдь не говорит о поспешности и необоснованности его выводов. Она свидетельствует только об упорных поисках наиболее правильного освещения вопроса, для окончательного решения которого не доставало фактического материала. А. Д. Архангельский никогда не был рабом однажды высказанного мнения и все время стремился привести свои взгляды в соответствие с новыми геологическими и геофизическими данными. Каждая из его схем для своего времени казалась наиболее отвечающей фактам и заслуживала всеобщее признание. Только в заслугу ему должно быть поставлено то, что он рисковал давать крупные тектонические обобщения даже при весьма скудном фактическом материале. Если потом часть из них им же самим и отвергалась, то в свое время они играли крупную роль рабочих гипотез, направляющих геологическую мысль на проверку определенных положений и решение определенных вопросов.

Мнения других геологов о характере юго-восточной границы Русской платформы, по существу, являются или повторением выводов одной из работ А. Д. Архангельского, или же их дальнейшим развитием, как точка зрения Г. Штилле, который Ферганскую котловину и Таримскую глыбу считал структурным продолжением Устюртского клина Русской платформы и разделял, таким образом, герцинские складчатые сооружения на две самостоятельные системы уралид и ренид (Stille, 1930).

Весьма интересны взгляды на характер юго-восточных границ платформы, развиваемые в недавней работе Н. С. Шатского (1946). Однако принципиально новыми они являются только в отношении пространств, лежащих в западу от Каспийского моря, тектонику которых мы в дальнейшем рассматривать не будем. К востоку же от Каспия Н. С. Шатский рисует границу платформы так же, как и А. Д. Архангельский в работах 1937 г., и тоже предполагает заворот подземного продолжения Урала на запад — к Каспийскому морю на соединение если не с Донбассом, то с погребенными герцинскими сооружениями Северного Кавказа.

Таким образом, для закаспийских пространств в работах А. Д. Архангельского можно найти обоснование всех выдвинутых до сих пор точек зрения на положение границы Русской платформы и на связь окружающих ее складчатых сооружений. Сам А. Д. Архангельский окончательных решений по этим вопросам не дал.

Следует признать, что современный фактический материал также не позволяет дать на них окончательный ответ. Слишком мало еще изучены в геологическом отношении пустынные степи, лежащие к югу от Эмбы, и весь Устюрт. Однако за последние десять лет накопились некоторые материалы, которые позволяют подойти к решению рассматриваемых вопросов несколько ближе, чем это было доступно А. Д. Архангельскому. Мы попытаемся изложить эти новые материалы и показать, какой из точек зрения А. Д. Архангельского они ближе всего соответствуют.

## II. ОБ УНАСЛЕДОВАННОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

Главной причиной возникновения гипотезы о «подземном горсте» Устюрта и причиной некоторых ошибочных выводов в более поздних работах А. Д. Архангельского было представление о горизонтальном залегании слоев миоцена на Устюрте.

Это представление, сложившееся под влиянием работ геологов прошлого века и Н. И. Андрусова, а отчасти подкрепленное личными наблюдениями А. Д. Архангельского на небольшом участке юго-восточных чингов Устюрта, оказалось удивительно устойчивым и не было поколеблено доводами ряда статей, в которых приводились указания на весьма различную высоту залегания синхроничных слоев сармата в разных местах этого пустынного плато. Мнение о горизонтальном или почти горизонтальном залегании миоценовых образований Устюрта повторяется даже в последней работе А. Д. Архангельского, посмертно изданной в 1941 г. (с. 58).

Собственно говоря, почти таким же горизонтальным казалось А. Д. Архангельскому и залегание более древних домиоценовых слоев к юго-востоку от Эмбенской солянокупольной области. Еще в работе 1936 г. он пишет, что Уральская горная система на юге «скрывается под непарушенными или слабо дислоцированными мезозойскими и третичными отложениями» (Архангельский и Федынский, 1936, с. 5). Чушкакульская антиклиналь, стоящие на голове пласты кварцитов в песках Большие Барсуки (оказавшиеся пептулическими дайками), наклонны слоев на п-ве Куланды, на мысе Ак-Тумсуз и на островах Аральского моря, а далее на юг — нарушения в залегании меловых отложений по окраинам Султан-Уиз-Дага и в Кызыл-Кумах, — вот те разрозненные дислокации, которые были известны и которые А. Д. Архангельский пробовал связать в схему «Арало-Кызылкумского вала». В его представлении этот «вал» действительно заслуживал такого названия, ибо подходил на валы Русской платформы, также представляющие собой отдельные резкие нарушения на фоне горизонтального или почти горизонтального залегания слоев.

Лишь в работе 1941 г. А. Д. Архангельский подробно описывает установленную мною пологую складчатость меловых и третичных отложений Северного Приаралья, но и здесь он не делает никаких выводов о ее возможном существовании в соседних районах и пробует связать новые факты

со своим старым представлением об «Арало-Кызылкумском вале», как единичной крупной дислокации среди обширной площади распространения горизонтально залегающих молодых осадков.

Между тем, вокруг всего Аральского моря, на Устюрте и в заэмбаекских степях нет участков недислоцированных и нет таких слоев, которые на значительном пространстве залегают бы горизонтально. Во многих местах здесь можно наблюдать заметные наклоны даже новейших морских осадков, содержащих *Cardium edule*.

Дислокации Приаралья и Устюрта относятся к особому типу складчатости, которую Зюсс предложил называть *постумной* (Suess, 1888, с. 114). *Postumii* — слово латинское и представляет собою юридический термин римского гражданского права для обозначения детей, родившихся после смерти отца или после составления им завещания. Зюсс предложил это название для молодых складок мезозоя Англо-Парижского бассейна, совпадающих по своему направлению с простираниями складок карбона во внешней зоне армориканской дуги герцинид. Простирание этих складок унаследованное. В то же время, по мысли Зюсса, образование молодых складок было отделено от эпохи герцинидской складчатости периодом полного тектонического покоя. Древние складки «умерли», но спустя некоторый срок, благодаря «повторным движениям», на их месте родились новые молодые складки, наследующие некоторые черты древних. С точки зрения таких представлений термин «постумный» нельзя не признать удачным.

Однако последующее изучение «постумных» складок в том же Англо-Парижском бассейне и на южном погружении Урала показало, что представления Зюсса не вполне правильны. Во всех случаях оказалось, что эти складки не являются новообразованиями, возникшими под влиянием альпийского орогенеза, но что они развивались очень длительно, существовали уже в эпоху отложения древнейших осадочных серий, покрывающих складчатый фундамент данного района, и представляют собой, таким образом, результат постепенного затухания процессов геосинклинальной складчатости. Никакой «смерти» древних складок при этом не происходило. Молодые складки являются прямыми наследниками их развития, а не «постумами», и термин «постумные» для их обозначения мало приемлем по смыслу.

Швиннер (Schwinner, 1933) предложил называть такие молодые складки и вообще все проявления молодого тектогенеза по древним структурным линиям «консеквентными», но этот термин также мало удачен, ибо говорит лишь о морфологическом совпадении, не подчеркивая преемственности развития во времени.

Понятие «германотилной» или «саксонской» складчатости гораздо более широко и охватывает все постепалеозойские дислокации Средней Европы независимо от их морфологии и генезиса.

Я называю платформенные дислокации, развивающие структурные черты погребенного складчатого фундамента, унаследованными. Термин этот не нов. Как синоним слова «постумные» он применялся многими русскими геологами, в частности А. Д. Архангельским. Генетический смысл этого термина на примере Центрального Казахстана разъяснен Н. С. Шатским (1938).

Однако следует различать общий принцип унаследованности движений земной коры, на котором, в частности, построена вся орогенетическая теория Зюсса, и конкретный термин «унаследованная складчатость». Последний я предлагаю применять только для той группы платформенных дислокаций,

которые Эюсс называл «поступными складками» и в развитии которых черты унаследованности выражены особенно резко<sup>1</sup>.

Не имея возможности подробно рассматривать здесь случаи проявления, морфологию и генезис унаследованной складчатости, я все же должен предпослать дальнейшему изложению некоторые общие о ней замечания.

Унаследованная складчатость является отражением в комплексе платформенных образований только крупных структурных единиц погребенного фундамента, которые в нашей тектонической литературе фигурируют обычно под названием антиклинориев и синклинориев. Вторичные смятия слоев, которые можно было бы объяснить гравитационными перемещениями, ею не отражаются. Простиранья молодых складок до деталей повторяют изгибы простиранья погребенных древних структур. Часто наблюдаемая их асимметрия также всегда бывает унаследованной. Нередко молодые унаследованные складки бывают осложнены расколами, но обычно это не нормальные сбросы, а взбросы и крутые надвиги одного крыла на другое, опять-таки соответствующие, не только по своему местоположению, но и по своей морфологии, более древним расколам фундамента. Не менее интересно, что эти расколы бывают, как правило, продольными.

Для унаследованной складчатости характерны линейность, ориентированность движения масс, выражающаяся в однообразном наклоне плоскостей складок, и более или менее ясно выраженная «конгруэнтность». Следовательно, по классификации В. В. Белоусова (1945), она должна быть отнесена к голоморфному типу складчатости. В то же время она развивается в осадках, которые мы привыкли считать типичными для платформ, и, обладая небольшой амплитудой движения масс, никак не может быть названа альпийнотипной, хотя В. В. Белоусов и рассматривает «альпийнотипность» как менее удачный синоним «голоморфности».

Голоморфность унаследованных складок, а точнее говоря, их линейность и соответствие по величине положительных и отрицательных структур, резко отличают их от плакантиклиналей и плакосинклиналей древних платформ. Унаследованные складки образуют серии одинаково ориентированных равновеликих антиклиналей и синклиналей, а плакантиклинали расположены поодиночке, нередко под углом друг к другу, и часто не сопровождаются соответствующими отрицательными структурами. Не менее существенно различаются они и по своему генезису. Первые представляют собою в основном плюкативные структуры, хотя иногда и бывают осложнены взбросами. Их образование связано прежде всего с изгибами поверхности погребенного фундамента. Морфология же вторых показывает, что они представляют собой отражение в осадочном чехле серии расколов фундамента, сопровождающихся вертикальным поднятием или опусканием отдельных блоков.

Поэтому антиклинальные унаследованные складки никак нельзя называть «валами» (синоним плакантиклиналей), что делают многие. Это структуры, морфологически и генетически глубоко различные.

Унаследованные складки развиваются длительно. В разрезах унаследованных антиклиналей наблюдается сокращенная серия осадков, уменьшение мощности отдельных горизонтов, многочисленные перерывы, следы

<sup>1</sup> Эти унаследованные от геосинклинального режима движения скорее уже можно было бы назвать эпигеновыми, чем поступными, но я полагаю, что термин «унаследованная складчатость» достаточно ясно передает их наиболее характерную особенность.

размыва и угловые несогласия. Все эти характерные признаки многократных поднятий на сводах постепенно исчезают по мере прослеживания слоев в стороны крыльев складок. В унаследованных синклиналях мы обычно наблюдаем значительно более мощные и полные серии согласно пластующихся слоев. Фациальный характер осадков в ряде случаев позволяет установить постепенное развитие унаследованной складчатости в процессе седиментации, хотя говорить о непрерывности ее развития в продолжение ряда геологических эпох на основании имеющихся материалов мы не можем.

Длительность формирования унаследованных складок в конечном итоге приводит к постепенному усложнению их глубинной морфологии. В одном и том же районе и нередко по простиранию одной и той же структуры, чем глубже эрозионный срез, чем более стратиграфически низкие слои выведены на поверхность, тем более сложную морфологию унаследованных складок мы наблюдаем. Прежде всего, в более низких горизонтах увеличиваются углы наклона, но кроме этого в них появляются резкие undulating оси складки и нередко дополнительные изгибы слоев на крыльях, которые совершенно исчезают в более высоких горизонтах разреза. Интересно, что разломы, осложняющие унаследованные складки, часто не обнаруживают такой постепенности развития и образуются лишь на сравнительно поздних стадиях формирования этого типа структур, хотя, как мы указывали, по своей морфологии и положению они также являются унаследованными.

В результате длительного развития унаследованной складчатости породы фундамента в антиклиналях оказываются поднятыми значительно выше, чем об этом можно думать на основании изучения тектонич. покровных осадков. Нередко в ядрах антиклиналей они залегают на очень незначительной глубине или выходят на современную поверхность, будучи погруженными на многие сотни метров в синклиналях. Таким образом, поверхность фундамента, которая до отложения покровных толщ в ряде случаев могла быть значительно выравнена эрозией, в результате унаследованной складчатости приобретает резко волнистый характер. В ряде случаев последнее очень хорошо подтверждается данными глубокого бурения и гравиметрии.

Унаследованные складки в платформенных осадках мы, по видимому, можем констатировать во всех тех случаях, когда эпоха их отложения была отделена от эпохи складчатости геосинклинальных осадков фундамента сравнительно небольшим перерывом, не превышающим одного-двух периодов. В осадках, более удаленных по времени образования от эпохи складчатости фундамента, они затухают. Поэтому, например на эпикаледонских<sup>1</sup> платформах, мы можем наблюдать унаследованную складчатость в осадках верхнего палеозоя, но уже не видим ее в мезозое. На эпигерцинских платформах она продолжалась по крайней мере до палеогена, а на платформах, сформировавшихся в конце эпохи герцинского орогенеза (в пермском периоде), в ряде случаев может быть обнаружена даже в четвертичных осадках. Эпипальпейских платформ мы пока наблюдать не можем, так как формирование их еще не закончилось. Что же касается платформ докембрийских, то на них унаследованная складчатость не отмечалась. Возможно, что это связано с огромным промежутком времени, разделяющим эпохи формирования большинства докембрийских платформ от эпох отложения нижних горизонтов перекрывающих их осадков. Однако

<sup>1</sup> Беру этот удачный термин у П. С. Шатского (1946).

вполне вероятно, что древние докембрийские платформы качественно отличны от платформ более позднего образования и что унаследованная складчатость описываемого нами типа на них вообще не развивается.

Судя по немногим примерам, в которых эпоха создания фундамента и время конца развития унаследованной складчатости в покрывающих его осадках точно известны, продолжительность ее формирования в абсолютном летоисчислении не превышает 150—200 млн. лет.

Нет ни одного случая, когда фактический материал позволял бы утверждать, что время образования унаследованных складок и время складчатости фундамента были разделены эпохой тектонического покоя. Кажущийся разрыв объясняется в таких случаях только «неполнотой геологической летописи». Фациальный анализ и морфология дислокаций наиболее низких горизонтов платформенных осадков всегда показывают (если они не слишком молоды для данной платформы), что в эпоху их образования унаследованная складчатость уже существовала. Поэтому во времени ее правильнее всего рассматривать как прямое продолжение и постепенное затухание складчатости геосинклинальной. Как в последние эпохи жизни геосинклиналей в их природе активно нарастают отдельные черты будущего платформенного режима, так унаследованная складчатость является отголоском и следом прошлого геосинклинального режима после превращения геосинклинальной области в платформу.

С этой точки зрения унаследованную складчатость вполне можно назвать характерной формой тектоники ранних стадий существования платформ.

Лучше знакомые нам пеллиевые (идиоморфные, по В. В. Белоусову) типы платформенных дислокаций (синеклизы, изакаантиклинали и т. п.), связанные с расколами фундамента и далеко не всегда согласованные с его древними простираниями, появляются, повидимому, позднее, когда фундамент платформ, в силу нарастающей сдвигического слоя пав в силу других причин, начинает утрачивать направленность движений, унаследованную от геосинклинального режима. Некоторое время унаследованная складчатость продолжает развиваться на фоне этих новых собственно платформенных дислокаций, а потом затухает.

Более позднее появление синеклиз по сравнению с унаследованными формами складчатости объясняет то обстоятельство, что древнейшие осадки платформ весьма часто наблюдаются нами лишь в виде ориентированных полос вдоль синклинальных зон фундамента, в то время как более молодые слои (синхроничные образованию синеклиз) перекрывают различные структурные элементы его<sup>1</sup>.

Интересно отметить еще то обстоятельство, что, судя по примеру Урала, унаследованная складчатость получает типичное развитие только в таких участках платформ, которые расположены над внутренними зонами ранее существовавших здесь геосинклиналей. Над частными структурами краевых прогибов унаследованные складки не наблюдаются. В этом отношении краевые прогибы ведут себя так же, как более древняя платформа данной геосинклинальной области, в пределах которой унаследованная складчатость давно закончилась.

Соседство ограничивающих платформу молодых геосинклинальных областей не препятствует развитию на платформе унаследованной складча-

<sup>1</sup> Это положение нельзя рассматривать как правило, но лишь как часто встречающийся случай. Древнейшие осадки унаследованных синклиналей могут быть размыты при общем поднятии платформы, а общее ее погружение может привести к сравнительно раннему перекрытию ее сплошным чехлом осадочных образований.



тости даже в тех случаях, когда простирание ее резко отличается от простирания дислокаций в геосинклиналях. Влияние соседства «живой» геосинклинали сказывается только в большей подвижности фундамента платформы и удлинении периода развития унаследованной складчатости. Так, в Арало-Тобольской синеклизе эпигерцинской платформы Казахстана меридиональная унаследованная складчатость на севере закончилась в начале палеогена, а на юге — ближе к альпийской геосинклинальной области — продолжается до сих пор.

Приведенные общие сведения об унаследованной складчатости, полученные при предварительном сравнении различных областей ее распространения, показывают, что изучением этой складчатости мы можем пользоваться как методом для выяснения общего характера структуры погребенных участков фундамента платформ. Однако при этом необходимо, пользуясь в качестве критерия указанными выше особенностями морфологии и развития унаследованных складок, строго отличать их от других платформенных дислокаций, которые не обнаруживают такой строгой связи с простираниями структур фундамента.

Широкое распространение унаследованной складчатости в районах, прилегающих к Аральскому морю, позволяет воспользоваться результатами ее изучения для выяснения плана герцинской структуры этой территории.

### III. НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЮЖНОГО ОКОНЧАНИЯ УРАЛА

#### 1

Прежде чем описывать унаследованные дислокации Приаральских степей и Устюрта, необходимо кратко остановиться на тех изменениях в характере геологического строения Урала, которые обнаруживаются при приближении к его южному концу. Более подробно, с анализом фактического материала, я говорю об этих изменениях в другой своей работе, здесь же важно остановиться на них хотя бы вкратце и без приведения доказательств, ибо они объясняют ряд особенностей погребенной структуры более южных районов и, кроме того, сами по себе дают некоторый материал для суждения о взаимоотношении Урала и Тянь-Шаня.

Самая южная часть Урала, как и более северные его районы, легко разбивается на ряд меридиональных зон, различающихся по типу разрывов, характеру структуры и истории геологического развития. Мы вкратце рассмотрим характер этих зон у южного окончания Урала, начиная с западной.

#### 2

Зона краевого прогиба на крайнем юге Урала необычайно расширяется. На пространстве от бассейна р. Сакмары до широты Актюбииска мы можем наблюдать, как, благодаря плавному погружению осей всех складок в южном направлении, верхнедевонские отложения обширного «зипайрского поля» фестоночато уходят под камениугольные, как дальше на протяжении тех же складок появляются осадки сакмарские, артинские, кунгурские и, наконец, красноцветные осадки верхней перми и нижнего триаса. Таким образом, расширение краевого прогиба происходит за счет

разрастания его на восток — внутрь Уральской геосинклинали. Антраколитовые молласы прогиба покоятся на юге не на маломощных осадках платформенного типа, как в Ишимбаевском Приуралье, а на многокилометровой толще верхнего и, может быть, среднего девона, представленного «златарской» фацией граувакк и глинистых сланцев. В связи с этим наблюдается ряд структурных особенностей, отличающих зону развития карбона и перми в Чкаловско-Актюбинском районе от зоны развития тех же осадков в Ишимбаевско-Стерлитамакском районе.

Благодаря отмеченной системе кулисообразных погружений, уже на широте Актюбинска гипсы кунгура и красочетные осадки верхней перми подходят на 20 км к древнему палеозою Сакмарской зоны. Южнее Актюбинска эти осадки скрыты мезозоем, но конгломератовые фацции верхнего карбона и низов перми появляются уже дальше на восток — по левобережным притокам р. Ори и у западного подножья Мугоджарского хребта.

Все это свидетельствует о том, что в эпоху герцинского орогенеза поднятия западного склона Урала к югу затухали, погружаясь в расширяющуюся на восток депрессию краевого прогиба.

### 3

Специфической особенностью самой южной части Урала является Сакмарская зона западного склона, которая в более северных районах точных аналогов не имеет. Это единственная хорошо известная в настоящее время на Урале зона мощного геосинклинального развития нижнего палеозоя, достоверная часть разреза которого начинается со среднего кембрия. Выше следуют мощные толщи немого верхнего кембрия и чрезвычайно полно и разнообразно развитые осадки ордовика и готландия. Достоверны осадки нижнего девона и эйфельского яруса, но они представлены уже менее мощными и нередко грубообломочными фациями, свидетельствующими о начавшихся поднятиях. На вторую половину среднего девона падает время главной складчатости Сакмарской зоны. Верхний девон внутри нее образует коробчатые мульды, в которых лежат почти горизонтально.

Эффузивный и интрузивный вулканизм Сакмарской зоны был весьма напряжен и разнообразен, но полностью закончился до верхнего девона. Явных следов герцинского вулканизма или хотя бы термальности деятельности в Сакмарской зоне пока не обнаружено.

Девонская структура Сакмарской зоны очень сложна и местами носит отчетливые следы еще более древней — раннекаледонской — складчатости в виде угловых несогласий, перерывов в разрезе и горизонтов грубообломочных пород. Герцинские дислокации в этой зоне выражены сериями крутых расколов с надвиганием по ним отдельных блоков в западном направлении. Наиболее крупный из таких надвигов отделяет на западе Сакмарскую зону от краевого прогиба на всем протяжении к югу от р. Сакмары (Яншин, 1932). Несомненно, кроме того, общее длительное поднятие Сакмарской зоны в верхнем палеозое, ибо материал различных верхнепалеозойских конгломератов краевого прогиба происходит в значительной мере из слагающих ее пород.

При изучении геологической карты Сакмарской зоны легко убедиться в том, что по простиранию зоны ее геологическое строение существенно меняется. Центральная часть зоны с наиболее резко выраженными чертами геосинклинального развития в нижнем палеозое занимает пространство

от р. Сакмары до р. Джаксы-Каргалы. Только здесь известны выходы известняков среднего кембрия с археоциатами. Только здесь полно развит ордовик, севернее и южнее сильно редуцированный. Только здесь вулканогенные фации насыщают все горизонты разреза, а интрузии ультрабазитов, просвечивающие чуть не в каждой долине, превращают складчатую структуру осадочного покрова в мозаику осевших на разную глубину участков кровли плутона.

В лесных районах к северу от Сакмары, судя по имеющимся скудным материалам, резко сокращается мощность выведенной на поверхность части стратиграфического разреза, что свидетельствует об уменьшении размаха складчатости; почти исчезают вулканогенные фации, и весь северный конец зоны до ее погружения под верхний девон Зилаирского синклипория сложен однообразными толщами кремнистых сланцев, кое-где прорванных змеевиками. В монотонной фации кремнистых сланцев здесь представлен, по видимому, не только фаунистически доказанный готландий, но также нижний девон и верхи ордовика.

К югу от Джаксы-Каргалы фациальные изменения не столь резки, и в разрезе сохраняется большое разнообразие вулканогенных и осадочных пород, но, судя по выходам в верховьях левобережных притоков р. Ори, мощности большинства свит сокращаются, и весьма многие горизонты исчезают. Дальнейшие изменения на юге мешает проследить сплошной покров мезозоя, но весьма вероятно, что Сакмарская зона, как область глубокого прогибания и геосинклинального развития в нижнем палеозое, выклинивается не только на севере, но и на юге, представляя собой локальное образование против вогнутого края Русской платформы, а не северный конец скрытой на юге особой доверхнедевонской геосинклинальной системы.

## 4

Столь выдержанный на протяжении почти всего Урала антиклипорий кристаллических сланцев Урал-Тау в пределах Казахстана погружается и исчезает. Первое плавное периклиналиное погружение этого антиклинория наблюдается в районе к северу от долины р. Урала. Его периферическая флилитовая толща с довольно пологим южным падением скрывается здесь под согласно падающими толщами верхнего кембрия (княгининская свита?) и ордовика. Южнее р. Урала, который прорывается через горы именно по этой полосе поперечного крупного погружения, кристаллические сланцы протерозоя появляются вновь и слагают огромное и очень сложное по деталям своей тектоники, но в общем брахиантиклинальное поднятие Орь-Илекского водораздела. На широте Актюбинска в разрезах по р. Уиссыл-Кара и ее притоку р. Джарлы-Бутаку отчетливо видно южное периклиналиное окончание этого поднятия. Кристаллические сланцы быстро погружаются здесь под эффузивы готландия и девонские отложения, погружаются гораздо более основательно, чем на севере, окончательно исчезая с поверхности.

На продолжении зоны Урал-Тау южнее широты Актюбинска возникает широкий синклинальный прогиб (Бакайская синклиналь), выполненный осадками верхнего девона и всех отделов карбона, дислоцированными очень спокойно. Этот прогиб, ширина которого равна 30 км, занимает все пространство от Сакмарской зоны западного склона до зеленокаменной полосы восточного, захватывая края обеих. В период герцинской орогении Бакайский прогиб палеогеографически сливался с расположенным западнее краевым прогибом, или, может быть правильнее будет сказать,

представлял собой часть обширного, сложного по структуре депрессионного поля накопления обломочных фаций подножья. Мы уже отмечали, что в нем развиты мощные конгломераты верхнего карбона и, по видимому, нижней перми, которые перекрывают, таким образом, на крайнем юге Урала даже продолжение зоны Урал-Тау.

Палеозой выходит на поверхность и доступен наблюдению только в небольшой северной части Бакайского прогиба. Даже здесь он виден только узкими широтными полосами по долинам секущих его левых притоков Ори. Однако благодаря весьма простому характеру структур разрезы отдельных долин прекрасно увязываются между собой и позволяют протягивать на карте правильные меридиональные полосы осадков разного возраста, хотя на водоразделах они скрыты мезозоем. Интересно, что прослеживая с севера на юг, т. е. по простиранию, по этим долинам осадки любого горизонта от франского яруса до среднего карбона (более молодые вскрыты только в самых северных разрезах), мы можем отчетливо наблюдать уменьшение числа песчаных и галечных прослоев, переход песчаников в глинистые сланцы, увеличение числа карбонатных прослоев, переход мергелей в чистые известняки, словом, ряд признаков, указывающих на удаление от источников сноса. Это говорит о том, что Бакайский прогиб с верхнего девона и позднее к югу углублялся и что заполнение его осадками шло не столько с боков, сколько вдоль прогиба — с севера.

## 5

Зона мощного развития зеленокаменных толщ в готландии и девоне, которую мы для краткости будем называть зеленокаменной зоной, на крайнем юге тоже имеет существенно иное строение, чем в более северных районах Урала, в которых она так подробно изучалась в последние годы.

Первое существенное отличие заключается в том, что к югу от широты Орска начинает уменьшаться мощность средне- и нижнедевонских компонентов зеленокаменной серии, а затем они совершенно выпадают из разрезов. Толща диабазов и спилитов в верховьях р. Ори и в Мугоджарах целиком принадлежит уже готландию, что доказано находками фауны лудлоу в сланцах известняка их верхней части. Одновременно верхний девон по мере его прослеживания к югу переходит в фацию грубых конгломератов, которые с размывом и резким несогласием лежат в Мугоджарах обычно прямо на готландии.

Второе отличие заключается в том, что на юге — в бассейне Ори и в Мугоджарах — зеленокаменная зона пересечена массой интрузий весьма разнообразного состава, от оливиновых габбро-диоритов до платиногранитов, причем все эти интрузии имеют доверхнедевонский возраст, так как галька их содержится во франских конгломератах западного подножья Мугоджар и Берчогурской синклинали.

Все эти отличия свидетельствуют о том, что зеленокаменная зона в казахстанской части Урала в девоне испытала складчатость и крупные орогенические поднятия, очевидно синхроничные складчатости Сакмарской зоны. Это область, для которой основным орогенезом был девонский, а не герцинский.

Такое заключение подтверждается характером залегания верхнедевонских и более молодых слоев на западном склоне Мугоджар и в Берчогурской синклинали. На западе верхний девон, представленный обычно конгломератами, образует очень спокойную и правильную моноклиналь

слоев, круто падающих на запад к оси Бакайского или Предмугоджарского прогиба, как правильнее называть его южное мезозойское продолжение.

Еще показательнее залегание верхнего девона и карбона в Берчогурской синклинали. Эта крупная структура возникает на юге зеленокаменной зоны Мугоджар, разделяя ее на две ветви — западную и восточную. Она выполнена обломочными свитами верхнего девона и турпейского ируса, которые с резким несогласием залегают на складках эффузивной толщи готландия и подчиненных ей яшмовидных сланцев. Структура синклинали очень проста и сближает ее с площадями развития угленосного карбона в Центральном Казахстане, но не с более северными площадями развития угленосного карбона на восточном склоне Урала. На восточном крыле синклинали слои залегают на протяжении 9 км по широте с однообразным наклоном от 7 до 25°. На западном крыле они падают несколько круче и местами образуют вторичные складки небольшой амплитуды. Структура синклинали осложнена несколькими крупными взбросами. Верхний девон и карбон синклинали не содержат эффузивов, не пересечены они интрузивными телами, ни даже кварцевыми жилами.

Все это в сочетании с простой структурой синклинали подтверждает вывод о доверхнедевонском возрасте основной складчатости в зеленокаменной зоне Мугоджар. Вулканизм здесь закончился к верхнему девону, а последующие тектонические движения верхнего палеозоя носили характер крупных спокойных изгибов, сопровождавшихся разломами типа крутых надвигов или взбросов (фиг. 9).

В настоящее время из-под третичных отложений выходят на поверхность каменноугольные слои только северного центральноазиатского окончания Берчогурской синклинали. К югу она широко открыта. Интересно отметить, что полоска верхнедевонских отложений ее западного крыла, которая прослеживается до самого конца Мугоджар, по мере движения на юг постепенно отклоняется к западу, срезает кремнисто-туфогенные толщи, подстилающие ее в районе Берчогура, и на восточном склоне массива Джамаи-Тау ложится прямо на слиты и амигдалонды более глубоких горизонтов Мугоджарского антиклинального хребта. Можно предполагать, что на некотором расстоянии к югу от его современного окончания происходит дальнейшее погружение полосы эффузивов готландия, благодаря чему верхнедевонские отложения его западного склона и Берчогурской синклинали под толщей развитого здесь мезозоя соединяются между собой.

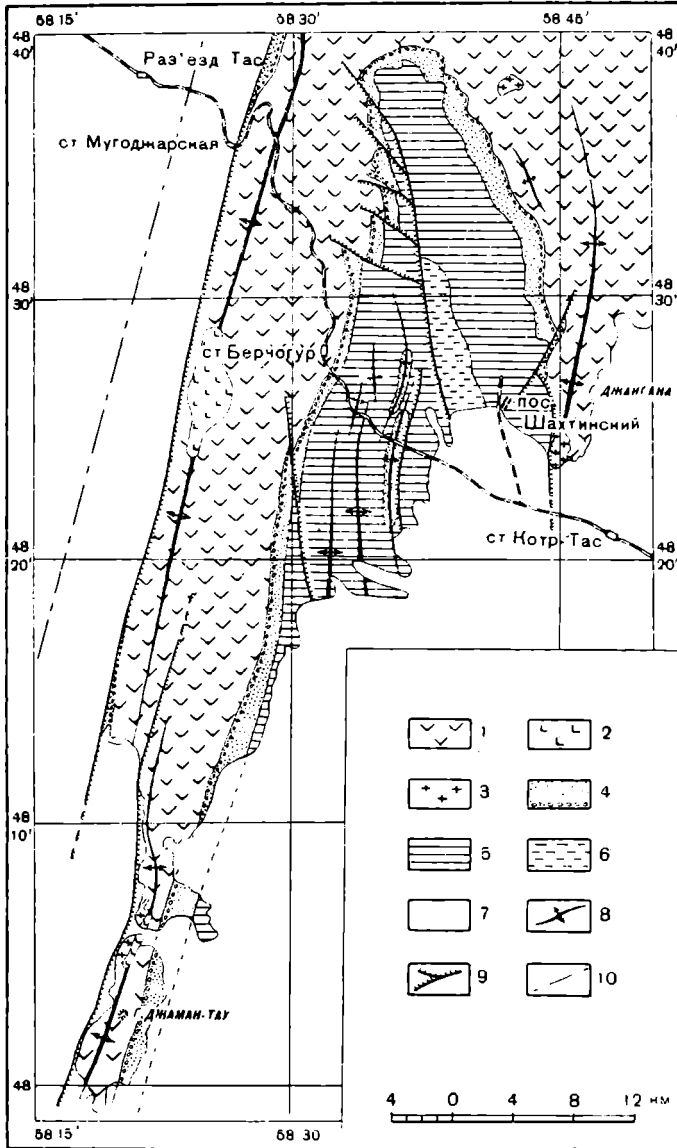
Это говорит о затухании к югу и девонских, и верхнепалеозойских поднятий зеленокаменной зоны Мугоджар.

## 6]

Восточный склон Мугоджар представляет собой структуру совершенно особого рода, истинный характер которой выяснен только за последнее десятилетие детальными съемочными работами Г. И. Водорезова. Я принял для этой структуры название Мугоджарского антиклинория, хотя такое название может быть употребляемо лишь с той оговоркой, что в тектонике рассматриваемой зоны с начала палеозоя главную роль играли глыбовые, а не складчатые движения.

Ширина зоны Мугоджарского антиклинория около 100—120 км.

Для всей его палеозойской истории характерна устойчивая тенденция к относительному поднятию. Главная часть его площади сложена гнейсами, гнейсо-гранитами, мигматитами и лептитами, принадлежащими,



Фиг. 9. Схема тектоники южного конца Мугоджар и Берчогурской синклинали.

1 — эффузивный комплекс готландия и, может быть, низов девона; 2 — доверхнедевонские основные интрузии; 3 — доверхнедевонские кислые интрузии; 4 — осадки верхнего девона; 5 — осадки нижнего карбона (джаманская и берчогурская свиты); 6 — осадки нижнего карбона (парабунанская свита); 7 — мезозой и кайнозой; 8 — ось антиклиналей; 9 — взбросы и крутые надвиги, в мезозое — флексуры, соответствующие этим разломам фундамента; 10 — ось Предмугоджарского прогиба по подошве континентальных осадков верхнего эоцена.

повидимому, архею. Узкими меридиональными полосами среди них залегают кристаллические сланцы протерозоя и палеозойские породы. Среди последних отсутствуют нижний палеозой, нижний девон и верхний девон. Готландий представлен только диабазами, возможно наземного происхождения. Средний девон сложен лавами, туфами и туфобрекчиями альбитофирового состава, среди которых только в некоторых разрезах попадаются слои, видимо, морского происхождения. Первой с начала палеозоя трансгрессией, которая безусловно покрывала всю поверхность антиклинория, была визейская.

Структура палеозойских осадков Мугоджарского антиклинория тоже замечательна. Это узкие меридиональные полосы, чаще моноклиналильные, реже полого изогнутые, зажатые в докембрии антиклинория между разломами типа взбросов или очень крутых надвигов. В некоторых случаях наклоны в моноклиналях довольно круты (особенно, когда они ограничены разломом лишь с одной стороны), но интенсивной складчатости в палеозое антиклинория нет.

Несомненно, что эта жесткая масса очень древнего формирования, которая в течение почти всего палеозоя занимала приподнятое положение, усиленно размывалась и давала главную массу обломочного материала для соседних геосинклинальных прогибов. Уже довольно давно эту массу начали раскалывать преимущественно меридиональные взбросы (есть и широтные) на отдельные вытянутые блоки и полосы. В опустившихся полосах временами происходило осадконакопление, главным образом за счет вулканогенного материала, поступавшего по тем же разломам. Возраст взбросов и опусканий различный, так как в одних грабенах сохранился протерозой, в других осадконакопление начинается с эффузивов готландия, а в третьих известняки влзе лежат прямо на архее. В теле антиклинория включено большое количество интрузий каледонских гранитоидов. Во время герцинского орогенеза здесь происходили только дальнейшие движения по расколам, приведшие к образованию опущенных полос палеозоя, и крупные интрузии различных гранитов.

Докембрийские структуры Мугоджарского антиклинория имеют строго меридиональное простирание, вполне параллельное простиранию более молодых структур в соседних геосинклинальных прогибах. Это обстоятельство определяет отсутствие изгибаний складчатости вокруг массива Мугоджарского антиклинория, хотя от соседних зон с востока и запада он отделен разломами весьма большой вертикальной амплитуды и весьма древнего заложения.

Необходимо отметить еще одну особенность Мугоджарского антиклинория, объяснение которой мы найдем в дальнейшем. Мы уже отмечали, что во второй половине визейского века весь Мугоджарский антиклинорий, как и вообще почти весь восточный склон Южного Урала, был залит морем. Однако в более северных районах восточного склона в среднем карбоне ясно ощущается начало крупных орогенических движений. Его осадки здесь отлагались уже не повсеместно, а в отдельных синклинальных бассейнах; они начинаются толщами конгломератов, содержат пачки песчаников и песчанистых известняков; местами среди них встречаются красцветы и гипсы. Верхний карбон на восточном склоне Урала уже отсутствует. В это время здесь образовалась горная страна — область усиленной денудации.

Между тем на том же меридиане, в южной части Мугоджарского антиклинория, на р. Улу-Талдык в уроч. Балкинбай, в одной из грабенообразных полос палеозоя мы наблюдаем любопытный разрез. В ущелье

реки здесь обнажена сплошная мощная толща чистых известняков, которая близ подошвы содержит верхневизейскую фауну, выше намюрскую, еще выше типичную московскую, а близ кровли уже фауну брахиопод с *Productus* ex gr. *cora* d'Orb., на основании чего Г. И. Водорезов относит ее верхнюю часть к основанию верхнего карбона. Во всей этой толще известняков нет никаких перерывов и никаких терригенных прослоев. Очевидно, на юг Мугоджарского антиклинория среднекарбонные движения не распространялись, благодаря чему здесь до верхнего карбона (может быть до верхов среднего) мог существовать морской бассейн с непрерывной седиментацией карбонатных плов.

## 7

В самих Мугоджарах восточная граница Мугоджарского антиклинория перекрыта третичными отложениями. Но немного севернее — в бассейне верховьев р. Тобола — отчетливо видно, что дальше на восток за крупным разломом, который проходит по меридиану  $61^\circ$ , лежит зона с совершенно иной историей развития в течение всего палеозоя.

Эту зону я именую Тобольской. Не останавливаясь сейчас на деталях ее строения, отмечу только, что она отличалась интенсивным накоплением осадков и отсутствием резких складчатых движений с нижнего палеозоя до первой половины визейского века. Только позднее она подверглась сильной складчатости, в которую оказались одинаково вовлеченными самые разнообразные толщи ее мощного разреза. Таким образом, она одна на крайнем юге Урала может быть с полным правом названа зоной герцинской складчатости, герцинского формирования. Интрузивный цикл здесь в основном тоже герцинский, хотя на западе зоны известны и выходы каледонских гранитоидов. В частности, здесь достоверно послевизейский возраст имеют многочисленные массивы ультрабазитов, крупные интрузии которых в более западных зонах Южного Урала, в частности в Халиловском и в Кемирсайском районах, имеют каледонский (точнее досреднедевонский) возраст. Окончание интрузивного цикла в Тобольской зоне относится к очень позднему времени. Мощные дайки сленитов режут здесь верхнепалеозойские конгломераты с галькой визейских известняков.

## 8

Из приведенного выше краткого обзора вытекает ряд выводов относительно особенностей тектонического строения южного окончания Урала. Перечислим эти выводы.

Во-первых, на крайнем юге Урала крупную роль играла каледонская и особенно девонская складчатость и эрогенция. Пужно думать, что именно нижне- и среднедевонскими движениями создана складчатая структура Сакмарской зоны и южного окончания зеленокаменной зоны. Герцинская эрогенция здесь создала более простую и правильную складчатость краевого прогиба и Бакайского прогиба, а в зонах более древнего формирования отразилась в общем поднятии, образовании изгибов большого радиуса, надвигов и взбросов.

Во-вторых, герцинские поднятия всех зон Урала к югу определенно затухают. В связи с этим крайний прогиб или, вернее, сложная система краевых опусканий проникает здесь на восток до Мугоджарского хребта, располагаясь на южном продолжении тех зон, которые севернее в верхнепалеозойское время являлись областями поднятия и денудации. В самом



краевом прогибе оси складок погружаются на юг, вследствие чего на поверхности в меридиональном направлении наблюдается быстрая смена более древних толщ более молодыми. Антиклинорий Урал-Тау на широте Актюбинска погружается под молодые осадки Бакайского прогиба. Антиклиналь зеленокаменных пород Мугоджарского хребта погружается под конгломераты верхнего девона. На крайнем юге зеленокаменной зоны возникает спокойная Берчогурская синклиналь, расширяющаяся в южном направлении.

В-третьих, на крайнем юге Урала выделяется своеобразный структурный элемент в виде Мугоджарского антиклинория. Это жесткая масса докембрийского формирования, в палеозое испытывавшая дислокации преимущественно дизъюнктивного типа.

В-четвертых, восточнее Мугоджарского антиклинория, судя по наблюдениям в бассейне верховьев р. Тобола, располагается зона интенсивной герцинской складчатости. Южнее она перекрыта третичными осадками, что мешает проследить характер ее изменений по простиранию.

#### IV. УНАСЛЕДОВАННЫЕ ДИСЛОКАЦИИ НА ЮЖНОМ ПРОДОЛЖЕНИИ МУГОДЖАР

##### 1

Крупные складки и сводовые изгибы герцинского тектонического плана Мугоджар и Южного Урала, погружаясь к югу, дают типичные унаследованные складки в толще развитых здесь мезозойских и третичных отложений. Нет сомнения в том, что совершенно такую же унаследованную складчатость испытали в течение мезозоя и кайнозоя более северные районы Урала. Об этом красноречиво свидетельствует изучение фаций, мощностей и тектоники тех клочков меловых и третичных осадков, которые здесь сохранились. Однако чем дальше на север мы идем, тем больше амплитуда молодых сводовых поднятий Урала, тем больше площади слатает на поверхности палеозойский субстрат и тем меньше у нас материала для восстановления истории его тектонических движений в платформенную стадию развития. Там же, где этот субстрат погружен и перекрыт более молодыми осадками, как в Арало-Тургайской низменности или к югу от Мугоджар, там его унаследованные дислокации выражены совершенно отчетливо.

В настоящем очерке нет возможности описать распространение, морфологию и историю развития унаследованной складчатости в пределах всех погруженных частей Уральской геосинклинальной системы. Это тема отдельной большой работы, здесь же я попытаюсь по последним данным проследить главным образом план унаследованных дислокаций и по нему план погребенной герцинской структуры в пределах того района, который важен для освещения интересующего нас вопроса.

##### 2

Складки камешугольных и нижнепермских отложений краевого прогиба, погружаясь южнее Актюбинска под меловые отложения, не дают в их толще никаких унаследованных дислокаций. Об этой особенности краевых прогибов мы говорили выше. Под кунгурскими и верхнепермскими осадками более западной зоны краевого прогиба в мезо-кайнозойских отложениях обнаруживается сложная и подчас весьма интенсивная

тектоника, связанная с гравитационными поднятиями кунгурской соли, но вопрос об унаследованности пространственного размещения проявлений соляной тектоники мы сейчас разбирать не будем.

Первая с запада ясно выраженная крупная унаследованная складка соответствует южному продолжению Сакмарской зоны. Мы уже отмечали, что во время герцинского орогенеза Сакмарская зона представляла собой единое поднятие, расколотое в разных местах крутыми надвигами и ограниченное с запада крупным надвигом от краевого прогиба. В последующем она также представляла собой одно сводообразное поднятие, что отразилось на структуре покрывающих ее на юге меловых осадков. При этом надо учесть, что восточный ее край южнее широты Актюбинска погружается под разрывающийся здесь на продолжении зоны Урал-Тау и наложенный в этой части Бакайский прогиб. Унаследованная антиклиналь в меловых отложениях соответствует центральной и западной частям Сакмарской зоны более северных районов.

Уже в районе крайних южных выходов пород Сакмарской зоны, по верховьям левобережных притоков р. Ори — Бакая, Кокпекты, Улеты и Ак-Су — мы можем наблюдать, что на склонах долины и на водоразделах между этими выходами все горизонты меловых отложений значительно приподняты по сравнению с их отметками восточнее и западнее и сокращены в мощности. Маастрихт здесь вообще почти везде выпадает из разрезов. Местами палеоген срезает всю толщу глини кампанского яруса (около 60 м в прилегающих синклиналях) и ложится прямо на сантон (у железной дороги Кандагач — Орск против верховьев Арал-Тюбе-Бакая). Не менее характерны изменения фаций. Нижний маастрихт, например, в верховьях р. Ак-Су над самыми южными выходами кембрия Сакмарской зоны представлен маломощной фацией глауконитовых песков с фосфоритами, которые не только на запад, но и на восток — в сторону оси Бакайского прогиба — сменяются мелоподобными мергелями. Морской палеоген здесь тоже редуцирован до 20—30-метровой свиты опок, выше которой в холмах Биш-Тюбе залегают уже кварциты и кварцевые пески континентального эоцена. Между тем в Бакайском прогибе морской палеоген представлен рядом свит с общей мощностью не менее 100 м.

Все это говорит о том, что южное видимое окончание Сакмарской зоны испытывало длительные унаследованные поднятия. Они продолжались и после эоцена, судя по тому, что подошва последнего в холмах Биш-Тюбе на 70 м выше, чем на той же широте в Бакайском прогибе (на р. Ор у аула Садык).

Приподнятая полоса залегания меловых и третичных пород, служащая, кстати говоря, водоразделом бассейна Ори и бассейна Темира, прослеживается отсюда в строго меридиональном направлении на юг к пересечению Эмбой железной дороги. Не доходя до этого пункта, ось унаследованной складки испытывает воздымание, благодаря чему по правому притоку Эмбы — Теректы-Саю — и его отвершкам появляются из-под верхнего мела континентальные отложения альба. В пределах этого поднятия все горизонты верхнего мела сильно уменьшены в мощности по сравнению с ближайшими разрезами в синклиналях. Это компенсирует поднятие альба, и в третичных отложениях прилегающих водоразделов воздымание здесь оси антиклинали уже незаметно.

В долине Эмбы при пересечении ее железной дорогой присутствие альба прямо под антиклинью было установлено мною по материалам производившихся здесь буровых работ.

Далее к югу на протяжении около 50 км антиклиналь пока не просле-

жена из-за отсутствия сколько-нибудь детальной геологической съемки этого района, но еще южнее, в районе оз. Батпак-Куль и в бассейне р. Джаинды, она испытывает новое воздымание оси и потому выражена очень отчетливо. Структура, наблюдаемая здесь, выделена мною под названием «антиклинали Замятина», потому что первое описание ее дал в последней посмертно изданной своей работе именно этот геолог (Замятин, 1918). Позднее она изучалась в 1941 г. А. К. Бувалкиным, а в 1948 г. В. И. Самодуровым и мною.

Антиклиналь Замятина начинается на севере в районе оз. Батпак-Куль полосой выходов альбских песков и песчаников среди поля верхнего мела и палеогена. Породы альба образуют асимметричное поднятие с очень пологим восточным крылом и более крутым западным; с запада это поднятие ограничено сложной построенным узким грабеном. Южнее альбские песчаники скрываются под палеогеном водораздела Батпак-Куля и р. Джаинды, который залегает если не горизонтально, то с весьма небольшим поднятием над осью складки. Еще южнее глубокая широтная долина Джаинды дает хороший разрез через всю антиклиналь. Здесь мы можем видеть, что на западе ее ограничивает взброс альбских песков и песчаников на верхние горизонты кампанских глин, который, очевидно, отражает на поверхности западный надвиг Сакмарской зоны. Восточнее прослеживается осевая часть складки шириной около 3 км с пологим, сводообразным залеганием альба, а затем спокойное восточное крыло, на котором альб скрывается сначала под сантонскими фосфоритопосными слоями, а затем под кампанскими глинами.

Западный разлом антиклинали, как и вся структура, в районе оз. Батпак-Куль имеет простирание СВ  $18^{\circ}$ , показывая отклонение унаследованной складки на юге в западном направлении, совершенно параллельное простиранию на этой широте всех структурных линий Мугоджар. Южнее, при пересечении Джаинды, простирание взброса и оси складки становится меридиональным.

К югу антиклиналь Замятина быстро затухает. Выходы альбских песков прослеживаются на 15 км к югу от Джаинды по ее левому притоку Джиланды-Саю и далее погружаются под верхнемеловые отложения, которые в свою очередь скрываются под глинами палеогена, сначала обнаруживающими пологие периклинальные пачканы, а южнее залегающими практически горизонтально. В следующей широтной долине р. Аты-Джаксы признаки антиклинального поднятия не улавливаются.

Этим, очевидно, кончается на глубине и Сакмарская зона, по крайней мере как поднятие герцинского структурного плана. Судя по тому, что в Бакайском прогибе развиты морские грубообломочные отложения верхнего карбона и низов перми, надо думать, что к югу от места затухания антиклинали Замятина под покровом палеогена и мезозоя происходит их соединение с синхроничными осадками западного краевого прогиба.

### 3

Бакайскому прогибу южнее, в толще молодых осадков, соответствует отчетливо выраженный Предмугоджарский прогиб, выполненный мощными толщами морского и континентального палеогена. Он представляет собой структуру асимметричную, но вполне равновеликую по отношению к унаследованной антиклинали продолжения Сакмарской зоны. Его западное крыло пологое (углы падения по подошве континентального эоцена не более  $2^{\circ}$ ); восточное же круче и переходит во флексуру западного

подножья Мугоджар. В силу этого ось прогиба проходит всего лишь в 5—6 км к западу от палеозойского уступа Мугоджар, что хорошо видно в разрезах истоков р. Эмбы и в балластных карьерах вдоль линии железной дороги. Подъем слоев от оси прогиба в западном направлении совершается очень спокойно, без каких-либо флексуобразных изгибов.

Предмугоджарский прогиб прослеживается на юг до тех пор, пока прослеживается ограничивающая его на западе унаследованная антиклиналь. С погружением последней Предмугоджарский прогиб расплывается в горизонтальной равнине, лежащей к западу от Чушкакульской антиклинали.

## 4

В зеленокаменной зоне Мугоджар можно различать две крупные антиклинали, разделенные на юге Берчогурской синклиналию. Западной из этих антиклиналей соответствует собственно Мугоджарский хребет. Его западное ограничение поразительно прямолинейно, что сразу наводит на мысль о существовании здесь разлома. Ближайшее изучение фактов показывает, что разрыва сплошности между мезозоем и палеозоем здесь нигде нет, но что мезозойские и третичные слои у подножья хребта образуют крутую флексуру, видимо переходящую в какой-то разлом на глубине.

Там, где благодаря эрозии граница молодых толщ несколько отодвигается к западу, мы видим в палеозое сложную систему параллельных меридиональных разломов большой амплитуды, между которыми зажаты клинья то фаменских, то верхнепалеозойских конгломератов.

В строении смыкающего крыла флексуры принимают участие осадки континентального мезозоя, разных горизонтов морского верхнего мела и палеогена. Условия залегания их различные, главным образом, видимо, в зависимости от того, на каком расстоянии от проходящей на глубине линии разлома они вскрыты эрозией. Во всяком случае в морском палеогене углы наклона доходят местами до  $45^\circ$ , а в континентальном мезозое близ оз. Кара-Куль к югу от выхода из гор р. Эмбы можно наблюдать даже запрокидывание слоев, приобретающих здесь падение на восток под углом от  $60$  до  $80^\circ$ .

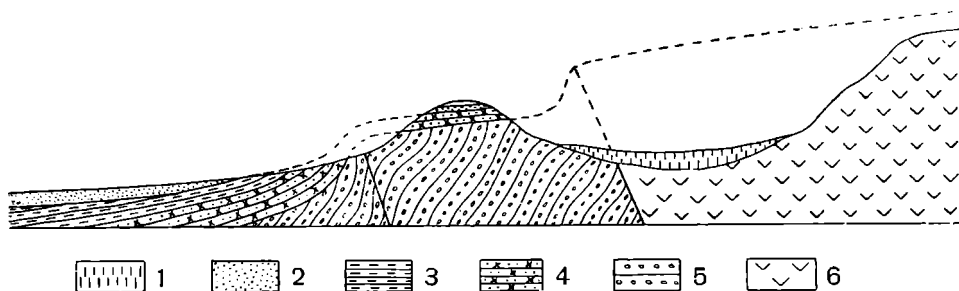
Местами наблюдается ступенчатость смещений по флексуре, видимо, соответствующая ступенчатому расположению плоскостей разлома на глубине. Так, слои морского палеогена к северу от р. Эмбы круто падают на запад, но восточнее, на вершине гряды Кызыл-Адыр, лежат горизонтально. Далее к востоку они размыты, но должны были снова резко подниматься, иначе они уперлись бы в скалы следующей гряды порфиристов, чего фациальный характер осадков не допускает (фиг. 10).

Западнее линии флексуры все слои быстро приобретают очень пологое падение к оси Предмугоджарского прогиба.

Образование флексуры западного подножья Мугоджар безусловно очень древнее. Детальная картировка отдельных участков показывает наличие в палеозое «залеченных» разломов, не отражающихся на залегании мезозоя. Следовательно, разломы здесь образовались по крайней мере уже при герцинском орогенезе. В разных местах вдоль линии флексуры мы можем наблюдать резкие угловые несогласия и разрывы между континентальной юрой (или низами мела?) и альбом, между альбом и кампаном, между кампаном и маастрихтом, между мелом и палеогеном и по крайней мере один внутри палеогена (перед верхним эоценом). Все это говорит о весьма длительном развитии флексуры. Несомненно

и очень молодые подвижки по ней, ибо в прилегающей к флекуре полосе хребта все реки имеют крутой невыработанный эрозионный профиль, резко отличный от их профиля не только ниже — на равнине, но и выше — в более восточной части гор.

В 25 км к северу от южного конца Мугоджар главная флексура затухает и замещается новой, кулисообразно возникающей в 3 км восточнее. Эта флексура соответствует уже расколу внутри верхнесилурийской зеленокаменной толщи Мугоджар, который хорошо прослеживается на ее северном продолжении. Благодаря этой подстановке флексур линия подножья Мугоджарского хребта на широте  $48^{\circ}10'$  делает резкий сигмоидный изгиб.



Фиг. 10. Схема залегания палеогена на палеозое у западного подножья Мугоджар к северу от выхода р. Эмбы из гор.

1 — четвертичные осадки; 2 — саксаульская свита верхнего эоцена; 3 — акчатская свита верхнего эоцена; 4 — тасаранская свита среднего эоцена; 5 — конгломераты верхнего палеозоя; 6 — основные эффузивы готландии.

Простираение главной флексуры в верховьях Ори строго меридиональное, но южнее она начинает плавно отгибаться к западу, пересекается железной дорогой при простирании  $12^{\circ}$  и заканчивается с простиранием в  $16^{\circ}$ . Замещающая ее восточная флексура образует в плане изгиб. Она имеет сначала такое же простирание, затем меридиональное, а у подножья массива Джаман-Тау, которым заканчиваются Мугоджары, снова заворачивает к западу, имея простирание в  $15-16^{\circ}$  (фиг. 9).

### 5

Непосредственным продолжением к югу западной антиклинали зеленокаменной зоны Мугоджар является Чушкакульская складка, известная со времени работ в Казахстане М. М. Пригоровского (1914, 1915), а позднее обследованная мною (Яншиц, 1940) и В. А. Вахрамеевым. Материала для характеристики морфологии Чушкакульской антиклинали сейчас набралось уже довольно много и подробное изложение его заняло бы в настоящем очерке непропорционально большое место. Поэтому я ограничусь лишь самым общим описанием этой дислокации.

Чушкакульская антиклиналь представляет собой типичную унаследованную складку с длительной историей развития, сокращением разреза и выпадением ряда горизонтов в осевых частях, усложнением структуры в более древних свитах и т. п. Она имеет ясно выраженный замок, вдоль которого почти на всем ее протяжении выходят породы различных свит континентального нижнего мела. Крылья сложены морским верхним мелом и палеогеном. Ось складки в южном направлении все время несколько

погружается, благодаря чему разрез ее крыльев по мере движения к югу становится все более и более полным. Складка асимметрична, причем ее осевая плоскость наклонена на восток, как и в антиклинали Мугоджарского хребта. В слоях верхнего мела на восточном крыле углы наклона обычно не превышают  $2-3^\circ$ , в то время как на западном крыле они достигают местами  $12-15^\circ$ .

Простираение главной оси Чушкакульской антиклинали на протяжении 60 км к югу от Мугоджар точно продолжает простираение антиклинали готландских эффузивов и ограничивающих ее на западе разломов. На этом участке оно равно  $15^\circ$ . Далее, от родников Караче-Тау антиклиналь поворачивает прямо на юг и идет в этом направлении 25 км. Затем ось ее довольно резко отклоняется на запад и на протяжении 12 км идет в направлении  $202^\circ (=22^\circ)$ . Однако у самого южного конца, к востоку от Чушкакульской грязи, ее ось снова поворачивает прямо на юг.

Весьма характерны признаки виргации складки, наблюдаемые в разных ее частях. В 40 км от южного конца Мугоджар, от главного поднятия, простирающегося здесь на юго-юго-запад, ответвляется прямо на юг структурный «нос», который отчетливо прослеживается на протяжении 15 км. В 30 км южнее полоса альбских отложений ядра антиклинали, наложенной мульдой палеогеновых и сенонских осадков, разделяется на две части. Западная полоска альба на некотором расстоянии тянется параллельно основной — восточной, но затем круто заворачивает на запад и погружается под осадки турона и сенона.

На широте южного окончания Чушкакульской грязи происходит резкое погружение слоев антиклинали. Грядки туронских песчаников образуют здесь серию периклинальных дуг, в выпуклой их части падают на юг под углами до  $15^\circ$  и быстро скрываются под осадками сенона и палеогена. Чушкакульская антиклиналь, как отчетливо выраженная унаследованная складка, на широте Чушкакульской грязи кончается. Это не может не стоять в связи с какими-то существенными изменениями структуры погребенного фундамента. Может быть, только здесь происходит под толщей мезозоя погружение готландских эффузивов под верхнедевонские и каменноугольные осадки сливающихся между собой Бакайского и Берчогурекского прогибов.

## 6

Однако Чушкакульская антиклиналь кончается не совсем. За последние годы собран материал, который позволяет проследить ее продолжение гораздо дальше. Этот материал показывает, что глубоко погребенная здесь палеозойская складка не заворачивает на юго-запад к Каспийскому морю, как предполагал в некоторых своих построениях А. Д. Архангельский, а уходит на юг — под Устюрт, а затем даже на юго-юго-восток.

Уже в чинках Чаграйского плато, прямо к югу от периклинального погружения мелового ядра Чушкакульской антиклинали, в слоях палеогена можно наблюдать пологую складку с углами падения на крыльях около  $1^\circ$ . В осевой полосе этой складки верхние горизонты морского палеогена срезаются континентальным верхним олигоценом. Изгиб в слоях последнего можно констатировать уже только по абсолютным отметкам залегания его подошвы, которые восточнее — в уроч. Кенкоус, и западнее — близ мыса Чаграй понижаются на 15—20 м.

В 35 км к югу отсюда проходит в широтном направлении глубокая ложина Аще-Булак, отделяющая Чаграйское плато, денудационный уступ которого сложен железистыми песчаниками континентального оли-

гоцена, от сарматского плато собственно Устюрта. На южном склоне этой ложины в бугре Кара-Чоку подошва сармата лежит на отметке около 200 м, а западнее и восточнее спускается до отметок 175—180 м. Это говорит о продолжении сюда пологой меридиональной антиклинали, отмеченной в северных чинках Чаграйского плато.

Южнее ложины Аше-Булак и бугра Кара-Чоку расстилается плоская поверхность Устюрта, плохо обнаженная и очень плохо исследованная. Ее геологическое строение по сути дела еще не известно. Однако несомненно, что отметки залегания сармата здесь значительно выше, чем западнее — в районе соленых озер Северного Устюрта.

О существовании в пределах этой территории значительно более интенсивных древних поднятий приходится судить по весьма интересным косвенным данным.

Уже в уроч. Кара-Тамак, которое географически соответствует самому северо-западному углу Аральского моря, а в тектоническом отношении — оси крупной Челкарской синклинали (о ней речь ниже), — в основании континентального олигоцена почти на уровне моря появляется горизонт валунов и крупных галек различных палеозойских, преимущественно изверженных пород. Размеры валунов доходят в диаметре до 90 см. Окатанность их очень слабая, свидетельствующая о ведалежом переносе материала.

К востоку отсюда слои поднимаются, но галечник сейчас же исчезает, не оставляя даже следов в виде какого-нибудь прослоя грубопесчаного материала. В обрывах северного берега залива Кум-Суат на глинах чеганской свиты морского палеогена лежат глины континентального олигоцена.

К западу от места выхода галечника слои еще чуть-чуть погружаются, и он скрывается под уровнем моря. Берег здесь резко поворачивает к югу и на протяжении нескольких десятков километров идет параллельно простиранию слоев, благодаря чему их залегание в северной части аральских чинков Устюрта кажется горизонтальным. Весь разрез здесь сложен миоценом. Основание последнего нигде не обнажено.

Однако, не доходя до параллели  $45^{\circ} 21'$  (в уроч. Киньяк), линия берега заворачивает к юго-западу, и все слои начинают подниматься, явно обнаруживая этим негоризонтальность своего залегания. Здесь — в уроч. Дуана и Байгуре — нам впервые на восточных чинках Устюрта удалось обнаружить типично развитую песчаную свиту континентального олигоцена (так называемый «аквитан» или «тургайская свита»), которая севернее  $45^{\circ} 20'$  погружается под уровень моря, а южнее  $45^{\circ}$  срезана сарматом. Свита оказалась сложенной грубыми гравийными косослоистыми железистыми песками с большим количеством плохо окатанных галек и валунов тех же палеозойских пород, которые были встречены севернее — в уроч. Кара-Тамак.

Изучение шлифов из галек и валунов обоих местонахождений, произведенное И. Ф. Трусовой, показало, что среди них преобладают гальки габбро-диоритов, амфиболитизированных габбро, кварцевых диорит-порфиритов и кварцево-плаггиоклазовых порфиритов. Все эти породы зеленокаменно изменены и, по заключению Е. А. Кузнецова, весьма близки аналогичным породам Мугоджар и более северных районов зеленокаменной зоны Урала. В подчиненном количестве среди них встречаются гальки жильного кварца, кремнистых яшмовидных сланцев различной окраски, эпидотизированного катаклазировавшего гранита, кварцитовидного светлосерого песчаника и, наконец, слюдисто-хлоритового сланца, который,

по мнению И. Ф. Трусовой, мог образоваться за счет туфа альбитофирового состава.

Все эти породы, за исключением, может быть, последней, встречаются в пределах главной зеленокаменной антиклинали Мугоджарского хребта.

В то же время занос галек в уроч. Кара-Тамак и Дуана на берегу Аральского моря из Мугоджар совершенно исключен. Правда, в верхнем олигоцене Мугоджары испытывали крупные унаследованные поднятия и окружены настоящим шлейфом грубых галечников в осадках этого времени, но галечники мугоджарского происхождения нигде не распространяются далее чем на 80—90 км от современного подножья хребта. В южном направлении по чинкам северной части Чаграйского плато они прослеживаются до уроч. Джитай, лежащего примерно под  $47^{\circ}15'$  с. ш., т. е. не доходят до берегов Аральского моря на 150 км. Южнее уроч. Джитай — в чинках уроч. Кенкоус, в бассейне соленого озера Кашкар-Ата и в других местах, где вскрыт полный разрез континентального олигоцена, никаких галек в нем нет.

Следовательно, для западного побережья Аральского моря в верхнем олигоцене существовал местный источник сноса палеозойского материала. Судя по выклиниванию галечников в уроч. Кара-Тамак в восточном направлении и по наклону на восток косой слоистости галечных песков в уроч. Дуана материал этот сносился с запада. Очевидно, здесь под поверхностью Устюрта существует какой-то крупный массив палеозоя, который размывался еще в верхнем олигоцене и, вероятно, перекрыт только сарматом. Судя по сходству пород, этот массив представляет собою южное продолжение зеленокаменной антиклинали Мугоджарского хребта, выведенное на досарматскую поверхность в результате происходящего здесь нового подъема оси унаследованной складки.

Вероятно, это приближение к поверхности палеозоя происходит только южнее широты уроч. Кара-Тамак — сора Кос-Булак, так как на характере континентальных олигоценовых отложений северных чинков Устюрта и района соленого озера Кашкар-Ата размыв его не сказывается.

## 7

Изучая разрезы западных берегов Аральского моря, мы можем уточнить положение той «оси», вдоль которой располагаются перекрытые сарматом Устюрта выходы зеленокаменных палеозойских пород.

Мы уже отмечали, что, следуя на юг вдоль аральских чинков Устюрта, можно наблюдать, начиная примерно с широты  $45^{\circ}20'$ , значительное поднятие всех слоев. В результате этого поднятия разрез чинков здесь на коротких расстояниях существенно меняется, о чем нельзя было догадываться на основании старой геологической литературы. В северной части аральские чинки до основания сложены миоценом. Ниже сармата здесь лежит 42 м континентальных красных глин и суглинков среднего миоцена, а под ними 90 м различных континентальных и солоноватоводных осадков нижнего миоцена, подошва которых погружена ниже уровня моря. Южнее подошва миоцена поднимается, и над уровнем Арала появляются сначала вышеописанные галечные пески континентального олигоцена, а затем и слои морского палеогена. Одновременно происходит выклинивание под сарматом вышележащих слоев. Красные глины среднего миоцена полностью срезаются сарматом перед мысом Бай-Губек-Мурун ( $45^{\circ}35'$  с. ш.), а осадки нижнего миоцена — севернее мыса Дуана ( $45^{\circ}20'$  с. ш.). Южнее сармат лежит на палеогене, постепенно переходя на все более низкие его горизонты.



Подъем слоев палеогена продолжается до уроч. Кассарма (44° 45' с. ш.). Далее берег поворачивает на юго-юго-восток, и на протяжении почти 20 км идет вдоль простирания слоев, благодаря чему залегание их кажется наблюдателю горизонтальным.

Заканчивается этот участок берега мысом Ак-Тумсук, хорошо известным в геологической литературе по Аральскому морю своими выходами меловых слоев.

Надо сказать, что этому замечательному месту очень «не повезло» с установлением возраста выходящих здесь пород. Г. В. Абих (1858) указывает отсюда по палеонтологическим сборам А. И. Бутакова оксфорд (*Gryphaea dilatata* Sow.) и датский ярус (*Nautilus danicus* d'Orb.). Л. С. Берг (1903, 1908) констатировал здесь только глауконитовые песчаники с фауной турона. А. Д. Архангельский (1912) переопределил эту фауну как сеноманскую. А. И. Смолко (1934<sub>1</sub> и 2) в одной из двух своих одновременно появившихся работ подчеркивает, что здесь выходят не столько песчаники, сколько мергели, и высказывает сомнение в их сеноманском возрасте, а в другой работе прямо относит мергели к верхнему сенону, а покрывающие их песчаники — на основании определения наутилид — к датскому ярусу.

В действительности меловые слои мыса Ак-Тумсук представлены только белыми мелоподобными мергелями маастрихтского яруса без белемнителл, но с характерной для маастрихта фауной устриц и морских ежей. Образцы Л. С. Берга, изучавшиеся впоследствии А. Д. Архангельским, повидимому, перепуганы и происходят не с мыса Ак-Тумсук, а с о-ва Токмак-Ата. Наутилиды на мысу Ак-Тумсук образуют целый прослой в песчаниках, покрывающих меловые мергели, но эти наутилиды не принадлежат к датскому роду *Hercoglossa*, а вмещающие их песчаники, судя по микрофауне, имеют среднеэоценовый (лютетский) возраст. Они содержат такие формы, как *Gyroïdina florealis* White, *Globorotalia crassaformis* G. et W. и др. В 1946 г. нами найдены в них *Discocyclus* cf. *sella* A. b.

Не более ясным был вопрос о простирании меловых слоев на мысу Ак-Тумсук. По этому вопросу высказывал свое мнение только А. И. Смолко, который считал, что через мыс Ак-Тумсук проходит антиклинальная складка восточно-северо-восточного простирания. Из текста его работ видно, что такое заключение не вытекает из непосредственных наблюдений на месте, но навеяно не вполне правильными данными Л. С. Берга о залегании нуммулитовых слоев на п-ове Куланды.

На самом деле ничего подобного на мысу Ак-Тумсук нет. Мыс этот обращен не прямо на восток в сторону моря, а на юго-юго-восток. К югу от него берег сначала идет почти в широтном направлении и глубоко изрезан мелкими бухтами, что обычно бывает при несовпадении береговой линии с простиранием слоев. Действительно, здесь мы наблюдаем быстрое погружение всех слоев мела и палеогена в западном направлении. Угол падения по кровле мела и в песчаниках основания палеогена равен 3—4°. В более высоких горизонтах палеогена он несколько меньше. Замеры азимутов простирания компасом при таких небольших углах падения не могут быть точны, но дают цифры от 320 до 350°.

Участок берега к северу от мыса Ак-Тумсук, наоборот, прямолинеен, лишен бухт и тянется в общем по простиранию слоев. В деталях направление берега не вполне прямолинейно. Непосредственно к северу от мыса он идет на 350°, и слои здесь испытывают слабое погружение, в силу чего меловые отложения скрываются под уровнем моря. Далее, к северу от параллели 44° 40' с. ш., все слои на протяжении свыше 10 км залегают на

совершенно одинаковой высоте над уровнем моря. Берег здесь идет прямолинейно в направлении  $336^{\circ}$ — $338^{\circ}$ . Это и есть простираение антиклинали мыса Ак-Тумсук. Еще далее (от уроч. Кассарма) берег поворачивает к северу, и слои снова начинают погружаться.

Ось антиклинали проходит через самый мыс Ак-Тумсук. Если мы отложим от него на карте линию, идущую в направлении  $338^{\circ}$ , то она приведет нас к южному краю сора Кос-Булак, в районе которого мы уже установили существование каких-то поднятий с залеганием палеозоя непосредственно под сарматом. Это делает почти несомненным существование сплошной антиклинальной полосы, которая идет от Чушка-Куля сначала на юг, а потом на юго-юго-восток и выходит на берега Арала в мысу Ак-Тумсук.

До сих пор мы прослеживали южное продолжение Чушкакульской антиклинали только по характеру фаций и анализу условий залегания досарматских слоев. Состав и мощность сарматских отложений не подчеркивают этой антиклинали. Но если мы возьмем абсолютную высоту залегания такого хорошего опорного горизонта, как граница известняковой пачки среднего сармата и глинисто-мергельной пачки нижнего сармата, то увидим, что в уроч. Кара-Тамак она равна 175 м, а по направлению к югу все время увеличивается и в уроч. Кассарма к северу от мыса Ак-Тумсук достигает максимальной для Северного Устюрта высоты в 248—250 м. Между тем дно сарматского моря должно было в этом направлении понижаться, а не повышаться, так как фации сармата по мере движения к югу свидетельствуют о все большем удалении от берега.

Следовательно, сарматские отложения северо-восточного Устюрта тоже испытали унаследованную складчатость и на оси антиклинали Ак-Тумсука подняты не менее чем на 75 м по сравнению с высотой их залегания в соседней к востоку депрессии. Антиклинальное строение полосы, идущей от мыса Ак-Тумсук к восточному берегу сора Кос-Булак, хорошо подчеркивается полным отсутствием в ней колодцев.

Южнее мыса Ак-Тумсук западный берег Арала мне посетить не удалось. Судя по литературным источникам (Архангельский, 1931; Берг, 1908; Смолко, 1934<sub>1</sub> и 2), за участком падения слоев к юго-западу, расположенным вблизи мыса Ак-Тумсук, следует участок весьма медленного погружения их к югу, доходящий до мыса Джамаи-Мурун. Во всяком случае, в основании разрезов этого мыса еще выходят белые мергели верхнего эоцена, подошва которых на мысу Ак-Тумсук лежит на высоте 100 м над уровнем моря. Далее мергели скрываются под водой, но залегание слоев еще более выполаживается и кровля красно-зеленых глин верхней свиты морского палеогена на большом протяжении лежит на высоте 40 м над уровнем моря. Новое погружение слоев в чинках Устюрта наблюдается уже только в дельте Аму-Дарьи против г. Кунграда. Проверить эти данные я не мог.

Установленная нами антиклинальная полоса, пересекающая северо-восточный Устюрт, имела крупное палеогеографическое значение, особенно в нижнем и среднем миоцене. Она служила восточной границей распространения всех досарматских миоценовых морей. Морские горизонты с фауной тарханского, чокракского, караганского и конкского возраста все подходят к ней на более или менее близкое расстояние с запада, но ни один из них не перекрывает ее и на заходит к востоку от нее. На западном берегу Арала это особенно хорошо видно по слоям конкского яруса, которые присутствуют в разрезах и мощно развиты только к югу от мыса Ак-Тумсук и не имеют никаких эквивалентов к северу от него.

К востоку от антиклинали Ак-Тумсук — Чушка-Куль всей верхней половине среднего миоцена соответствует толща красных континентальных суглинков. Зато здесь мощно развиты совершенно отсутствующие западнее осадки низов среднего миоцена и нижнего миоцена, представленные в солончатоводной фации «корбулевых» и «онкофоровых» слоев.

Таким образом, мы видим, что унаследованная складка, лежащая на южном продолжении главной антиклинали зеленокаменной зоны Мугоджар, не заканчивается на широте соленой грязи Чушка-Куль, но прослеживается далеко на юг и, образуя выпуклую к западу дугу, выходит на западный берег Аральского моря в мысу Ак-Тумсук. Ось этой складки в районе грязи Чушка-Куль погружается, но под Устюртом испытывает новое воздымание, вследствие чего здесь на некотором протяжении прямо под сарматом залегает палеозой. В мысу Ак-Тумсук мы видим начало нового ее погружения.

### 8

Оставив пока в стороне вопрос о том, что делается к югу с антиклиналью мыса Ак-Тумсук, перейдем к рассмотрению более восточных структур.

Мы видели, что зеленокаменная зона Мугоджар разделяется Берчогурской синклиналию на две антиклинали. Западная из них продолжается на юг Чушкакульской складкой, а восточная подходит к железной дороге в виде небольшого хребта Джан-Гана и далее очень быстро погружается. Унаследованное поднятие на ее продолжении в третичных осадках можно проследить в виде «структурного пояса» не более чем на 10—12 км. Далее местность очень плохо обнажена, но при картировании ее никаких признаков структурного поднятия не улавливается.

К востоку от зеленокаменной зоны в Мугоджарах располагается широкая полоса древнего Мугоджарского антиклинория. На ее южном продолжении в толще мезозойских и третичных осадков развивается огромная плоская Челкарская синклинали. Эта структура совершенно не равновелика соседним антиклиналям и вообще является не унаследованной, а наложенной. При первом взгляде на геологическую карту возникает желание рисовать ее как огромный грабен, развившийся по тем разломам, которые ограничивают севернее Мугоджарский антиклинорий. Однако фактический материал не позволяет сделать этого. Челкарская синклинали имеет четко выраженную осевую полосу, в которой на больших площадях сохранились наиболее высокие горизонты разреза северного Приаралья — нижнемиоценовые слои с *Corbula helmerseni* M i k h a i l. Восточное крыло синклинали великолепно обнажено в сплошных береговых обрывах Аральского моря, причем здесь обнаруживается совершенно плавное погружение слоев от п-ова Куланды на запад к уроч. Кара-Тамак. Западное крыло обнажено хуже, но, судя по разрезам Тебень, Майли-Сая, Джиланды-Сая и других оврагов, сбегających на восток с Чаграйского плато, также сложено плавно и полого падающими на восток слоями.

Ось Челкарской синклинали можно проследить от впадения р. Каинды в р. Чит-Иргиз, через ст. Улпан, вдоль современной депрессии западной окраины песков Большие Барсуки к самому северно-западному углу Аральского моря. Далее осевой полосе синклинали соответствует зона максимальных глубин Арала, которая заканчивается на юге на широте мыса Ак-Тумсук. Простираение оси синклинали к северу от берегов Аральского моря примерно СВ 12°, хотя, возможно, местами имеются небольшие отклонения от этого направления.

Разрез Челкарской синклинали отличается большой полнотой и мощностью, что свидетельствует о длительности ее развития. Судя по данным глубокого бурения на ст. Соленая и Челқар, все горизонты палеогена здесь увеличены в мощности в 2—3 раза по сравнению с их разрезами на соседних антиклиналях. Кровля меловых пород вскрыта в Челкаре на глубине 373 м или на абсолютной отметке —205 м. В северо-западном углу Аральского моря, в уроч. Кара-Тамак, кровля мела находится на глубине не менее 400 м, т. е. на абсолютной отметке не выше —350 м. В то же время на соседнем п-ове Куланды реконструированная по разрезам кровля мела в ядре антиклинали должна находиться на отметках около +200 м.

Это дает нам представление об амплитуде послемелового прогибания Челкарской синклинали (550 м) и об угле наклона поверхности мела. Расстояние от ядра Куландинской брахиантиклинали до уроч. Кара-Тамак вкрест простирания структуры — 50 км, что дает падение кровли мела в 11 м на 1 км или немного менее 1°. Примерно под таким же углом падает мел к оси Челкарской синклинали с запада — со стороны Чущакульской антиклинали. Слой верхних горизонтов палеогена залегают на крыльях антиклинали с еще более пологими падениями. Развитие Челкарской синклинали, начавшееся по крайней мере в верхнем мелу, продолжается и сейчас. Об этом свидетельствует, с одной стороны, совпадение с ее осевой полосой максимальных глубин Аральского моря, а с другой, — существование вдоль нее целой серии крупных бессточных впадин, занятых сорами.

## 9

К востоку от древнего Мугоджарского антиклинория в бассейне р. Тобола лежит, как мы видели, зона типичной герцинской складчатости. Там же в разрезах по Тоболу и его левобережным притокам отчетливо видно, что в этой зоне появляется унаследованная складчатость всей серии мезозойских слоев, затухающая в низах палеогена. Эта складчатость мезозоя впервые была описана П. Л. Безруковым (1934), а затем подтверждалась всеми последователями бассейна Тобола.

В Мугоджарах восточная граница Мугоджарского антиклинория скрыта третичными осадками. Однако, если мы продолжим к югу простирание этой границы в верховьях Тобола, то проведенная нами линия почти коснется крайних восточных выходов докембрия и палеозоя на р. Улу-Иргиз. Не исключена возможность, что кремнистые сланцы и эффузивы, выходящие на р. Улу-Иргизе ниже устья р. Кайракты, принадлежат уже к Тобольской зоне палеозоя. Во всяком случае граница ее проходит где-то рядом.

Сейчас же к востоку от этой границы, т. е. вероятно над первой с запада антиклиналью Тобольской зоны, в третичных отложениях возникает отчетливая унаследованная складка. Левобережье Улу-Иргиза до сих пор детально никем не изучалось. Поэтому проследить указанную складку мы можем лишь на участке к югу от слияния рек Чит-Иргиза и Улу-Иргиза. В наиболее северной известной своей части она представляет собою пологую антиклиналь, в ядре которой полностью размыта верхняя «чеганская» свита приаральского морского палеогена, и континентальный олигоцен лежит прямо на следующей книзу «саксаульской» свите. На юг отсюда антиклиналь тянется с простиранием 5—10° вдоль восточного края песков Большие Барсуки на протяжении 280 км до северных берегов залива Тше-Бас на Аральском море. В деталях строение

ее довольно сложно, но останавливаться на описании ее морфологии мы здесь не можем; укажем только, что пологий свод антиклинали, отмечаемый на всем своем протяжении сплошной полосой выходов «саксаульской» свиты палеогена, в ряде мест осложнен брахиантиклинальными вздутиями, в которых выходят на поверхность глины самой нижней «тасаранской» свиты палеогена. Вздутия эти расположены не на одной оси, но кулисообразно подставляют друг друга.

В южной части на протяжении 80 км от северного берега залива Тше-Бас свод антиклинали осложнен разрывом. Плоскость разрыва близ его затуханий вертикальна, но в средней части наклонена под углом  $65^\circ$  на запад, и здесь по нему происходит надвигание тасаранских глин ядра антиклинали на нижнемиоценовые слои восточного крыла, образующие очень узкую (2—3 км) вторичную мульду. Таким образом обнаруживается асимметрия антиклинали и наклон ее осевой плоскости на запад, соответствующий общему опрокидыванию на восток — в сторону от Мугоджарского антиклинория — всех складок Тобольской зоны палеозоя.

Пройдя через залив Тше-Бас, прослеживаемая нами антиклиналь продолжается поднятиями п-ова Куланды. Нашими работами 1937 г. выяснено, что здесь имеется не система мелких складок восточно-северо-восточного простирания, как предполагал Л. С. Берг (1908), а одна крупная брахиантиклиналь с простиранием оси на СВ  $28^\circ$ . Эта брахиантиклиналь погружается на север — к заливу Тше-Бас, а на юге п-ова Куланды срезана берегом моря в месте максимального своего расширения. Ядро брахиантиклинали сложено мощной толщей континентальных осадков нижнего мела, крылья — морским верхним мелом и палеогеном. На юго-восточном крыле прямо на глауконитовых песках сантона залегают нуммулитовые известняки лютетского яруса. Падение слоев на крыльях брахиантиклинали довольно крутое — до  $30^\circ$  на восточном, до  $20^\circ$  на западном. Брахиантиклиналь осложнена системой сбросов, косых по отношению к направлению ее оси и простирающихся почти параллельно друг другу на СВ  $340-345^\circ$ .

Не подлежит сомнению, что дислокации о-ва Возрождения в средней части Аральского моря являются прямым продолжением антиклинали п-ова Куланды. На о-ве Возрождения обнажено, собственно говоря, только восточное крыло антиклинали в виде скалистой гряды известняков и песчаников маастрихта и датского яруса, падающих на восток под углом  $10-12^\circ$  и образующих крутой восточный берег острова. Простирание гряды этих известняков СВ  $14^\circ$ . Большая, западная часть острова покрыта песками и не имеет выходов коренных пород. Однако Л. С. Берг (1908) указывает, что в южной бухте острова волнами выбрасываются на пляж куски лигнитового угля. В восточной части этой бухты имеются обнажения желто-серой глины и песков с караваями черно-бурого железистого песчаника. Все это говорит о том, что центральная часть п-ова Куланды под покровом современных песков сложена теми же угленосными слоями нижнего мела, которые выходят в ядре брахиантиклинали п-ова Куланды. Прямолинейный западный берег острова имеет то же направление ( $14^\circ$ ), что и гряда известняков его восточного берега, а кроме того через островок Комсомольский и мель, открытую в 1932 г. А. Л. Бенингом (1934) на широте  $45^\circ 29'$ , он связывается подводной каменистой грядой с мысом Узун-Каир п-ова Куланды, который представляет собой гряду маастрихтских известняков западного крыла антиклинали. Следовательно, на уровне моря строение о-ва Возрождения симметрично и ось антиклинали проходит через его центральную часть с простиранием СВ  $14^\circ$ .

В 50 км и в 70 км к югу от о-ва Возрождения на картах показаны два маленьких островка: Беллинсгаузена и Лазарева. И. С. Берг в 1902 г. наблюдал на обоих этих островках только пески и ракушники с морской четвертичной фауной (1908). Северный островок Беллинсгаузена сейчас затоплен в связи с повышением уровня Арала приблизительно на 1,4 м по сравнению с уровнем 1900 г. (Фортунов и Сергиенко, 1950). Но в поколе более южного острова Лазарева нам удалось обнаружить мелоподобные известняки с фауной маастрихтского яруса.

Определить элементы залегания этих известняков непосредственными замерами горным компасом невозможно, но изобаты дна Аральского моря совершенно ясно показывают, что о-в Лазарева через мель на месте затопленного о-ва Беллинсгаузена и так же меридионально вытянутый о-в Константины (с поверхности сложенный лишь современными песками) связываются с песчаниково-известняковой грядой восточного берега о-ва Возрождения. Все это один моноклиальный гребень на восточном крыле антиклиналя, в разной степени размытый и сравнительно недавно затопленный Аралом. Простирается этого гребня на участке от о-ва Возрождения до мели Беллинсгаузена  $29^\circ$ , а на участке от мели Беллинсгаузена до о-ва Лазарева —  $13^\circ$ , почти как на о-ве Возрождения.

Простирается оси антиклиналя может несколько не совпадать с простирается моноклиального гребня на ее крыле, но несомненно, что она проходит западнее мели Беллинсгаузена и о-ва Лазарева, т. е. несомненно, что в пределах ванны Аральского моря она резко отгибается к западу как бы на пересечение с антиклиналью мыса Ак-Тумсук. Линии простирается этих двух антиклиналей полукольцом замыкают с юга зону максимальных глубин у западного берега Аральского моря (фиг. 11).

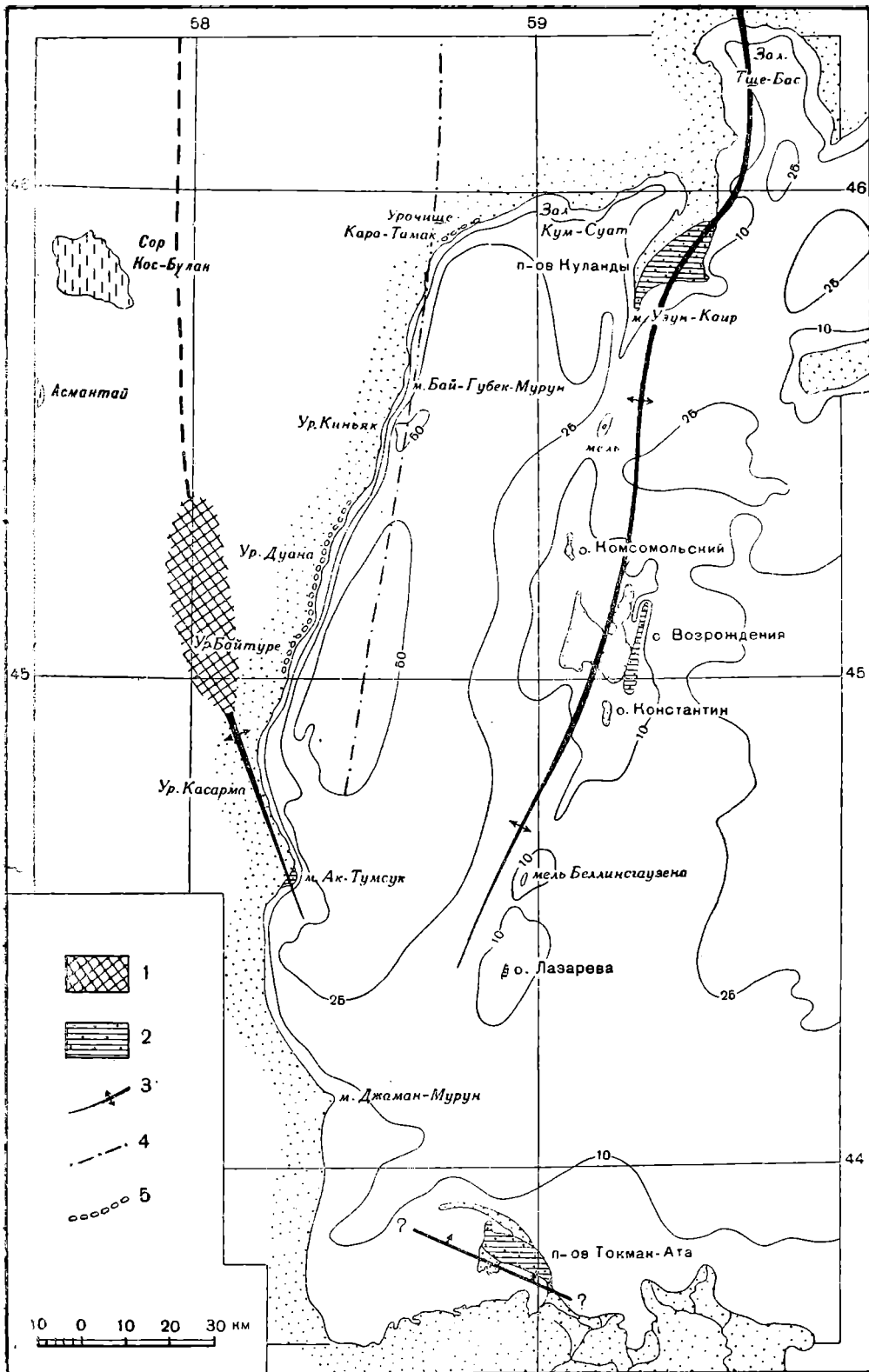
Таким образом мы видим, что вдоль восточной границы Мугоджарского антиклинория и возникшей на его южном продолжении наложенной Челкарской синклинали прослеживается на протяжении свыше 450 км четко выраженная унаследованная антиклиналь, по своим размерам и амплитуде поднятия не уступающая Чускакульской. Прослеживая эту антиклиналь, мы можем обнаружить некоторые изгибы простирается ее оси, но в общем по мере движения на юг она все более и более отклоняется к западу — на сближение с антиклиналью Чуска-Куля — мыса Ак-Тумсука. В Аральском море она может быть прослежена до широты о-ва Лазарева, т. е. примерно до  $44^\circ 20'$  (очень немного южнее, чем антиклиналь мыса Ак-Тумсук).

## 10

А. Д. Архангельский не знал про выходы мела на о-ве Лазарева и потому не включил его в число элементов своего «Арало-Кызылкумского вала». Зато меловые отложения п-ова Куланды, о-ва Возрождения и мыса Ак-Тумсук он объединял в одну широкую антиклинальную полосу меридионального направления, южным продолжением которой считал выходы мела на п-ове Токмак-Ата и на возвышенности Куба-Тау в дельте Аму-Дарьи.

Выше мы уже видели, что в действительности выходы мела на мысу Ак-Тумсук и выходы мела на п-ове Куланды — о-ве Возрождения принадлежат двум различным унаследованным антиклиналям, разделенным южной частью глубокой Челкарской синклинали.

Далее оказывается, что поднятия п-ова Токмак-Ата и возвышенности Куба-Тау не могут рассматриваться в качестве продолжения какой-либо из этих двух антиклиналей.



Фиг. 11. Тектонические элементы западных берегов и островов Аральского моря.

1 — район предполагаемого залегания палеозоя под сарматом Устырта; 2 — выходы на поверхность меловых отложений; 3 — оси антиклиналей; 4 — ось Челкарской синклинали; 5 — выходы алпийских галечников на западном берегу Аральского моря.

Существование меловых отложений на п-ове Токмак-Ата установлено Л. С. Бергом (1908). Сам А. Д. Архангельский на нем не был даже во время работ в дельте Аму-Дарьи. Л. С. Берг указывает здесь два выхода меловых пород: один на северо-восточном берегу против кладбища Токмак-Ата и другой на южном, приблизительно на том же меридиане. В первом обнажаются фосфоритосные глинистые песчаники с богатой фауной турона, а во втором — косослоистые железистые песчаники с отпечатками стеблей растений и серые песчаные гипсоносные глины без фауны, видимо, имеющие континентальное происхождение. В первом меловые породы слагают обрывы высотой до 10 м, во втором — высотой до 24 м.

Уже полное различие пород в этих двух выходах, расположенных на одном меридиане и на одном гипсометрическом уровне, всего в 3 км друг от друга, должно было подсказать, что простирание слоев на п-ове Токмак-Ата не меридиональное. Действительно, посетив остров, мы установили по разрозненным мелким выходам между дюн, что весь его северо-восточный берег сложен морскими песками и песчаниками турона и сеномана, а весь юго-западный берег и прилегающая к нему часть острова — континентальными осадками, по видимому, нижнего мела. В ряде выходов видно пологое падение слоев на северо-восток. Скважина, пробуренная в 1937 г. с гидрогеологическими целями до глубины 70 м на южном побережье острова, ниже выходящих на поверхности гипсоносных глин, встретила несколько горизонтов пестро окрашенных глин и глинистых песков, что сближает нижний мел п-ова Токмак-Ата с континентальным нижним мелом Чушкакульской антиклинали, п-ова Куланды и периферии Султан-Уиз-Дага.

Из приведенных данных следует, что п-ов Токмак-Ата представляет собой моноклиналную гряду, простирание которой приблизительно совпадает с длинной осью острова, т. е. приблизительно равно  $310^\circ$ . Вероятно, близкое простирание имеет и ось антиклинали, проходящая где-то южнее острова. Если мы от южных берегов острова отложим линию на  $310^\circ$ , то на западном берегу Арала она упрется в мыс Джаман-Мурун, лежащий на 50 км южнее Ак-Тумсука. Я уже отмечал, что строение чинков на этом участке почти не изучено. Вполне возможно, что существование здесь крупного мыса, выдающегося в сторону п-ова Токмак-Ата, связано с продолжением сюда антиклинальной структуры этого острова.

Во всяком случае п-ов Токмак-Ата принадлежит уже к другой системе дислокаций северо-западного направления, которая непосредственно не связана ни с антиклиналью мыса Ак-Тумсук, ни с антиклиналью о-ва Возрождения. Обе последние антиклинали затухают в той субширотной депрессии, которая расположена к северу от антиклинали п-ова Токмак-Ата.

## 11

К востоку от антиклинали Больших Барсуков и п-ова Куланды в северном Приаралье имеется еще ряд типичных унаследованных структур. Не описывая их подробно, отметим лишь некоторые общие их черты.

Прежде всего интересно то обстоятельство, что на большом пространстве до оз. Челкар-Тениз на севере и до внутренних частей Приаральских Кара-Кумов на востоке все унаследованные складки имеют простирания от меридионального до северо-северо-восточного, но нигде не заворачивают на юго-восток. Все они более или менее параллельны антиклинали Больших Барсуков.



Особенно хорошо это видно по следующей к востоку крушой Тасаранской антиклинали, свод которой на протяжении 140 км разбит продольным взбросом западного крыла на восточное. На правобережье Иргиза ось этой антиклинали имеет простирание около  $20^\circ$ , железную дорогу она пересекает с простиранием  $23^\circ$ , в 20 км южнее постепенно принимает меридиональное направление и перед своим затуханием у берегов залива Паскевича снова слегка отклоняется к западу. Даже во внутренней части Приаральских Кара-Кумов в описанной Б. А. Петрушевским (1939) унаследованной антиклинали родников Кайнар-Булак простирание меловых слоев ядра складки равно  $30-35^\circ$ .

Второй общей особенностью складок Северного Приаралья является их асимметрия. У всех антиклиналей здесь западные крылья пологи, а восточные круты и в ряде случаев осложнены взбросами. Следовательно, все складки однообразно наклонены на восток, в сторону от Челкарской синклинали, которая отражает в современной структуре погруженную часть Мугоджарского антиклинория. Совершенно симметрично расположенные к западу от нее Чупскакульская антиклиналь и антиклиналь Замятина наклонены к западу. В такой «направленности движения масс» (Белюсов, 1945) нельзя не видеть унаследованного влияния Мугоджарского антиклинория, который вызывает такие же симметричные наклоны герцинских складок севернее — в области сплошного развития палеозоя. Наклоны унаследованных складок в стороны от Челкарской синклинали становятся вполне объяснимыми, когда мы вспомним, что на сравнительно небольшой глубине здесь залегает жесткая глыба докембрия и что сама эта огромная наложенная синклиналь развилась позднее начала формирования соседних унаследованных складок, может быть только в меловое время.

Третьей особенностью унаследованных складок Северного Приаралья, лежащих к востоку от Больших Барсуков, является определенно намекающаяся тенденция к погружению и затуханию в южном направлении.

Эти два явления, конечно, необходимо различать. Погружение осей всех складок в южном направлении с очевидностью вытекает из геологической карты, из сравнения абсолютных отметок залегания определенных горизонтов в разных пунктах, из палеогеографических реконструкций, но оно могло быть связано с процессами поперечного опускания сравнительно позднего времени и само по себе еще не говорит о затухании складчатости.

Поэтому гораздо интереснее прямые наблюдения над затуханием складчатости, т. е. уменьшением амплитуды складок. Для Северного Приаралья имеются и такие данные.

В профиле вдоль линии железной дороги амплитуда вертикального смещения кровли мела в Тасаранской антиклинали и в соседней с востока Тугузской синклинали равна 250 м. В 15 км южнее железной дороги она еще больше вследствие происходящего здесь воздымания оси антиклинали. Но начиная отсюда антиклиналь к югу погружается и погружается быстрее, чем оси соседних синклиналей, вследствие чего амплитуда смещения слоев резко падает. На северном берегу залива Паскевича антиклиналь уже еле можно уловить по мало заметному и крайне пологому поднятию в глинах чеганской свиты палеогена. В вышележащих слоях континентального олигоцена здесь уже нет никакого поднятия. Одновременно к югу затухает разлом, пересекающий севернее свод антиклинали. Сначала он переходит во флексуру, но и эта флексура совершенно затухает, не доходя 8—10 км до северного берега залива Паскевича.

Пески Малые Барсуки представляют собой развеванные породы саксаульской свиты палеогена в ядре следующей к востоку антиклинали. На широте железной дороги эта антиклиналь выражена совершенно отчетливо. Амплитуда поднятия подошвы саксаульской свиты по сравнению с соседними синклиналями здесь достигает 125 м, а углы наклона слоев на крыльях равны 5—7°. По направлению к югу эта антиклиналь также погружается и затухает. Морфологически это выражается в постепенном сокращении ширины песчаного массива, который сходит на клин в уроч. Агыспе на северо-западном берегу залива Перовского. Далее к югу лежит широко вытянутый п-ов Чубар-Тарауз. На его южном берегу при всем желании уловить какие-либо следы антиклинали мы уже не могли. Нет их и в 40 км южнее на о-ве Куг-Арал, который замыкает с юга залив Паскевича. Вообще, следуя вдоль северных берегов Аральского моря от мыса Каратюп вдоль о-ва Куг-Арал, вдоль залива Паскевича и п-ова Чубар-Тарауз, мы не видим никаких следов складчатости. Вертикальные береговые обрывы здесь везде сложены глинами чеганской свиты палеогена, которые залегают практически горизонтально и на определенной, мало изменяющейся высоте над уровнем моря (45—55 м) кроются осадками континентального олигоцена.

Несколько иную картину можно видеть в пределах следующей антиклинальной зоны, проходящей через п-ов Кок-Турнак. На этом полуострове мы наблюдаем три резких кулисообразных брахиантиклинальных поднятия, в ядрах которых выходят глины самой нижней, тасаранской свиты палеогена. Однако и здесь на южный берег полуострова выходит лишь самое западное из этих поднятий, а два более восточных, приближаясь к нему, затухают и совершенно не выражены в его обрывах. Кроме того, самый факт замещения сплошной антиклинальной полосы более северных районов мелкими брахиантиклинальными поднятиями свидетельствует о затухании к югу и этой унаследованной складки.

О более восточных унаследованных складках Приаральских Кара-Кумов и Казалинского района мы здесь говорить ничего не будем, так как они еще очень плохо изучены.

Факт погружения и затухания в южном направлении ряда унаследованных складок, расположенных к востоку от Больших Барсуков, несомненен. Мне кажется, что с этим фактом генетически связано существование огромной впадины Аральского моря, которая много древнее современного моря и неоднократно служила вместительным внутренним бассейном.

## V. НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИКИ МАНГЫШЛАКА И УСТЮРТА

### 1

В одной из моих статей (Яншин, 1945) приводится большой фактический материал, показывающий, что между Эмбенским солянокупольным районом и Мангышлаком в течение верхней перми, триаса, юры и по крайней мере нижней мела существовала высоко приподнятая размывавшаяся полоса суши и что эта полоса представляла собой зону субширотных герцинских складчатых сооружений. Сейчас накопился некоторый новый материал, заставляющий несколько изменить очертания береговых линий верхнеюрских и нижнемеловых морей на юге Эмбенского района, но в целом все аргументы моей статьи сохраняют силу и потому повторять их излишне.

Исходя из задач настоящей работы, важнее попытаться установить границы этой складчатой герцинской зоны и выявить некоторые связанные с ней структурные элементы.

Яснее всего положение этой зоны на западе в Прикаспийской части Устюрта и на п-ове Бузачи.

Полуостров Бузачи обычно включают в пределы Прикаспийской синеклизы, но делают это лишь под влиянием гипноза, который всегда оказывает на нас самый поверхностный слой осадков, как бы тонок он ни был. Структура полуострова не дает никаких оснований для такого заключения. Четвертичный покров представлен здесь только тонким плащом осадков хвалынской трансгрессии, мощность которых нигде не превышает 8—10 м, и сохранившимися в ряде мест полуострова, небольшими линзами бакинских слоев. Из-под четвертичных осадков в разных местах полуострова, то в основании береговых обрывов, то во впадинах сорос внутренней его части, выходят породы верхних горизонтов мела и нижних горизонтов палеогена, залегающих спокойно, без видимых углов наклона. Этот коренной фундамент повсюду настолько близок и настолько «просвечивает» сквозь легкий чехол молодых наносов, что мы никак не можем включить п-ов Бузачи в зону четвертичных опусканий, а должны рассматривать его как область приподнятого, почти поверхностного залегания горизонтальных или очень слабо нарушенных слоев верхнего мела.

Весьма характерно, что в высоком прямолинейном чинке Устюрта, который образует восточный берег высохшего залива Кайдак и протягивается на 100 с лишним километров под азимутом в  $35^\circ$ , т. е. как раз перпендикулярно простирацию структур Мангышлака, палеогеновые слои, подробно здесь изучавшиеся рядом исследователей, залегают горизонтально или, точнее говоря, с общим очень пологим погружением на северо-восток. Между тем на Мангышлаке и в мангышлакских чинках Устюрта они дислоцированы весьма интенсивно, а местами срезаются слоями сармата и вовсе выпадают из разреза.

Наблюдения на восточном берегу залива Кайдак можно распространить и на лежащий против него п-ов Бузачи и с большой долей уверенности предположить, что слои палеогена и мела здесь очень слабо дислоцированы и, как можно судить по соотношению в плане их разрозненных выходов, лишь весьма полого наклонены на восток под Устюрт. Этот наклон ничего общего, разумеется, не имеет с интенсивными субширотными дислокациями соседнего Мангышлака.

Эти данные свидетельствуют о том, что п-ов Бузачи и противоположная часть Устюрта принципиально отличаются по своей структуре от складчатой зоны Мангышлака. Поскольку анализ палеогеографических данных приводит к заключению о былом существовании между Эмбой и Мангышлаком широтной полосы герцинских складчатых сооружений, естественно думать, что своеобразие структуры п-ова Бузачи и района залива Кайдак связано с расположением их над этой зоной складчатости.

Следовательно, южную границу зоны приближенного к поверхности залегания палеозоя мы можем провести через перешеек, соединяющий п-ов Бузачи с Мангышлаком. Далее к юго-востоку положение этой границы определяется тем, что южнее ее на протяжении 250 км тянется почти через весь Устюрт Центрально-Устюртская антиклиналь, продолжающаяся к востоку главную антиклиналь Мангышлака. Подробнее о ней мы будем говорить ниже. Проследившая еще дальше в том же направлении границу зоны мангышлакских складок и зоны погребенных герцинид, мы придем через выходы мела в чинках высохшего оз. Айбугир к южному подножью

Султан-Уиз-Дага. На всем протяжении от п-ова Бузачи до Султан-Уиз-Дага граница более или менее прямолинейна и обладает простиранием в  $290^\circ$ , параллельным простиранию складок Мангышлака.

Гораздо менее ясно положение северной границы герцинской складчатой зоны. В широкой полосе, которая идет от залива Кайдак к низовьям Аму-Дарьи и безусловно соответствует этой зоне, явления поверхностной тектоники, повидимому, отсутствуют или выражены крайне слабо. Устье на этом пространстве представляет собой совершенно ровное плато без каких-либо характерных особенностей рельефа, которые указывали бы на структурные нарушения.

Положение несколько меняется севернее, у берегов залива Каспийского моря — Комсомолец. Высота чинков Устьурта здесь понижается, обнаженная в них кровля палеогена явственно погружается на север, а между ним и караганскими слоями, которые южнее лежат прямо на палеогене, появляются мощные осадки различных горизонтов среднего и, повидимому, нижнего миоцена. В разрезе горы Яман-Айраклы, которая образует мыс между заливами Мертвый Култук и Комсомолец, Б. С. Домбровский (1938) указывает ниже караганских слоев глины чокракского горизонта мощностью в 52 м, а под ними бурые глины с многогребистыми *Pecten*, принадлежащие скорее всего нижнему миоцену.

Палеоген здесь выходит только в самом основании чинков. Весьма полно и мощно развит морской средний миоцен также несколько восточнее мыса Яман-Айраклы в районе сора Маначи и уроч. Кюй-Кюн.

Если мы обратимся к внутренним частям Устьурта, то увидим, что к востоку от описанного участка чинков с мощным развитием миоцена лежит обширная широтная вытянутая Северо-Устьуртская депрессия. К ее наиболее пониженной части приурочены бессточные впадины огромных соленых грязей Сам, Асмантай, Тугурук-сор и Кос-Булак. К югу от соров Сам и Асмантай располагаются единственные на Устьурте крупные массивы разветвленных песков, генезис которых не вполне ясен.

Северо-Устьуртская депрессия безусловно имеет не эрозионное, а тектоническое происхождение. Об этом свидетельствуют хотя бы впервые обнаруженные еще И. П. Герасимовым (1930) слои среднего сармата на северном берегу сора Асмантай на отметках около 85 м (по новым картам), в то время как на расположенном южнее плато те же слои нигде не спускаются ниже 140—160 м. С этим, вероятно, связана вытянутость по широте главных озерных впадин и широтное же в общих чертах простирание полосы песков, ограничивающих эти впадины с юга.

Интересно отметить, что Северо-Устьуртская депрессия на западе через резко пониженный участок чинков, где они теряют свою морфологическую выраженность и превращаются в очень пологий склон, сливается с Прикаспийской низменностью. На востоке депрессия замыкается резким поднятием слоев и рельефа к берегу Аральского моря.

Очевидно, что Северо-Устьуртская депрессия и прилегающий к ней участок западных чинков представляют собой зону прогиба с весьма глубоким залеганием палеозоя, которая существенно отличается от более южной зоны с неглубоким залеганием герцинского складчатого фундамента. Граница этих зон проходит где-то южнее соров Сам и Асмантай, вероятно в начале спуска к ним от расположенного южнее плато. В западных чинках Устьурта ее приходится искать там, где начинает погружаться к северу палеоген и появляются мощные осадки среднего и нижнего миоцена. Такая точка соответствует приблизительно южному берегу залива Комсомолец, так как именно здесь, в мысу Яман-Айраклы, Б. С. Домбров-

ский (1938) отмечает мощное развитие миоцена. Если мы от южного берега залива Комсомолец проведем линию с азимутом в  $290^\circ$ , параллельную южной границе зоны и складкам Мангышлака, то на востоке она пересечет Аральское море севернее мыса Джаман-Мурун и п-ова Токмак-Ата, а на западе выйдет к началу дельты Волги. Такое проведение северной границы зоны, как мы увидим ниже, не совсем уже произвольно и, вероятно, более или менее соответствует ее действительному положению.

## 2

Широтный характер молодых дислокаций Северного Устюрта подчеркивается еще одним фактом из области палеогеографии, на который обычно не обращают должного внимания.

Когда на картах рисуют плиоценово-четвертичную Прикаспийскую депрессию, то обычно ее восточную границу проводят почти прямолинейно вдоль меридиана  $54^\circ$ . Между тем в литературе давно уже имеются сведения о том, что вдоль подножья северных чинков Устюрта морские четвертичные отложения проникают очень далеко на восток. Еще Н. В. Благовидов (1925) отмечал на песчаном пляже одного из соров Чумыштыкульской котловины раковины моллюсков бакинского типа. О. С. Вялов (1931, 1935) находил высылки типичных хвалыньских раковин (*Didacna trigonoides* E i s h w. и *Monodacna caspia* E i s h w.) у северного подножья Устюрта в урочищах Аще-Айрык и Барак, а И. П. Герасимов (1928, 1930) — еще дальше к востоку в разливах р. Чеган почти под  $57^\circ 30'$  в. д.

Гипсометрические карты с очевидностью показывают, что каспийские осадки с характерным для них рельефом еле заметных плоских распычатых поднятий и бесчисленных замкнутых впадин протягиваются вдоль северных чинков Устюрта сплошной полосой шириной около 50 км и доходят на востоке до низовьев Чегана. Дельта его в уроч. Донгуз-Тау опиралась некогда на берега этого залива Каспийского моря. Каспийские осадки имеют здесь, повидимому, значительную мощность, так как на большом пространстве из-под них нигде не выходят более древние породы, как это имеет место на п-ове Бузачи.

В современной морфологии Северного Устюрта мы имеем, следовательно, как бы две параллельные широтные депрессии: одну, отмечаемую мощным развитием миоцена и низким залеганием сармата в полосе больших соров Асмантай, Сам и Маначи, и другую, выполненную каспийскими осадками, — у северного подножья Устюрта. С точки зрения генетической правильнее думать, что здесь имеется одна крупная широтная синклинальная структура. Каспийские осадки залегают в эрозионной депрессии куэстового характера на северном крыле этой структуры.

Севернее широтной депрессии, выполненной каспийскими осадками, лежит солянокупольная территория Эмбы. Купола подходят к самой границе сплошного распространения каспийских осадков и частично перекрываются ими.

## 3

Общие черты тектоники Мангышлака известны. Сводка имеющихся о ней сведений, с учетом всех работ, произведенных до 1940 года, дана С. Н. Алексейчиком (1941). Для нас важно лишь подчеркнуть, что неогеновые породы Мангышлака обладают унаследованной тектоникой и в сглаженной форме повторяют дислокации мезозоя и палеогена. Действительно, на горе Отпан, вершине Западного Кара-Тау, мы наблюдаем абразионную поверхность сарматской трансгрессии и отдельные островки сармата

на отметках около 500 м (Андрусов, 1915). В то же время в синклинали между Мангышлаком и Бузачами неоген лежит на отметках 50—80 м, а в Чапырганской синклинали к югу от Кара-Тау — на отметках 175—200 м. К югу отсюда в островках на ядре Бекебашкудукской антиклинали он снова несколько поднимается (до 240—250 м), а затем приобретает пологое моноклиналиное падение на юг к Каспийскому морю. Это Южно-Мангышлакское плато, структура которого существенно отлична от структуры Центрального Мангышлака. Таким образом, неогеновые отложения Мангышлака образуют крупные пологие складки, унаследованные по отношению к более древней структуре. Это дает нам ключ для описания восточного продолжения Мангышлака.

В мангышлакских чинках Устюрта отчетливо видно, как с почти широтным простиранием уходит под Устюрт главная Каратауская антиклиналь Мангышлака (вернее, кулисообразно подставляющая ее Тузбаирская антиклиналь). Сармат здесь значительно поднят и залегает прямо на нижнем мелу. Начиная от этого пункта в направлении 115—120° через весь Устюрт тянется четкая антиклинальная структура, получившая от Н. П. Луппова название Центрально-Устюртской. Весь Устюрт здесь покрыт плотным панцирем среднесарматских известняков, которые очень плохо поддаются размыву. Поэтому антиклиналь не выражена на геологической карте выходами более древних пород, но отчетливо прослеживается в рельефе в виде вытянутой по ее простиранию возвышенности Кара-Баур, которая в западной своей части поднимается над прилегающими участками плато на несколько десятков метров. Подходя к восточным чинкам Устюрта севернее впадин Сары-Камыша, эта антиклинальная возвышенность делается менее заметной, но здесь, в маленькой впадине Шорджа, Н. П. Лупповым недавно открыты прямо под сарматом слои верхнего мела, падающие на юго-юго-запад. Очевидно, здесь вскрыт кусочек южного крыла антиклинали, ось которой проходит несколько севернее и окончательно погружается лишь в аллювиальной равнине Дарьялыка. Продолжение этой линии на юго-восток увело бы нас в Южные Кызыл-Кумы, но отнюдь не к Султан-Уиз-Дагу, который остается значительно севернее.

На всем протяжении Центрально-Устюртской антиклинали палеоген, видимо, отсутствует и сармат лежит прямо на мелу.

Более южная Кугусем-Караманская антиклиналь Мангышлака также продолжается на Устюрте почти в широтном направлении рельефным валом Музбель, отметки сармата на котором такие же, как на валу Кара-Баур. Однако эта возвышенность, постепенно сближаясь с Центрально-Устюртской, затухает, не доходя до меридиана 56°.

Еще южнее, примерно под 56°15' в. д. и 42°35' с. ш., в маленькой впадине Шах-Пахты В. И. Солун (1940) открыл под сарматом слои палеогена, падающего на юг под углом 10—12°. Очевидно, это южное крыло какой-то третьей антиклинали мангышлакского пучка складок.

Все эти наблюдения согласно говорят о том, что складчатая структура Мангышлака не заворачивает на юг к Туар-Кыру, а продолжается через Устюрт на восток-юго-восток и, постепенно суживаясь, затухает под аллювием Дарьялыка.

## 4

Широтный характер восточного продолжения Мангышлака хорошо подчеркивается следующей к югу структурной зоной, которую я выделяю под названием «синклинали бессточных впадин».

На западе северному крылу этой крупной синклинали соответствует Южно-Мангышлакское плато. Наиболее характерной ее особенностью является расположение в ее центральной части ряда крупных замкнутых впадин, дно которых лежит много ниже уровня Каспийского моря. На крайнем западе это известная впадина Батырь или Карагие с отметкой дна —132 м, далее на восток впадина Каунды, дно которой лежит на отметке —50 м, затем впадина Бишгурлы с отметкой дна —10 м и, наконец, меридиональная депрессия песков Карын-Ярык, по которой некогда, видимо, происходил сброс вод с восточного Мангышлака в Кара-Богаз-Гол, по которой теперь в центральной своей части имеет значительно более низкие отметки, чем при выходе к этому заливу (во впадине Чагала-Сор —45 м).

Продолжая ту же линию, параллельную простираниям Мангышлака, к юго-востоку, мы попадаем через сильно пониженный участок чинков Устюрта в систему огромной широтно вытянутой впадины Асак-Аудан, дно которой лежит на отметках 27—30 м, т. е. на 200—220 м ниже, чем поверхность Устюрта к северу и к югу отсюда. Между тем на дне впадины из-под четвертичных озерных отложений выходят те же слои среднего сармата, что явно говорит о синклинальном строении впадины.

На востоке впадина Асак-Аудан открывается в еще более низкую впадину Сары-Камыша, дно которой имеет отметку —42,2 м (Кесь, 1939).

Все перечисленные впадины ложатся на одну линию, которая имеет простирание 290—292°, точно соответствующее простиранию главных антиклиналей Мангышлака. Каково бы ни было первоначальное происхождение этих впадин, для меня совершенно несомненно, что удивительные отметки их дна, лежащие ниже всех возможных базисов эрозии и карстования, связаны с крупным и очень молодым прогибанием той зоны, в которой они расположены. Синклинальный характер этой зоны вытекает также из наблюдений М. М. Жукова над уровнем каспийских террас. Поверхность хвалынской террасы на берегу к западу от впадины Карагие спускается до —16 м, а в самой впадине Карагие лежит на отметке —50 м. В то же время на южном берегу п-ова Тюб-Караган и на северном берегу Кара-Богаз-Гола ее поверхность лежит выше нулевой горизонтали (Жуков, 1939).

Во впадине Сары-Камыш поверхность террасы с *Cardium edule* L. расположена на отметках от —31 м до —35 м, т. е. на 10—15 м ниже, чем на побережье Каспийского моря, и на 85—90 м ниже, чем на берегах Арала (Димо, 1914; Архангельский, 1931).

Очевидно, географическое расположение перечисленных впадин и одинаковый их режим в четвертичную эпоху не случайны. Они намечают большую зону опусканий, которая продолжает прогибаться сейчас, а в структурном отношении хорошо отделяет широтные складки Мангышлака и Центрального Устюрта от подходящих с юга складчатых сооружений Туар-Кыра и Кара-Кумов. Эта зона опусканий не адекватна отдельным синклинальным складкам Мангышлака, но представляет собой структуру значительно более крупную и безусловно унаследованную по простиранию. Скорее всего это остаточный прогиб той крупной межгорной депрессии, в которой происходило накопление мощных толщ перми и триаса. Ее северная часть выполнена складками системы Мангышлака, а южная продолжает развиваться в виде прогиба и поныне.

Рассмотрение структур более южных районов уже не входит в нашу задачу. Отметим лишь, что в районе Туар-Кыра антиклинальные складки образуют два расходящихся к северо-западу пучка. В синклинали между ними лежит юго-восточный угол Кара-Богаз-Гола. Туаркырская анти-

клиналь и расположенные к востоку от нее складки, вплоть до Серных бугров в Кара-Кумах, по своему характеру снова являются унаследованными, но имеют совершенно другую историю развития, чем складки Мангышлака.

## VI. ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

### 1

Прежде чем приступить к анализу существующих геофизических данных, нужно сказать, что гравиметрические наблюдения, сделанные в заэмбаенских степях, на Устюрте и на побережье Аральского моря, пока недостаточны для вполне определенных тектонических построений и что к интерпретации их следует подходить с большой осторожностью.

При попытке геологического истолкования существующих гравиметрических данных, которое я начал еще под непосредственным руководством А. Д. Архангельского и по его материалам, я столкнулся с трудностями следующего порядка.

1. К юго-востоку от Эмбы точки маятниковых наблюдений силы тяжести становятся крайне редкими. Они производились здесь по отдельным редким маршрутам с расстоянием между точками в десятки километров, а иногда даже более 100 км. При таком расстоянии между точками довольно крупные частные структуры могут проходить между ними, не будучи выявленными геофизически.

2. Во время работ геофизических партий точных топографических карт заэмбаенских степей, Устюрта и Приаралья не существовало. Поэтому положение точек наблюдения здесь определялось и затем наносилось на карту на основании астрономических наблюдений долготы и широты места. В силу тяжелых маршрутных условий работы наблюдения эти не всегда были достаточно точны, о чем свидетельствуют значительные расхождения между вычисленными географическими координатами некоторых точек и их действительным положением на местности.

Ошибки в определении точки наблюдения на 10—15 км для этих районов приходится считать обычными. Естественно, что они должны очень исказить поведение любых изоаномал.

3. То же отсутствие топографических карт заставляло во всех случаях определять высоту точки наблюдения барометрически. Барометрическая нивелировка велась без возвратных ходов и без сравнения со стационарным анероидом, что отражалось на ее точности. Между тем высота местности над уровнем моря является основным фактором, определяющим поправку к величине аномалии (каким бы методом она ни производилась). Наличие ошибок такого рода доказывается существованием точек, лежащих на уровне океана, для которых в свое время были вычислены аномалии, совершенно различные в редукциях Фая и Буке, и, наоборот, точек, лежащих на высоте 250 м, для которых аномалии в обеих редукциях одинаковы.

Ошибки этого рода при общей небольшой амплитуде колебания аномалий в рассматриваемых районах весьма затрудняют их истолкование.

4. Сами наблюдения над качанием маятника, в силу трудных условий маршрутной работы на Устюрте и в Приаралье, видимо, также не всегда были достаточно точны. Это доказывается случаями повторных наблюдений, которые иногда давали отличные величины аномалий. Разница между ними, колеблющаяся от 10 до 25 мгал, почти равна общей величине изменений амплитуды силы тяжести в районе наблюдений.



5. Ошибочность построений усугубляется тем, что при крайне редкой сетке приблизительно нанесенных точек, в вычисление аномалий по которым неизбежно вносились некоторые ошибки из-за отсутствия гипсометрических данных, — все изоаномалы для этого района строятся чисто тематическим путем без учета геологической обстановки, а в руки геолога попадают для интерпретации только карты этих изоаномал, обычно без указания точек наблюдения, на основании которых они построены.

## 2

При таком положении я не могу считать существующие гравиметрические данные достаточными для построения точной карты изоаномал силы тяжести на Устьорте и в Приаралье и попытаюсь лишь в самых общих чертах выяснить, как распределяются аномалии в пределах намеченных мною выше структурных элементов, пользуясь, в основном, картами, опубликованными в работах А. Д. Архангельского. одна из которых воспроизведена на фиг. 5 нашей статьи.

В пределах Чушкакульской антиклинали есть точки наблюдений, которые дают крупные положительные аномалии (в редукции Буге от +40 до +50 мгал, в редукции Фая от +60 до +80 мгал). Они ясно намечают подземное продолжение антиклинали готландских эффузивов Мугоджар. К юго-западу от южного конца Чушкакульской гряды, т. е. на крыле погружающейся здесь антиклинали, одна точка дала аномалию в редукции Буге +10 мгал.

Далее вдоль намеченной нами антиклинальной зоны геофизических наблюдений нет до окрестностей мыса Ак-Тумсук. В районе последнего наблюдаются положительные аномалии, имеющие в редукции Фая величину от 10 до 20 мгал, что говорит о сравнительно неглубоком залегании плотных пород палеозоя (аномалии в редукции Буге здесь слабо отрицательные).

На крыле Челкарской синклинали аномалии становятся отрицательными, а вдоль осевой ее части тянется довольно густая полоса точек наблюдения, для которой аномалии в редукции Буге колеблются от —20 до —30 мгал, а в редукции Фая от 0 до —20 мгал. Это говорит о глубоком погружении докембрийской массы Мугоджарского антиклинория, которое, судя по расположению аномалий, увеличивается в южном направлении.

Такого же порядка аномалии сохраняются на участке западного берега Аральского моря к северу от мыса Ак-Тумсук.

Антиклиналь, проходящая к востоку от песков Большие Барсуки, отмечается новым увеличением силы тяжести. Точки, расположенные вдоль ее оси к югу от ст. Коп-Мулла, дают аномалии до +10 мгал в редукции Буге и до +30 мгал в редукции Фая. На антиклинали п-ова Куланды и на о-ве Лазарева аномалии становятся меньше. Это показывает погружение палеозойского фундамента складки в южном направлении.

Далее к востоку точки наблюдений очень разбросаны, и проведение изоаномал без учета структуры дает здесь совершенно неопределенные контуры, но при рассмотрении положения точек на геологической карте легко заметить резкое возрастание величин силы тяжести на всех антиклинальных поднятиях, что подтверждает соответствие унаследованных структур герцинскому тектоническому плану.

Обращаясь к аномалиям силы тяжести на Устьорте, мы видим, что Центрально-Устьортекая антиклиналь, которая соответствует продолжению

главной антиклинали Мангышлака, отмечена полосой положительных аномалий (в редукции Буге от 0 до +10 мгал, в редукции Фая до +30 и более мгал), которая протягивается на юго-восток почти до старых русел Аму-Дарьи к северу от Сары-Камыша и здесь затухает.

Севернее прослеживается параллельная ей узкая полоса, в пределах которой аномалии в редукции Буге имеют отрицательный знак (от 0 до -10 мгал). На западе отчетливо видно, что эта полоса соответствует северной синклинали Мангышлака, отделяющей его от п-ова Бузачи. В аномалиях с поправкой Фая эта полоса выражена менее отчетливо. Очевидно, здесь сказывается нивелирующее влияние очень слабо дислоцированных масс, залегающих выше уровня моря. На востоке эта полоса выходит к южному побережью высохшего оз. Айбугир и далее отчетливо продолжается многочисленными точками отрицательных аномалий в районе г. Куня-Ургенча и г. Ильялы к южному подножью Султан-Уиз-Дага.

Далее к северу почти весь Устюрт пересекает широкая полоса положительных аномалий. Ширина этой полосы с севера на юг около 100 км. В пределах ее, как и на п-ове Бузачи, аномалии в редукции Буге изменяются от 0 до +30 мгал, а в редукции Фая от +10 до +50 мгал. Эта полоса аномалий соответствует той зоне Устюрта, в которой сармат залегает высоко и практически горизонтально, а средний и нижний миоцен, по видимому, отсутствует или представлен неполной серией осадков небольшой мощности. По всем данным, здесь чувствуется неглубокое залегание погребенного герцинского фундамента.

Близ дельты Аму-Дарьи положительные аномалии этой полосы резко сменяются отрицательными в районе громадной впадины соленой грязи Барса-Кельмес. Природа этой впадины неясна, но несомненно она представляет собой какое-то молодое тектоническое опускание, так как дно ее выстлано средним сарматом, залегающим на 70—80 м ниже, чем во всех окружающих районах. Может быть, это поперечная седловина, связанная с погружением осей погребенных герцинских складок.

К юго-востоку от впадины Барса-Кельмес в западной части дельты Аму-Дарьи между Кунградом и Куня-Ургенчем раньше не было геофизических наблюдений, но, вероятно, аномалии приобретают здесь уже положительный знак, так как дальше к востоку, в Ходжейли, мы встречаем уже аномалию более +30 мгал по Буге (более +40 мгал по Фая), и отсюда, все возрастая в своих значениях, довольно густая сеть их точек тянется прямо на Султан-Уиз-Даг.

Следует заметить, что участки отрицательных аномалий, подобных наблюдаемой во впадине Барса-Кельмес, свойственны и более восточным частям широтной полосы герцинид. Сейчас же за восточным концом Султан-Уиз-Дага мы вступаем в область отрицательных аномалий, которые сменяются положительными лишь на выходах палеозойских пород. Между тем, по геологическим данным, связь Султан-Уиз-Дага через зону отрицательных аномалий с хребтом Нура-Тау несомненна. Видимо, отдельные участки этой полосы герцинид, в силу погружения осей складок или в силу последующих наложенных опусканий, находятся на значительной глубине.

В северной части дельты Аму-Дарьи имеется немного точек гравиметрических наблюдений. Их аномалии колеблются от слабоположительных в г. Чимбае до слабоотрицательных в Кунграде и для структурной интерпретации явно недостаточны. Во всяком случае здесь нет глубокого опускания палеозойского фундамента.

На п-ове Токмак-Ата аномалии сохраняют такой же характер.

## 3

К северу от прослеженной нами полосы положительных аномалий, которая на пространстве от Бузачей до Султан-Уиз-Дага прерывается только во впадине Барса-Кельмес, Устюрт пересекает с запада на восток очень широкая зона отрицательных аномалий силы тяжести. Она начинается от берегов залива Комсомолец, тянется через весь Устюрт и упирается в положительные аномалии антиклинали Ак-Тумсука. По существующим точкам наблюдений можно сделать вывод, что несколько севернее она сливается с зоной отрицательных аномалий Челкарской синклинали, но такой вывод был бы ошибочным, так как редкая сеть определений силы тяжести не дает в этом районе возможности уловить антиклинальное поднятие, соединяющее Чушка-Куль с Ак-Тумсуком.

В пределах описываемой зоны показатели отрицательных аномалий в общем довольно плавно увеличиваются на север и максимальных значений достигают на широте соленых грязей Северо-Устюртской депрессии, где в редукции Буге они колеблются от  $-20$  до  $-30$  мгал, а в редукции Фая от  $-10$  до  $-20$  мгал. Это подтверждает сравнительно глубокое залегание палеозоя в Северо-Устюртской депрессии, чему соответствует особенно полное развитие здесь миоцена и палеогена.

В пределах современной депрессии у северного подножья Устюрта, выполненной каспийскими осадками, величины отрицательных аномалий начинают убывать и местами сменяются слабыми положительными, причем редкие точки тех и других расположены беспорядочно. Может быть, это результат отмеченных выше неточностей. Во всяком случае, палеозой здесь, видимо, несколько приближается к поверхности, чему соответствует непосредственное залегание каспийских осадков на меловых слоях в ряде пунктов вдоль северного борта депрессии.

Еще далее на север, между северным краем Предустюртской депрессии и Эмбой, расположена наиболее интересная зона, геофизические наблюдения в которой позволили А. Д. Архангельскому, а за ним и ряду других исследователей сделать вывод о подземном соединении Урала с Донбассом. Ее необходимо рассмотреть несколько подробнее.

Точки наблюдения здесь крайне редки и отделены десятками километров друг от друга.

К северу от залива Комсомолец, между ним и низовьями Эмбы, располагается участок значительных положительных аномалий. Имеющиеся здесь точки дают аномалии в редукции Буге до  $+25$  мгал и более (в редукции Фая они почти равны в силу нахождения всех точек на равнине с отметками около нуля). Происхождение этих аномалий не вполне ясно, но несомненно, что на севере они захватывают край Эмбенской солянокупольной территории. На самом куполе и нефтяном месторождении Кара-Чунгул наблюдения дали аномалию более  $+10$  мгал. Соединение этого района положительных аномалий через Каспийское море с районом Астрахани произвольно и не основано ни на каких точках. Наблюдения со льда в северном Каспии показывают только прямую связь положительных аномалий района Астрахани и п-ова Бузачи.

От крайней восточной точки наблюдений в районе отмеченных положительных аномалий почти на  $100$  км к востоку и северо-востоку нет гравиметрических данных. Далее к востоку в зоне развития каспийских осадков имеется несколько точек со слабыми положительными аномалиями, не превышающими  $+10$  мгал. Эти-то точки и служат для соединения на геофизических картах положительных аномалий района к северу от

залива Комсомолец и Чушкакульской антиклинали, ближайшая точка наблюдений на которой дает резко отличную величину аномалий, превышающую +40 мгал.

С моей точки зрения, приведенные геофизические данные совершенно недостаточны для обоснования гипотезы о связи Урала с Донбассом. Объяснение их надо искать в другом, а именно — в палеогеографических особенностях южной окраины Эмбенского нефтеносного района в пермское время.

В пределах Эмбенского нефтеносного района общий отрицательный фон аномалий силы тяжести обусловлен не только довольно глубоким залегающим палеозоя, но и наличием в разрезе мощных сравнительно легких масс кунгурской каменной соли. Отрицательные аномалии особенно возрастают над соляными куполами, что используется для нахождения связанных с ними нефтяных месторождений. В межкупольных депрессиях, откуда соль выжата, они нередко имеют нулевую или даже слабо положительную величину.

В центральных частях Эмбенского нефтеносного района весь разрез кунгура сложен чистой каменной солью, которая отлагалась здесь, видимо, на огромном пространстве в виде сплошного горизонта. По восточной окраине бассейна на меридиане г. Актюбинска соль начинает переслаиваться с ангидритами, а затем замещается прибрежной терригенно-сульфатной фацией, в которой соль или отсутствует совсем или залегает небольшими линзами.

По южной окраине Эмбенского нефтеносного района мы можем ожидать такого же порядка смены фаций. Об этом говорит появление в соли наиболее южных куполов прослоев ангидрита и даже различных терригенных пород.

Смена в разрезе мощных масс каменной соли с удельным весом 2,0 столь же мощными массами ангидрита с удельным весом 3,2 не может не повлиять коренным образом на характер гравиметрических аномалий. И, действительно, уже в крайнем на юг куполе Кара-Чунгул, где разрез кунгура, судя по скважинам, сложен более или менее равномерным переслаиванием мощных пачек соли и ангидрита (Косыгин, 1943), мы видим не отрицательную, а положительную аномалию более +10 мгал. Величина ее не меньше всех других положительных аномалий, которые известны на восток отсюда до самой Чушкакульской антиклинали, а через купол Кара-Чунгул, вероятно, никто не отважится вести подземное продолжение Уральского хребта. Это делалось только потому, что карта изоаномал рассматривалась без учета геологической обстановки отдельных точек наблюдений.

Мне кажется, что даже более крупные положительные аномалии района между куполом Кара-Чунгул и заливом Комсомолец могут быть объяснены дальнейшим фациальным изменением кунгурских отложений, при котором происходит замещение галито-сульфатного комплекса Кара-Чунгула сплошным комплексом ангидритов. Величина аномалий, вероятно, объясняется сравнительно неглубоким залеганием этого комплекса. Далее к востоку его поверхность несколько погружается и величины аномалий падают за счет нивелирующего влияния покрывающих его рыхлых осадков мезозоя.

Таким образом, субширотная полоса слабых положительных аномалий, наблюдаемая к югу от Эмбы, объясняется не тектоническими, а палеогеографическими факторами. Здесь проходила прибрежная зона нижнепермского моря, осадки которой представлены мощными толщами

тяжелых ангидритов. Положение этой полосы лишь в самых общих чертах определялось структурными факторами: широтной зоной герцинид на юге и герцинским поднятием Чушкакульской антиклинали на востоке. Палеогеографически вполне допустимо, что в углу между этими структурными единицами береговая линия кунгурского моря образовывала выпуклую дугу, обращенную на юго-восток. Внутри этой дуги, вернее, вдоль ее южного крыла, и располагаются редкие точки слабых положительных аномалий, которые резко отличаются по своему значению от Чушкакульских.

Возникает, однако, вопрос, почему севернее — вдоль западного подножья Мугоджар и Актюбинского Урала — мы не наблюдаем продолжения этой зоны слабых положительных аномалий, связанных с прибрежной фацией кунгура? Ведь там она тоже представлена сульфатным комплексом?

Ответ на это дает различие геологической истории Урала и погребенной зоны герцинид на юге. Урал сравнительно моложе. Соответственно моложе время формирования его краевого прогиба и возраст складчатости в этом прогибе. Кунгурские отложения западного склона Актюбинского Урала сильно складчаты и в синклиналиях погружены на большую глубину под мощные толщи вышележащих пермских и триасовых осадков. Поэтому дать общий фон положительных аномалий они не могут, и последние появляются лишь в зоне выхода на поверхность артинских отложений.

На юге же складчатость, вероятно, началась раньше, предгорный прогиб, как у европейских герцинид, формировался в основном в среднем и верхнем карбоне, а нижняя пермь по северной окраине этого прогиба в структурном отношении соответствует уже мертвому красному лещю и цехштейну Германии, т. е. залегает спокойно, на больших участках почти горизонтально. Этому соответствует то обстоятельство, что в крайних южных куполах Эмбы мы не наблюдаем резкого увеличения мощности покрывающих кунгур пестроцветных образований перми и нижнего триаса. Они ведут себя здесь, как пестрый песчаник Германии, а не как пермская красноцветная формация краевого прогиба Урала.

При таком характере залегания кунгура зона его прибрежных сульфатных осадков, расположенных не очень глубоко от поверхности (вследствие уменьшения мощности пермо-триасовых пестроцветов), вполне удовлетворительно объясняет широкую распылчатую полосу слабых положительных аномалий, наблюдаемых между р. Эмбой и Устьюртом.

#### 4

Нам осталось рассмотреть только аномалии силы тяжести в южной половине Устьюрта. Здесь, прежде всего, следует указать, что выделенной нами синклиальной зоне бессточных впадин, лежащей к югу от Центрально-Устьюртской антиклинали, соответствует достаточно четко выраженная полоса отрицательных аномалий, величина которых в редукции Буге колеблется от  $-10$  до  $-20$  мгал. Эта полоса протягивается от Южного Мангышлака через систему впадин Асак-Аудан к Сары-Камышу, а восточнее — в Хорезмском оазисе — сливается с полосой отрицательных аномалий, которая проходит севернее Центрально-Устьюртской антиклинали. Соединившись, они уходят через Аму-Дарью в южные Кызыл-Кумы.

Южнее этого погружения, от северных Кызыл-Кумов с их грядями палеозоя и докембрия через дельту Аму-Дарьи, Устюрт, Бузачи и далее через Каспийское море на Астрахань проходит другая широкая полоса, в пределах которой мы можем предполагать сравнительно неглубокое залегание герцинских складчатых сооружений. Складки этой полосы служат непосредственным продолжением центральной зоны Южного Тянь-Шаня (Шейве, 1938). Их направление довольно устойчиво продолжает простираение хребта Нура-Тау и Кызылкумских гряд, хотя местами здесь, вероятно, происходят виргации складок, о чем свидетельствует заворот простирающий к северу в западном конце Султан-Уиз-Дага. Северная граница зоны на Аральском море проходит близ п-ова Токмак-Ата, на Каспийском — вдоль южного берега залива Комсомолец.

О характере палеозойских отложений погребенной полосы герцинид мы знаем очень мало. Далекие экстраполяции разрезов Туркестанского хребта и Нура-Тау вряд ли были бы обоснованы, так как для большинства внутренних зон геосинклинальных систем несомненно существенные изменения геологического строения по простирацию.

Наиболее западные выходы древнего основания зоны мы видим в Султан-Уиз-Даге. Породы его разреза можно разбить на три толщи, разделенные угловыми несогласиями. Наиболее древней из них является толща биотитовых парагнейсов, переслоенных мраморами. По исследованиям А. В. Пэка и А. Н. Чуракова (1936), эти гнейсы образовались за счет глубинного метаморфизма каких-то мергелистых осадков. Никаких разностей вулканогенного происхождения среди них не обнаружено. Мощность обнаженной части толщи гнейсов и мраморов — около 4 км.

Выше лежит мощная (тоже около 4 км) однообразная толща темных, обычно почти черных пород, которые одни исследователи называют кремнистыми сланцами, а другие — плитчатыми кварцитами. В этой толще также есть пачки мраморов мощностью до 100—200 м, причем поразительно то обстоятельство, что они чрезвычайно выдержаны по простирацию и прослеживаются на десятки километров, не меняя ни своей мощности, ни своего состава.

Наконец, на западном конце Султан-Уиз-Дага в горах Шейх-Джелель выходит толща зеленокаменно измененных основных эффузивов.

Весь интрузивный цикл Султан-Уиз-Дага, представленный разнообразными породами, от ультрабазитов до плагиогранитов, молже толщи эффузивов. В то же время все интрузивные породы, за исключением наиболее молодых плагиогранитов, метаморфизованы и катаклазированы, что говорит о влиянии на них более поздних процессов складчатости.

В разрезе Султан-Уиз-Дага только верхняя толща эффузивов имеет определенное сходство со спилитовой формацией готландия Мугоджар. Две более древние толщи не имеют близких аналогов в разрезе внутренних зон Уральской геосинклинальной системы. Толща черных кремнистых сланцев не без основания сопоставляется с нижнеготландскими отложениями Тамды-Тау и Нура-Тау. Толща гнейсов и мраморов, может быть, относится уже к протерозою и восточнее на поверхность не выходит.

Западнее Султан-Уиз-Дага на левом берегу Аму-Дарьи выходят низы эффузивной толщи и подстилающие ее кремнистые сланцы (Пэк и Чураков, 1936), а еще дальше к западу, у сел. Мангыт, — кристаллические сланцы, переслаивающиеся с мраморами, прорванные порфиритами и кварцевыми порфирами (Георгиевский, 1937).

Таким образом, в низовьях Аму-Дарьи на небольшой глубине прямо под мелом залегают породы готландия и более древних систем, прорванные различными интрузиями. Молодыми поднятиями по разломам они местами выведены на поверхность.

## 3

О характере палеозойских отложений на западном продолжении герцинской зоны мы можем судить только по составу галек в более молодых осадках. Они неоднократно отмечались в юрских и нижнемеловых отложениях Эмбы и Мангышлака (даже с остатками фауны — Юревич, 1943), но, к сожалению, почти никогда не изучались. Исключением является находка С. Н. Алексейчиком (1940, 1941) в альбе Восточного Мангышлака галечника, состоящего из обломков темных глинистых сланцев с фауной брахиопод и трилобитов нижнего карбона, к которым примешаны гальки таких же сланцев со следами контактового метаморфизма, гальки щелочных гранит-порфиров, микроконгломератов из обломков плагиоклаза с кремнистым цементом, метаморфизованных слюдястых и хлоритовых песчаников.

Материал альбских отложений Мангышлака, как было выяснено мною раньше (Яншин, 1945), приносился с севера. Таким образом, находкой С. Н. Алексейчика установлено распространение к северу от Мангышлака морского нижнего карбона в фации глинистых сланцев. Это обстоятельство, в сопоставлении с герцинским орогенезом Южного Тянь-Шаня, позволяет нам уверенно говорить, что сооружения прослеженной нами зоны были именно герцинскими, а не более древними каледонскими, как можно было бы подумать на основании поверхностного распространения древних формаций в дельте Аму-Дарьи.

Приведенный фактический материал позволяет сделать еще два важных вывода.

Во-первых, разрез закаспийской зоны герцинид существенно отличается от разреза любых зон Урала. В низовьях Аму-Дарьи в протерозое и нижнем палеозое происходило накопление мощных, выдержанных по простиранию толщ карбонатных и кремнистых осадков без каких-либо признаков синхроничного вулканизма. В нижнем карбоне к северу от Мангышлака мы видим развитие темных глинистых сланцев с трилобитами. Все эти формации Уралу совершенно чужды, что указывает на существенно иную историю геологического развития. Часто делаемое сопоставление кристаллических сланцев Урал-Тау с метаморфизованными породами Султан-Уиз-Дага лишено каких-либо оснований. Это породы петрографически и генетически глубоко различные.

Во-вторых, породы герцинской зоны, идущей от северных Кызыл-Кумов к п-ову Бузачи, характеризуют ее как типичную внутреннюю зону геосинклинали. Следовательно, краевой прогиб этих герцинид располагался параллельно ей где-то севернее. Очевидно, в современной структуре ему соответствует депрессия Северного Устюрта и южная окраина Эмбейской солянокупольной области.

## 4

Судя по времени начала накопления мощных параллельных толщ Донбасса, которые тем или иным образом связаны с герцинским орогенезом

более южных зон, судя по времени образования европейских герцинид и центральной зоны Южного Тянь-Шаня, я предполагаю, что закаспийская субширотная зона герцинид несколько древнее Урала. Основная складчатость и общее поднятие, вероятно, произошли здесь еще в московское время, т. е. в среднем карбоне. На Урале в это время мы тоже наблюдаем следы начала крупных тектонических движений, однако среднекаменноугольные осадки с нормальной морской фауной известны в ряде районов его восточного склона. Следовательно, в среднем карбоне Урал представлял собою, может быть, архипелаг поднимающихся островов, но во всяком случае еще не сплошную горную страну. Когда же в верхнем карбоне на Урале началась общая складчатость и горообразование, то на юге эти процессы встречали уже сформированную, поднятую в виде горного хребта зону складчатых сооружений и расположенную вдоль ее северного края крупную широтную депрессию, в которой и происходило их загущение.

Такое предположение представляет собой гипотезу, но такую, которая удовлетворительно объясняет наблюдаемые структурные соотношения и, кроме того, подтверждается еще некоторыми фактами.

Выше было указано, что на восточном склоне Мугоджар в одном из грабенов Мугоджарского антиклинория имеется разрез, в котором верхи визейского яруса, весь средний карбон и, может быть, даже низы верхнего карбона представлены сплошной толщей чистых известняков. Этот разрез совершенно необычен для более северных районов восточного склона Урала, но легко объясняется, если мы допустим, что уже в среднем карбоне к югу от Мугоджар существовала широтная депрессия. На ее южном склоне должны были отлагаться мощные терригенные осадки, а на противоположном северном, который захватывал южную часть Мугоджарского антиклинория, — карбонатные фации.

Второй факт, тоже отмеченный нами раньше (глава VI), заключается в том, что на юге Эмбенского нефтеносного района в пестроцветных отложениях перми и нижнего триаса не обнаруживается резкого увеличения мощностей, которое характерно для них на востоке — в зоне краевого прогиба Урала. Этот факт подтверждает мысль о том, что формирование передового прогиба на юге началось и кончилось раньше. Пестроцветные отложения южной окраины Эмбенской нефтеносной области по условиям своего образования и залегания являются аналогом не красноцветных пермских толщ краевого прогиба Урала, а пермских и нижнетриасовых отложений Германии.

С этим же обстоятельством связана, может быть, и беспорядочность расположения соляных куполов на юге Эмбенской области. В ее восточных районах, где пермские отложения испытали интенсивную линейную складчатость, все проявления соляной тектоники отчетливо приурочены к антиклиналям уральского простирания. В низовьях рек Эмбы и Сагиза, где пермские отложения такой складчатости не испытали, в расположении соляных куполов столь же трудно подметить определенные структурные линии, как и в расположении соляных куполов Ганновера.

Наконец, появление на северном склоне самой северной гряды Кызыл-Кумов — Букан-Тау — мощных обломочных толщ с фауной верхнего карбона (Кулов, 1934) также, мне кажется, говорит в пользу существования к югу от Мугоджар крупной широтной депрессии. Здесь мы видим кусочек южного борта этой депрессии, молласовая формация которой несогласно и трансгрессивно прилегает к складчатым сооружениям широтной зоны герцинид.



Депрессия, которая, по нашему представлению, проходила к северу от южной зоны герцинской складчатости, в структурном и генетическом отношении, конечно, не представляла собой чего-то единого. Ее западная часть, лежащая под Северным Устьуртом и заливом Комсомолец, — типичный краевой прогиб, разивавшийся, вероятно, на докембрийском фундаменте юго-восточной окраины Русской платформы. На северо-востоке он сливается с краевым прогибом западного подножья Урала. Простираения частных структур краевых прогибов, как мы видели, не передаются унаследованной складчатостью и потому в данном случае не могут быть реконструированы, однако вполне возможно, что они носили характер выпуклых к юго-востоку дуг в соответствии с общей конфигурацией изгибавшегося здесь краевого прогиба.

Восточная часть широтной депрессии, расположенная внутри герцинской геосинклинальной области, имела совершенно другое строение. Это была поперечная зона погружения и затухания уральской складчатости. В ее пределах частные структуры сохраняют меридиональное простираение, перпендикулярное общему направлению зоны. Мы уже отмечали, что возникновение такой зоны наводит на мысль о существовании крупного разлома вдоль ее южной окраины — у подножья широтной зоны герцинид.

Западной части зоны погружений, т. е. краевому прогибу южных герцинид, в молодой структуре соответствуют унаследованные депрессии залива Комсомолец и Северного Устьурта, а восточным ее частям — депрессии Аральского моря и левобережья Сыр-Дарьи. Вся эта цепь депрессий испытала значительные опускания в четвертичную эпоху.

### VIII. ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ СКЛАДЧАТОЙ ЗОНЫ МАНГЫШЛАКА

Уже в одной из предыдущих работ (1945) я показал, что Мангышлак представляет собой не самостоятельную геосинклинальную систему мезозойского возраста, а крупный внутренний прогиб герцинской геосинклинальной области с мощным накоплением молласовых формаций в верхнем палеозое и нижнем триасе. Герцинская складчатость здесь закончилась довольно поздно — в среднем триасе, одновременно с окончанием ее в краевом прогибе Урала. В связи с этим стоит типичное развитие здесь унаследованной складчатости вверх до осадков неогена, чего мы не наблюдаем в расположенной к северу зоне герцинид. Мангышлакский нижний триас представляет собой осадки небольшого залива, вдававшегося в межгорный прогиб не дальше Восточного Кара-Тау со стороны древней меридиональной депрессии Палеокаспия, существовавшей как зона погружения осей всех складчатых сооружений еще в верхнем палеозое.

Приведенный выше новый фактический материал лишь подтверждает эти выводы.

Унаследованная складчатость позволила нам проследить складки Мангышлака далеко на восток. Оказалось, что они никуда не заворачивают, но продолжают параллельно южному краю зоны среднекарбонových герцинид через весь Устьурт до аллювиальной равнины Дарьялыка и здесь окончательно затухают.

Ни простираения складчатости, ни история развития не позволяют сопоставлять Мангышлак с Султан-Уиз-Дагом, что делается в очень многих работах. Султан-Уиз-Даг принадлежит более северной зоне герцинид, простираения же Мангышлака, если бы мы продолжили их от места затухания складок на юго-восток, привели бы нас через южные Кара-Кумы

к южному подножью Нура-Тау, где сплошной известняковый разрез верхнего девона, нижнего и среднего карбона (Смирнов, 1937) намечает северный борт крупного межгорного прогиба герцинской складчатой области.

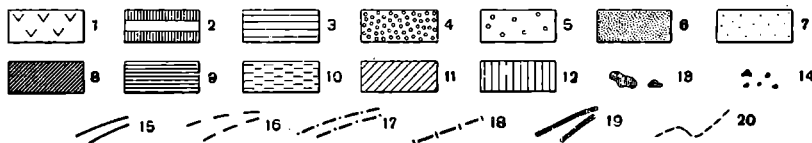
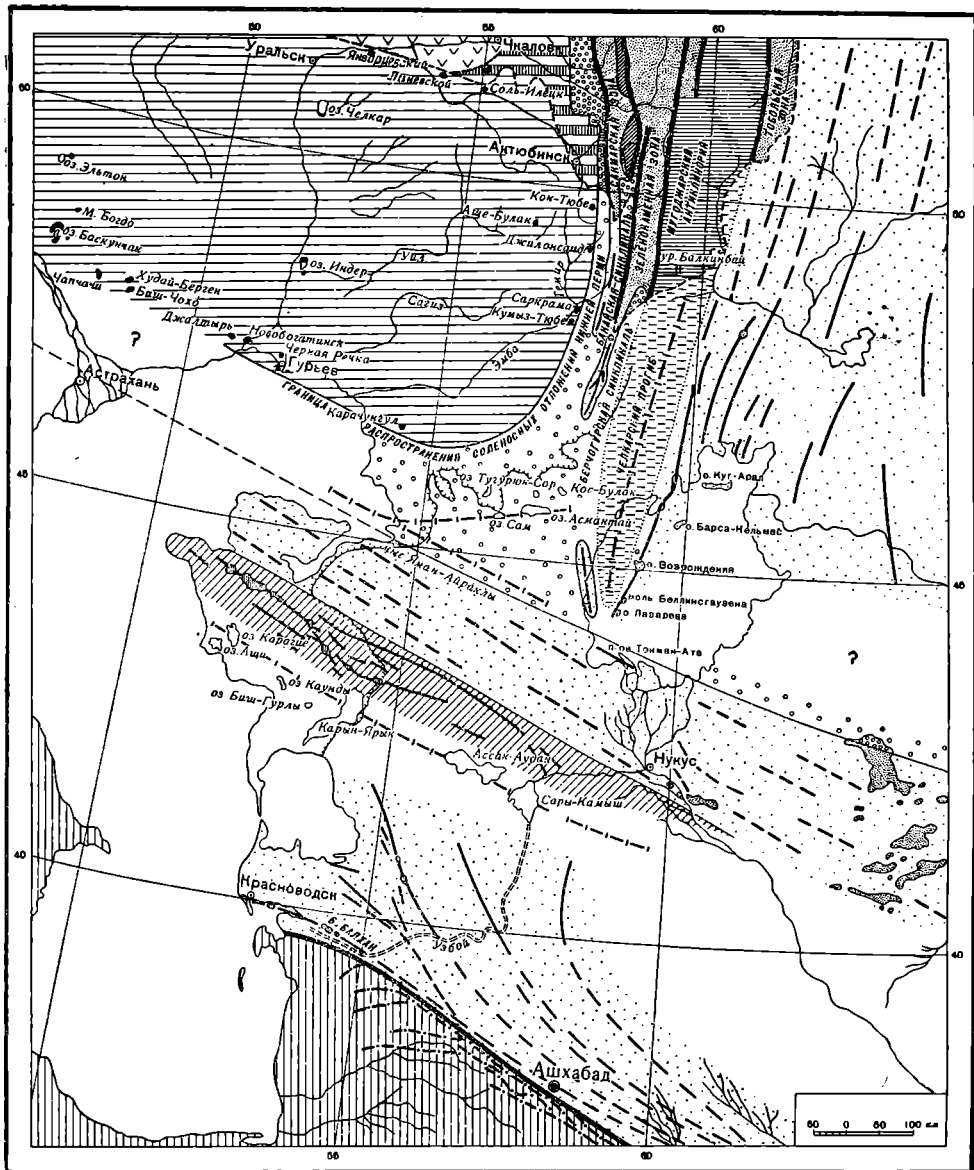
На севере главная Каратауская антиклиналь Мангышлака и ее продолжение — Центрально-Устюртская антиклиналь — непосредственно прилегают к южному краю полосы более древних герцинских сооружений. Их разделяет лишь узкая синклиналь, хорошо заметная на перешейке между Мангышлаком и п-вом Бузачи. В современной структуре эта синклиналь имеет более крутое южное крыло и очень пологое северное.

На юг от мангышлакского пучка складок, подчеркивая их широтные простирания, проходит в том же широтном направлении гораздо более крупная пологая синклиналь бессточных впадин, прослеженная нами от южного Мангышлака до Сары-Камыша. Эта синклиналь не равновелика более мелким по сравнению с ней структурам Мангышлака и происхождение ее неясно. Скорее всего это незаполненная складками продолжающаяся унаследованно прогибаться часть герцинской межгорной впадины. Южный край синклинали, повидимому, гораздо более неровен и расплывчат, чем северный.

К югу от синклинали бессточных впадин, еще под сарматским панцирем юго-западного Устюрта, начинается совершенно иной в структурном отношении район Туар-Кыра и Кара-Кумов. Обычные сопоставления Туар-Кыра и Мангышлака основаны только на внешнем сходстве морфологии унаследованных складок в отложениях юры и мела. По истории же геологического развития эти районы глубоко различны. Для Мангышлака самым характерным является мощное развитие молласовых, а на западе даже нормальных морских фаций в конце палеозоя и самом начале мезозоя. Мощность одного только триаса здесь достигает 4200 м. На Туар-Кыре ничего подобного не было. Аманбулакские конгломераты, приблизительно синхроничные молласам Мангышлака, имеют мощность едва ли больше 250—300 м и должны залегать, как мы видели выше, лишь линзами в депрессиях палеозойского рельефа. В большей части района Туар-Кыра, Красноводского п-ова и Большого Балхана средняя юра, несомненно, залегает прямо на палеозое и притом — палеозое древнем, который выходит на поверхность на северном берегу Красноводского залива, в ядре Туаркырской антиклинали и, повидимому, где-где в ядре антиклинали Большого Балхана.

Этому отвечает сплошное развитие здесь положительных аномалий силы тяжести, которые даже в синклиналях Туар-Кыра имеют более крупные значения, чем на выступах каратауских пород Мангышлака.

Таким образом, в конце палеозоя, когда зона мангышлакских складок испытывала крупные прогибания, определившие всю ее дальнейшую геологическую историю, район Туар-Кыра, Красноводского п-ова и Большого Балхана представлял собой приподнятый массив, сложенный в основном породами древнего палеозоя и размывавшийся. Этот массив, вероятно вместе с территорией современных Кара-Кумов, являлся следующей на юг зоной герцинской складчатости и герцинского орогенеза, которая на востоке соединялась с Тянь-Шанем в районе Зеравшанского хребта. Структура этой зоны сложна и мало расшифрована. Повидимому, ее правильнее всего представлять себе в виде основного субширотного поднятия на юге, от которого ответвлялись на северо-запад пучки складок, затухавшие с приближением к синклинали бессточных впадин и к прогибу Мангышлака.



Фиг. 12. Схематическая тектоническая карта района смыкания Урала, Тянь-Шаня и Мангышлака.

1 — область сравнительно неглубокого залегания докембрийского фундамента Русской платформы; 2 — верхнепермские и нижнетриасовые отложения краевого прогиба Урала на поверхности; 3 — верхнепермские и нижнетриасовые отложения краевых прогибов под более молодыми осадками (область солянокупольной тектоники); 4 — верхнедевонские, каменноугольные и нижнепермские отложения краевых прогибов на поверхности; 5 — те же отложения под более молодыми осадками; 6 — складчатый комплекс палеозойских геосинклинальных систем на поверхности; 7 — то же под более молодыми осадками; 8 — докембрий зоны Урал-Тау; 9 — зона Мугойнарского антиклинория; 10 — его южное подземное продолжение (наложенная Челкарская синклиналь); 11 — зона Мангышлакского межгорного прогиба; 12 — область альпийской складчатости; 13 — выходы на поверхность пермо-триасовых пород в Мангышлакской складчатой зоне; 14 — «прорванные» соляные купола (с выходами на поверхность пород мунгура); 15 — оси унаследованных антиклиналей; 16 — их вероятное продолжение; 17 — оси альпийских антиклиналей системы Копет-Дага; 18 — оси крупных молодых прогибов; 19 — основные разломы; 20 — граница погружения уральского палеозоя и докембрия под сплошной покров мезозойских и третичных осадков.

Южная субширотная складчатая полоса в большей своей части сейчас опущена на значительную глубину и погребена под толщей аллювиальных и эоловых плиоценово-четвертичных отложений в связи с формированием краевого прогиба Копет-Дага. Непогруженной или слабо погруженной она осталась лишь в западной части, соответствующей Большому Балхану и Красноводскому п-ову. Некогда она продолжалась, вероятно, гораздо дальше на запад, в Каспийское море, и, заворачивая на север, подходила к современным берегам Дагестана. При таком допущении всего легче объяснить параллельное берегу моря простираение складок в прибрежных районах Дагестана, их опрокидывание на запад и многие вопросы палеогеографии Восточного Кавказа. Погружение под уровень Каспия этого крайнего западного конца южной полосы герцинид, вероятно, произошло лишь в позднегерциническое время в связи с поднятиями Кавказского антиклинория.

Северные ответвления южной полосы герцинид хорошо различимы по унаследованным дислокациям в толще мезозойских и третичных отложений. Одно из них соответствует антиклинали Туар-Кыра и может быть прослежено дальше на север по гипсометрии подошвы сарматских слоев. Последняя в обрывах Устюрта, прилегающих к мезозойскому полю Туар-Кыра, лежит на отметках 310—330 м, а севернее, вдоль восточного берега Кара-Богаз-Гола, постепенно понижается до отметки 180 м (у родн. Джармамбет). Еще далее на север погружение сармата становится более медленным, но в чинках Карын-Ярыка на оси синклинали бессточных впадин отметки его подошвы понижаются до 100 м. К востоку от Туар-Кыра подошва сармата погружается гораздо быстрее и уже на меридиане колодцев Яныджа на Узбое она лежит также на отметках около 100 м. Изогибсы подошвы сармата четко обрисовывают, таким образом, северную переклираль и западное крыло Туаркырской антиклинали. Ядру второго, столь же ясно выраженного, затухающего на север поднятия сарматских слоев соответствует огромный солончак Кара-Шор. Наконец, третье, менее отчетливое почти меридиональное поднятие сармата намечается восточнее верхнего течения Узбоя. На севере оно погружается под аллювий Куныдарьинской равнины. Все эти поднятия направлены под большим углом к простираению унаследованных складок, лежащих на продолжении складчатой зоны Мангышлака, и отделены от них большой синклиналью бессточных впадин.

Итак, мы видим, что складчатая зона Мангышлака не соединяется ни с Султан-Уиз-Дагом, ни с Туар-Кыром. Широкий межгорный прогиб герцинской складчатой области, из которого она возникла, суживался и выклинивался между зонами герцинских поднятий где-то в Южных Кызыл-Кумах. С приближением к этому месту — под аллювиальными равнинами Хорезма затухает на востоке позднегерцинская складчатость Мангышлака. Изложенные выше представления о структуре закаспийских степей и пустынь графически изображены на фиг. 12.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

А. Д. Архангельским была поставлена проблема юго-восточного окончания Русской платформы и связи ограничивающих ее здесь складчатых сооружений. В своих работах он дал ряд вариантов решения этой проблемы, изменяя их по мере поступления нового фактического материала. Скудость материала не позволила ему сделать окончательные выводы.

Однако в одной из своих работ он дал построения, чрезвычайно близкие к тем, которые вытекают из нового фактического материала. Это его работа с В. В. Федынским, опубликованная в 1936 г. В ней А. Д. Архангельский говорит о том, что, судя по геофизическим данным, складчатые сооружения Тянь-Шаня не соединяются с Уралом, но протягиваются под Устьуртом к п-ову Бузачи, что между ними и Уралом располагается зона «резкого погружения складчатого комплекса», что «мангышлакская складчатость к востоку довольно быстро затухает и ее направление сохраняется в расположенных южнее параллельных ей складчатых полосах, пересекающих Кара-бугаз» (с. 14).

В этой концепции заключены по существу все основные черты нарисованной нами выше картины. Новый фактический материал лишь детализирует и подтверждает ее.

В следующем, 1937 г. А. Д. Архангельский, под влиянием данных ему геофизиками новых карт изоаномал, изменил свои взгляды и выдвинул гипотезу о прямой связи Урала с Донбассом. Эта гипотеза была ошибочной. А. Д. Архангельский в своих последних работах высказывал сомнения в ее правильности и начинал склоняться к мнению о том, что его представления 1936 г. были наиболее отвечающими действительности.

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

- А б и х Г. В. Beiträge zur Paläontologie des Asiatischen Russlands. T. I. Tertiärversteinerungen aus der Umgebung des Aralsees. [Замечания к палеонтологии Азиатской России. Ч. I. Третичные окаменелости из окрестностей Аральского моря]. «Mém. Acad. Sci. SPb.», ser. VI, Sc. mathem. et phys., 1858, с. 7.
- А л е к с е й ч и к С. Н. О нахождении каменноугольных пород на Мангышлаке. «Докл. АН СССР», нов. сер., 1940, т. 28, № 4.
- А л е к с е й ч и к С. Н. Геологическое строение и нефтеносность полуострова Мангышлака. «Тр. НГРИ», нов. сер., 1941, вып. 16.
- А н д р у с о в Н. И. Материалы для геологии Закаспийской области. Ч. 1, Краснодарский полуостров, Большой и Малый Балхан, Джанак, Устьург. «Тр. Арало-Каспийск. экспед.», 1905, вып. 7.
- А н д р у с о в Н. И. Материалы для геологии Закаспийской области. Ч. 2. Мангышлак. «Тр. Петроградск. об-ва ест.», 1915, т. 37, вып. 5; «Тр. Арало-Каспийск. экспед.», вып. 8.
- А р г а н Э. Тектоника Азии. Пер. И. П. Тепляковой. ОНТИ, 1935.
- А р х а н г е л ь с к и й А. Д. Ископаемая фауна берегов Аральского моря. 1. Верхнемеловые отложения, вып. 1. «Изв. Турнестанск. отд. Русск. геогр. об-ва», 1912, т. 8, вып. 2. Научные результаты Аральской экспедиции, вып. 2.
- А р х а н г е л ь с к и й А. Д. Предварительный отчет о геологических исследованиях в низовьях Аму-Дарьи. «Изв. Геол. ком.», 1914, т. 33.
- А р х а н г е л ь с к и й А. Д. Введение в изучение геологии Европейской России. Ч. 1. Госиздат, 1923.
- А р х а н г е л ь с к и й А. Д. О соотношении между аномалиями силы тяжести, аномалиями магнитными и геологическим строением в Восточной Европе. «Тр. Ком. по иссл. Курск. магнитн. аномал.», 1924, вып. 5.
- А р х а н г е л ь с к и й А. Д. Геологические исследования в низовьях Аму-Дарьи. «Тр. Гл. геол.-разв. упр.», 1931, вып. 12.
- А р х а н г е л ь с к и й А. Д. Геологическое строение СССР. Европейская и Среднеазиатская части. НКТП, 1932.
- А р х а н г е л ь с к и й А. Д. Геология и гравиметрия. «Тр. Ин-та геол. и мин.», 1933, вып. 1.
- А р х а н г е л ь с к и й А. Д. (1). Геологическое строение СССР. Западная часть, вып. 2. ОНТИ, 1934.
- А р х а н г е л ь с к и й А. Д. (2). О соотношениях между геологической структурой и аномалиями силы тяжести Европейской части СССР. В кн. Доклады советской делегации VII Конференции Балтийской геодезической комиссии, Ленинград—Москва, 1934, в. 6. М.—Л.—Грозный—Новосибирск, ОНТИ, 1934.

- Архангельский А. Д. Геологическое строение СССР. Западная часть, вып. 1. ОНТИ, 1935.
- Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. «Тр. XVII сессии Междунар. геол. конгресса», ГОНТИ, 1939, т. 2.
- Архангельский А. Д. О строении Русской платформы. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1940, т. 18, № 3—4.
- Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР, т. I. Геологическое строение СССР и его отношение к строению остальной поверхности земли. ГНТИ, 1941.
- Архангельский А. Д., Михайлов А. А., Федынский В. В. и Люстих Е. Н. Геологическое значение аномалий силы тяжести в СССР. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1937, № 4.
- Архангельский А. Д. и Федынский В. В. Геологические результаты гравиметрических исследований в Средней Азии и Юго-Западном Казахстане. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1936, № 1.
- Архангельский А. Д. и Шатский Н. С. Схема тектоники СССР. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1933, т. 11, № 4.
- Архангельский А. Д., Шатский Н. С., Менгер В. В., Павловский Е. В., Херасков Н. П. и др. Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР. Изд-во АН СССР, 1937.
- Безруков П. Л. Верхнемеловые и палеогеновые отложения бассейна р. Тобола. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1934, т. 12, № 2.
- Белоусов В. В. Фации и мощности осадочных толщ Европейской части СССР. «Тр. Ин-та геол. наук АН СССР», 1944, вып. 76.
- Белоусов В. В. Типы складчатости. «Сов. геол.», 1945, сб. 8.
- Бенинг А. Л. Гидрогеологические и гидробиологические материалы к составлению промышленной карты Аральского моря. «Тр. Аральск. отд. Ин-та рыбн. хоз. и океаногр.», 1934, т. 3.
- Берг Л. С. Заметка о верхнемеловых отложениях на берегах Аральского моря. «Бюлл. МОИП», 1903, т. 17, прот. засед.
- Берг Л. С. Аральское море. «Изв. Туркест. отд. Русск. геогр. об-ва», 1908, т. 5. Научные результаты Аральской экспедиции, вып. 9.
- Благовидов Н. В. Физико-географический очерк Устюрта. «Геогр. вестн.», 1925, т. 2, вып. 3—4.
- Вялов О. С. Гидрогеологические исследования степной полосы к югу от р. Эмбы и северной части Устюрта. «Тр. Гл. геол.-разв. упр.», 1931, вып. 61.
- Вялов О. С. О тектонике Устюрта. «Зап. Мин. об-ва», 1933, т. 62, № 1.
- Вялов О. С. Гидрогеологический очерк Устюрта. «Тр. Всес. геол.-разв. объедин.», 1935, вып. 319.
- Георгиевский Б. М. Южный Хорезм. Геология Узбекской ССР, т. 2. ОНТИ, 1937.
- Герасимов И. П. Очерк почв районов бассейнов Верхней Эмбы, Темира и Чегана. Отчет о работах почвенно-ботанического отряда Казахстанской экспедиции Академии Наук СССР, вып. 4, ч. 1. Материалы Ком. экспед. иссл., 1928, вып. 25.
- Герасимов И. П. К истории развития долин речных систем Эмбы, Темира и Чегана. Отчет о работах почвенно-ботанического отряда Казахстанской экспедиции Академии Наук СССР, вып. 4, ч. 2. Материалы Ком. экспед. иссл., 1930, вып. 26.
- Димо Н. Почвенные исследования в бассейне р. Аму-Дарья. «Ежегодн. отд. зем. улучшений», 1914, т. 4, ч. 2.
- Домбровский Б. С. Геологические наблюдения на Устюртском побережье залива Кайдак на Каспийском море. Заливы Каспийского моря Комсомолец (Мертвый Култук) и Кайдак. Труды по комплексному изучению Каспийского моря, вып. 1, ч. 2. Геология, почвы, донные отложения. Изд-во АН СССР, 1938.
- Жуков М. М. О дифференцированных вертикальных движениях берегов Каспия за четвертичное время. «Уч. зап. Моск. гос. ун-та», 1939, вып. 48.
- Жуков М. М. Плиоценовая и четвертичная история севера Прикаспийской впадины. Проблемы Западного Казахстана, т. 2. Изд-во АН СССР, 1945.
- Замятин А. Н. Отчет о геологическом исследовании фосфоритов в восточной части Темирского уезда Тургайской области в 1915 г. «Тр. Ком. Моск. с.-х. ин-та по иссл. фосфоритов», сер. 1, 1918, т. 8.
- Карпипский А. П. К тектонике Европейской России. «Изв. Акад. Наук», 6 сер., т. 13, № 12—15, 1919. Пг., 1920.
- Кесъ А. С. Русло Узбой и его генезис. «Тр. Ин-та географии АН СССР», 1939, т. 30.
- Колов С. Н. Геология Каракалпакии. Каракалпакия. Труды I конференции по изучению производительных сил Каракалпакской АССР, т. I. Изд-во АН СССР, 1934.

- К о с ы г и н Ю. А. Пермские соленосные свиты. Соляные купола Урало-Эмбенской нефтеносной области. Ч. 2. Стратиграфия. Изд-во АН СССР, 1943.
- Л у н п о в Н. П. Геологическое строение северо-восточной части Красноводского района Туркменской ССР. «Изв. Гл. геол.-разв. упр.», 1931, т. 50, вып. 54.
- Л у н п о в Н. П. Геологический очерк Восточно-Карабугазского района по исследованиям 1929 и 1930 гг. «Тр. Всесоюзн. геол.-разв. объедин.», 1932, вып. 269.
- Л у н п о в Н. П. Новые данные по геологии Кара-Кумов в связи с глубоким бурением в районе Серных бугров. «Сов. геол.», 1945, № 5.
- Н а л и в к и н Д. В. и Л у н п о в Н. П. Палеозой Туаркырской антиклинали. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1936, № 4.
- П е й в е А. В. Схема тектоники западного Тянь-Шаня. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1938, № 5—6.
- П е т р у ш е в с к и й Б. А. Структура Тургайской впадины. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1939, № 4.
- П р и г о р о в с к и й М. М. Краткий геологический очерк Мугоджарских гор и смежных частей Тургайской и Уральской степи. «Изв. Геол. ком.», 1914, т. 33, № 8.
- П р и г о р о в с к и й М. М. Из геологических наблюдений в Киргизской степи к югу от Мугоджарских гор. «Геол. вестн.», 1915, т. I, № 2.
- П э к А. В., Ч у р а к о в А. Н. Султан-Уиз-Даг. «Тр. Тадж.-Памирск. экспед. АН СССР», 1936, вып. 73.
- С м и р н о в Н. А. Нуратинские горы. «Геология Узбекской ССР», т. 2. ОНТИ, 1937.
- С м о л к о А. И. (1). Геологические наблюдения в западном Приаралье и восточной части Устюрта. Каракалпакия. Тр. I конференции по изучению производительных сил Каракалпакской АССР, т. I. Изд-во АН СССР, 1934.
- С м о л к о А. И. (2). Проблема нефтеносности Устюртско-Каракумской области. «Нефт. хоз.», 1934, № 6.
- С о б о л е в Д. Н. Эскиз плана и архитектоники кристаллического фундамента Скандо-России. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1926, т. 4, № 3—4.
- С о л у н В. И. Некоторые новые данные о тектонике Устюрта. «Сов. геол.», 1940, № 5—6.
- Ф о р т у н а т о в М. А. и С е р г и е н к о В. Д. Новые данные по морфометрии Аральского моря. «Изв. Всес. геогр. об-ва», 1950, т. 82, вып. 1.
- Ш а т с к и й Н. С. О тектонике Центрального Казахстана. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1938, № 5—6.
- Ш а т с к и й Н. С. Очерки по сравнительной тектонике древних платформ. Статья 1. Структура Восточно-Европейской платформы. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1946, № 1.
- Ю р к е в и ч А. И. Юрские континентальные отложения. Соляные купола Урало-Эмбенской нефтеносной области. Ч. 2. Стратиграфия. Изд-во АН СССР, 1943.
- Я н ш и н А. Л. Тектоника Каргалинских гор. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1932, т. 10, № 2.
- Я н ш и н А. Л. Новые данные о геологическом строении и гидрогеологии района Чушкакульской антиклинали. «Тр. Ин-та геол. наук АН СССР», 1940, вып. 32, сер. геол., № 9.
- Я н ш и н А. Л. О погребенных герцинидах к востоку от Каспийского моря. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1945, т. 20, № 5—6.
- N a u g E. Les géosynclinaux et les aires continentales. «Bull. Soc. Géol. France», 1900.
- S c h w i n n e r R. Die Konsequenz in der tektonischen Entwicklung, erläutert am Gebirgsbau Europas. Intern. Geol. Congress. Washington, 1933.
- S t i l l e H. Formenfolgen der Tektonik in Mitteleuropa und Zentralasien. «Тр. 3 Всес. съезда геологов», вып. 1. Ташкент, 1930.
- S u e s s E. Das Antlitz der Erde, Bd. 2. Buchhandl. Akad. Wiss., Wien, 1888.

И. П. ХЕРАСКОВ

## ГЕОЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС ВОСТОЧНОБАШКИРСКИХ МАРГАНЦЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Вдоль зеленокаменной полосы восточного склона Урала, главным образом в пределах Учалинского, Абзелиловского и Баймакского районов Башкирской АССР, со второй половины XIX в. известны многочисленные марганцевые месторождения. Несмотря на небольшой размер месторождений, их геологические особенности относительно хорошо выяснены разведочными работами и представляют большой интерес с геологической точки зрения.

Наиболее подробные сведения об этих месторождениях можно найти в статьях А. Г. Бетехтина (1940) и Д. Д. Топоркова и К. Е. Кожевникова (1938), но в них освещены лишь результаты первых лет разведки. Дальнейшая разведка, которая продолжалась до 1944 г., дала много новых материалов, существенно дополняющих и меняющих прежние представления.

В течение 1941—1945 гг. автору, по заданию Башкирского главного геологического управления и Всесоюзного института минерального сырья, пришлось принимать участие в поисках и разведке ряда месторождений, а также составлять сводку по всем геологическим и разведочным материалам. В связи с этим автору удалось лично изучить или осмотреть все важнейшие месторождения и уяснить себе их типовые особенности. Минералогический состав руд был изучен В. Н. Разумовой, принимавшей участие в составлении сводки.

В предлагаемой статье мы попытаемся, на основании всех имеющихся данных, заново разобрать геологические условия возникновения месторождений.

Первичный морской осадочный генезис основной массы руд не возбуждал сомнения почти ни у кого из исследователей месторождений. Он хорошо доказывается: 1) приуроченностью руды к определенным стратиграфическим горизонтам; 2) пластообразным залеганием руды, в деталях согласным с вмещающими, заведомо морскими осадочными породами, несмотря на их сложную складчатую структуру; 3) фациальными переходами руды в определенные осадочные породы, которые сами иногда отличаются повышенным содержанием марганца, причем наблюдается характерное для фациальных переходов постепенное выклинивание, расщепление или расплывание пласта руды; 4) слоистыми осадочными текстурами руд, за исключением отдельных явно вторично измененных участков; 5) наличием иногда в руде остатков морской фауны.

Возражения против осадочного генезиса могут быть основаны либо на малой выдержанности рудных пластов, несоизмеримой с выдержанно-



стью пластов руды, например, в третичных осадочных месторождениях типа Чиатур и Никополя, либо на присутствии в руде высокотемпературных минералов (пироксены, гранаты и т. п.).

Первая из этих особенностей объясняется специфическими условиями отложения, которые нам предстоит рассмотреть подробно, а вторая явно обусловлена метаморфизмом. Гидротермальные процессы, связанные и не связанные с метаморфизмом, изредка приводят к образованию жильных руд, видимо латерально-секреционного происхождения (см. Бетехтин, 1944). По сравнению с пластовыми рудами они не имеют большого значения и явно образованы позднее.

Кроме процессов метаморфизма, вблизи поверхности руды сильно изменены процессами выветривания, которые могут приводить к полному преобразованию состава и структуры руды, а также к возникновению штокверковых и гнездообразных форм залегания.

Принимая во внимание первичный осадочный генезис руд, анализ условий их образования удобно начать с выяснения некоторых особенностей всей рудоносной толщи в целом.

### РУДОНОСНАЯ ТОЛЩА

Марганцевые руды подчинены мощной вулканогенной толще верхнесилурийского и девонского возраста, которая почти полностью слагает западную часть восточного склона Южного Урала. Эта толща состоит из многократного переслаивания лав и туфов более или менее однообразного состава; выделяются серии диабазов и спилитов, андезитовых порфиритов и альбитофиров. Ее стратиграфия в основных чертах уже выяснена работами Л. С. Либровича и последующими детальными съемками, которые охватили почти всю рудоносную провинцию.

Марганцевые месторождения в настоящее время установлены в четырех различных стратиграфических горизонтах, расположенных в вулканогенной толще в различных ее частях, от низов до самого верха, и в пределах значительной, если не всей, области ее распространения.

Два рудоносных горизонта в Баймакском районе были установлены Л. С. Либровичем (1936), для которого они под именем бугулугырского и мукасовского горизонтов яшм служили руководящими горизонтами при расчленении вулканогенной толщи. Возраст бугулугырского горизонта, по современным данным, определяется как переходный от нижнего к среднему девону, а мукасовского — от среднего к верхнему. Почти все месторождения Баймакского района относятся к бугулугырскому горизонту (Файзулинские, Губайдулинские, Янзигитово и др.). К мукасовскому горизонту принадлежит лишь Асылдовское месторождение и некоторые незначительные рудопроявления.

Автору удалось показать, что те же горизонты распространены во всем Абзелиловском районе и в южной части Учалинского района, причем и здесь к бугулугырскому горизонту относится много месторождений (Ялимбетово, Аумышево, Аюсазово, Нязгулово II, Габдимово, Куруэльга, Тетраук), а мукасовский горизонт почти не содержит месторождений. Однако ниже мукасовского горизонта, в верхах улутауской свиты (средний девон) в Абзелиловском районе распространены линзы кремнистых пород, с которыми также связан ряд значительных месторождений (Нязгулово I, Кызыл-Таш, Бикулово и др.). Этот горизонт был назван бикуловским. Кроме того, оказалось, что месторождение Уразово

(Учалинский район) лежит стратиграфически значительно ниже бугулу-гырского горизонта, уже в середине ирендыкской свиты и, следовательно, устанавливает особый, уразовский рудоносный горизонт. В дальнейшем О. А. Нестоянова разделила месторождения северной части Учалинского района на приуроченные к уразовскому (Кожаяевка) и бугулугырскому (Байсултан, Сарбай, Никольское и др.) горизонтам. Мукасовский кремнистый горизонт здесь хотя и выражен как особый стратиграфический горизонт, но значительного оруденения в нем не обнаружено.

Мы лишены возможности разбирать в данной статье стратиграфию и фациальные особенности всей вулканогенной толщи и потому ограничимся приведением идеального разреза в том виде, в котором он представляется автору на основании геологических съемок О. А. Нестояновой, Н. П. Спорова, автора и др. в Учалинском и Абзелиловском районах и И. Х. Иванова, Ф. У. Ковалева и Б. С. Ливоника и др. в Баймакском районе.

S<sub>2</sub>

## Сакмарская свита

Черные и серые кремнистые породы и глинистые сланцы с фауной граптолитов и др. от лландоверского до лудлоуского яруса (Орский район) . . . . .

. . . . . до 300—400 м

S<sub>2</sub>+D<sub>1</sub>

## Ирендыкская свита

Диабазы, диабазовые порфириты, спилиты с резко подчиненными им туфами. Иногда подчиненно альбитофиры и их туфы, кремнистые сланцы, а также известняки с фауной уиплоского и лудлоуского ярусов . . . . . до 500—600 м

Пироксено-плаггиоклазовые, реже пироксеновые и плаггиоклазовые порфириты, а также их туфы и брекчии. Иногда подчиненно диабазовые порфириты и диабазы; редко кварцевые порфириты . . . . . до 2000—3000 м

Кремнистые породы и др. (Уразовский рудоносный горизонт, Учалинский район) . . . . . до 30 м

Диабазы, диабазовые порфириты, спилиты с резко подчиненными туфами и линзами яшмовых пород. Переслаиваются и обычно венчаются пачками альбитофиров, кварцевых альбитофиров и их туфов с прослоями яшмовых пород . . . . . до 2000—2500 мм

D<sub>1</sub><sup>2</sup>—D<sub>2</sub><sup>1</sup>

## Бугулугырская свита

Граувакковые песчаники и глинистые сланцы с подчиненными им вулканогенными породами, часто в основании известняки с кобленцкой фауной (северные и частью западные районы) . . . . . до 200—250 м

Кремнистые породы и др. (Бугулугырский рудоносный горизонт). В линзах известняка фауна эйфельского, реже кобленцкого яруса . . . . . до 150 м

D<sub>2</sub>

## Улутаская свита

Альбитофиры, кварцевые альбитофиры и главным образом их туфы; иногда подчиненно песчаники и глинистые сланцы . . . . . до 400—500 м

Пироксен-плаггиоклазовые порфириты, реже пироксеновые, плаггиоклазовые и кварцевые и особенно туфы тех же составов. В верхах толщи горизонт линз кремнистых и ассоциирующих с ними пород (Биколовский рудоносный горизонт). В развитых здесь известняках фауна живетского яруса . . . . . до 1000 м

Альбитофиры, кварцевые альбитофиры и их туфы. Пачка появляется спорадически . . . . . до 50—100 м

D<sub>2</sub><sup>2</sup>—D<sub>3</sub><sup>1</sup>

## Мукасовская свита

Кремнистые сланцы и связанные с ними породы (Мукасовский рудоносный горизонт). Линзы известняков с фауной франского, а иногда, возможно, и живетского возраста . . . . . до 300—400 м

D<sub>3</sub>

## Зилаирская свита

Фангломераты и конгломераты из вулканогенных пород, реже граувакковые песчаники и сланцы. Иногда значительную роль играют вулканогенные породы, особенно породы диабазового состава. Линзы известняков с франской фауной . . . . . до 1500 м  
Граувакковые песчаники с линзами конгломератов и глинистые сланцы. Линзы известняков с франской и фаменской фауной . . . . . до 1000 м и более

D<sub>3</sub><sup>2</sup>

## Киинская свита

Кремнистые породы, частично туфогенные, и известняки с фаменской фауной (Орский район) . . . . . до 200 м

В приведенном разрезе большинство толщ частично и иногда целиком фациально замещают друг друга, так что в любом конкретном разрезе отсутствуют те или иные толщи. Что касается свит, то за исключением киинской и, может быть, сакмарской, они свойственны всей провинции. Общая мощность всех отложений во многих районах превышает 5—6 км.

## РУДОНОСНЫЕ ГОРИЗОНТЫ

Рудоносные горизонты отличаются от вмещающей их вулканогенной толщи характерным комплексом пород, из которых наибольшее значение имеют различные кремнистые породы: красные, значительно реже зеленые яшмы и яшмовидные туффиты, зеленые светлые и красные кремнистые туффиты, темносерые и желтоватые кремнистые сланцы. Эти породы переслаиваются и фациально замещаются глинистыми и более грубозернистыми туффитами, которые могут преобладать. По мере их развития литологическая обособленность горизонта пропадает и он перестает выделяться среди однообразной вулканогенной толщи.

Спорадически среди пород рудоносных горизонтов появляются линзы известняков (брахиоподовые, строматопоровые и др.), которые установлены и на месторождениях (Биккулово, Ниязгулово I, Уразово) и даже среди руды (Куруэльга). Кроме того, к рудоносным горизонтам явно тяготеют, то подстилая, то покрывая их, другие осадочные породы — горизонты песчаников и туффитовых сланцев.

С другой стороны, эффузивы и даже типичные туфы внутри рудоносных горизонтов представляют собой редкость и, повидимому, никогда не соприкасаются непосредственно с рудой.

Образование химических и биохимических осадков часто связывают с перерывами в осадочной серии (марганцевые и железные руды, бокситы, фосфориты). К нашим месторождениям эти закономерности не подходят, так как хотя в основании бугулугырской и мукасовской свит в некоторых местах и вероятны перерывы, но на изученных месторождениях никаких следов перерывов не наблюдалось.

Рудоносные горизонты имеют несколько регионально протяженных фаций. Во-первых, может быть выделена фация преобладания красных яшм и сильно кремнистых яшмовидных туффитов. Она связана постепенными переходами с фацией пестрых кремнистых и песчано-глинистых туффитов, в которой яшмы и близкие им породы занимают весьма подчиненное место. При дальнейшем падении кремнистости горизонт неотделим от вмещающих вулканогенных пород, что можно считать его особой фацией. Первые две фации продуктивны, последняя не продуктивна. Кроме того,

яшмовая фация может переходить в фацию желтоватых и серых кремнистых сланцев с подчиненными яшмовыми породами и далее в фацию одних кремнистых сланцев. Кремнистые сланцы отличаются от яшм обилием глинистого материала и переслаиваются с туффитами. По крайней мере, для мукасовского горизонта наблюдается их переход в глинистые и углисто-глинистые сланцы. В этой последовательности по мере убывания количества яшм продуктивность падает и практически пропадает с исчезновением последних. В пределах распространения фации кремнистых сланцев без яшм часто встречаются ничтожные месторождения выветривания, образовавшиеся за счет пород с повышенным содержанием марганца, но сами они, за незначительным исключением, не содержат первичных руд и, как правило, даже не контактируют с ними.

Вообще следует подчеркнуть, что на всех пластовых месторождениях, хотя бы в виде незначительных линз, встречаются яшмовые породы, соприкасающиеся с рудным пластом. Парагенетическая связь яшм и руды не возбуждает никакого сомнения, так как наблюдается на четырех десятках месторождений.

Наиболее мелководной нам представляется яшмовая фация, где присутствует железо в окисной форме, вследствие чего породы приобретают характерный красный цвет. Обе намеченные выше последовательности фаций с закономерным вытеснением красного цвета зелеными и темными тонами, вероятно, отвечают нарастанию глубин. Дополнительные доказательства этой гипотезы будут даны позднее. Различие между обоими рядами заключается в меньшем участии во втором ряду продуктов вулканических извержений. Соответственно этому кремнистые сланцы часто подстилаются или покрываются песчаниками и глинистыми сланцами, в то время как яшмы и пестрые кремнистые туффиты почти всегда соприкасаются с туфами или эффузивами.

### ФАЦИИ МАРГАНЦЕВЫХ РУД

Рудные пласты обычно имеют мощность в среднем 1—2 м, но она может меняться от нескольких сантиметров до 8—12 м, причем прослойки свойственны яшмовым разновидностям руды, а большие мощности встречаются исключительно в туффитовых разновидностях. По простиранию рудные залежи протягиваются метров на 300 и лишь иногда на 500—600 (Кожаяевка, Нязгулово I). С другой стороны, встречаются и линзочки протяженностью в несколько метров (Янзигитово и др.). Состав руд и вмещающих пород сильно варьирует от месторождения к месторождению, а часто даже в пределах одного и того же пласта.

Из всех марганцевых руд наиболее распространены **б р а у н и т о я ш м о в ы е** руды. Яшмы (кварц и халцедон, пигментированные гематитом) и яшмовидные туффиты (те же яшмы с заметной примесью туффитовых частиц) могут содержать браунит ( $Mn_2O_3$ ) в виде тонких срастаний, но с повышением содержания марганца браунит (с примесью кремнезема) начинает обособляться в виде горизонтов сплюснутых бобовин или в виде линзовидных прослоек, создающих характерную полосчатую текстуру руды. Содержание марганца в этих рудах колеблется от 10% (и менее) до 20, реже 25%, а кремнезема — от 30 до 80%, закономерно падая с возрастанием содержания марганца. Железа содержится обычно 1—3%, что не выходит за пределы обычного его содержания в яшмовых породах. Распространенные среди яшм незначительные пластообразные и гнез-

дообразные скопления гематита с содержанием железа от 10 до 25% всегда обособлены от марганцевой руды. Зато неизменно в руде имеется примесь глинистых частиц, видимо, отсутствующих в гематитовых скоплениях.

Браунито-яшмовая руда вдоль пласта может сменяться пироксено-яшмовой рудой. Пироксен относится к родонит-бустамитовому типу:  $(Mn, Ca)SiO_3$ . Переход происходит постепенно и не сопровождается большими изменениями текстуры и химического состава руды, и лишь содержание марганца обычно возрастает.

Можно выделить особый яшмовый тип месторождений, где руда залегает внутри мощных 10—30-метровых толщ яшмовидных пород и относится к браунито-яшмовому типу с подчиненным развитием пироксено-яшмовых руд. В соседстве с рудой здесь могут появляться прослойки глинистого туффита, более распространенные в контакте с пироксеновыми рудами, появление которых, как правило, сопровождается падением мощности яшмовых пород.

Наряду с яшмовым типом можно выделить другой тип месторождений, который следует назвать переходным или яшмо-туффитовым. На этих месторождениях яшмовые породы также образуют мощные пласты, но руда залегает у их кровли, реже у подошвы или в местах их выклинивания и по крайней мере на некотором протяжении с одного или даже с двух боков контактирует с зелеными кремнистыми или глинистыми туффитами и туфами. Таким образом, в этих местах пласт руды обособлен от пласта яшмы.

Браунито-яшмовые руды на этих месторождениях мало развиты и приурочены к концу рудного пласта, заключенному в яшмовых породах. Основная масса руды обычно представлена здесь богатыми полосчатыми браунит-карбонатно-силикатными и карбонатно-силикатными рудами с крайне изменчивым соотношением компонентов. Эти компоненты всегда более или менее обособляются в отдельные прослойки, линзочки и бобовинки, но бывают и более мощные обособления, например браунита, содержание марганца в которых достигает 60%.

Из марганцевых силикатов наибольшее значение имеют те же пироксены, гранаты и отчасти пьезонит. В среднем силикатные руды обычно содержат 25—40% марганца и столько же кремнезема. В значительном количестве могут присутствовать карбонаты кальция (от 1 до 25%  $CaO$ ). Содержание железа сильно меняется от месторождения к месторождению — от 1—2 до 5—15%. Железистые разности характеризуются появлением гематита как порообразующего минерала. Яшмо-туффитовому типу месторождений свойственны большие изменения в составе руды и вмещающих пород вдоль пласта.

Хорошим простым примером такого типа изменений является рудный пласт месторождения Тетраук. Моноклинално падающий пласт западного крыла на юге залегает в яшмах и имеет браунитовый состав. По направлению на север мощность его возрастает, а кроющая яшма, наоборот, выклинивается, так что пласт лежит уже на контакте яшмы и туффитов; содержание марганца при этом становится максимальным и наблюдается переход к родонитовым рудам. Еще южнее пласт отщепляется от яшмы туффитом и далее руда туффитового состава и яшма как-то выклиниваются, постепенно расходясь друг с другом.

Подобные изменения, не всегда полностью прослеженные, можно видеть и на многих других месторождениях (Нязгулово II, Южное Файзулино, Сарбай, Никольское и др.).

Хотя развитие относительно богатых руд обычно для яшмо-туффитового типа (Уразово, Южное Файзулино, Кызыл-Таш, Кожаявка, Сарбай, Тетраук, Ялимпетово), но все же наблюдается не всегда. Типичным примером может служить Аюсазово. Здесь одни концы пластов залегают в яшмах и сложены браунитово-яшмовой рудой, а другие — в туфах и сложены туффитовыми разностями, так что промежуточное положение, типичное для богатых руд, почти не наблюдается, но и здесь содержание марганца при этом положении пласта достигает максимума.

Третий тип месторождений может быть назван туффитовым. Яшмовидные породы здесь либо почти не развиты, либо почти не соприкасаются с рудой. Этот тип наиболее характерен для месторождений с железистыми рудами, залегающими в порфириновых туфах (Ниазгулово I, Бикулово, Куруэльга). Руды здесь имеют отчетливо туффитовый облик, и марганец находится главным образом в силикатной или карбонатной форме. Браунит, видимо, встречается лишь там, где руда соприкасается с яшмой. Среди силикатов в более богатых разностях, кроме марганцево-кальциевых пироксенов и гранатов, может встречаться пироксмангит (марганцево-железистый пироксен), сюрсассит (?) и др. Содержание марганца здесь не превышает 20%, но зато содержание железа может возрастать до 15%, что сказывается в обильном развитии гематита.

Содержание кремнезема всегда ниже, чем в яшмовых рудах, что, видимо, в основном обусловлено примесью обломочного материала.

Таким образом, на наших месторождениях в окисной фации марганец обычно выпадает совместно с кремнеземом, а в карбонатной фации может выпадать совместно с окислами железа.

Для месторождений туффитового и отчасти яшмо-туффитового типов очень характерно окончание рудных пластов по простиранию и падению переходом в мощный пласт пьомонитового туффита с ничтожным содержанием марганца. Вмещающими породами такого туффита являются обычные туфы.

Несколько схематизируя разобранный материал, получаем следующую картину смены фаций:

1. Браунитовые руды внутри красных яшм и яшмовидных туффитов.
2. Смена браунитовых руд карбонатно-силикатными на контакте яшмовых и туффитовых пород или иногда еще внутри яшмового пласта, редко внутри туффитов.
3. Карбонатно-силикатные руды внутри серых и зеленоватых туффитовых пластов.

Иногда один и тот же рудный пласт может залегать во всех трех типовых положениях (Аюсазово, Тетраук и др.), но чаще одна или две из перечисленных фаций плохо развиты или не прослежены.

Фаціальный переход яшмового пласта в туффиты обычно сопровождается расщеплением первого на несколько ветвей с увеличением общей мощности всей пачки. Рудные пласты при этом располагаются как бы в пазах разветвляющегося пласта яшмы и также в ту же сторону иногда разветвляются или увеличивают свою мощность за счет засорения туффитовым материалом.

Трем выделенным типам месторождений соответствует преобладание того или иного типового положения пластов. Вместе с тем они легко могут быть сопоставлены с ранее выделенными главными фациями рудоносных горизонтов. Яшмовый тип месторождений характерен для фации преобладания яшмовых пород. Фации кремнистых туффитов и фации кремнистых сланцев с линзами яшм свойственен переходный яшмово-

туффитовый тип, а яшмовый встречается редко. Туффитовый тип месторождений развивается там, где наблюдается переход к фации невыраженного рудоносного горизонта, там, где характерные для него породы появляются лишь линзами.

Пространственное обособление браунитовых и силикатно-карбонатных руд в пределах одного и того же пласта или даже в разных пластах и месторождениях сопровождается, таким образом, аналогичными изменениями в фациях вмещающих пород. Это показывает, что минералогические изменения в составе руды обусловлены первичными различиями в составе руды, вызванными различным ходом метаморфизма. Попытаемся теперь восстановить первоначальный состав руды.

Марганцевые силикаты свойственны только метаморфизованным месторождениям и представляют собой явные новообразования. При петрографическом изучении руд были установлены следы замещения марганцевых карбонатов марганцевыми пироксенами, оливином, гранатами. Весьма вероятно, что аналогичным путем образуется и пьезонтит. Образование пироксенов происходит, очевидно, в результате взаимодействия карбонатов с кремнеземом, который всегда присутствует в руде. При недостатке кремнезема образуется марганцевый оливин, как минерал недонасыщенный кремнекислотой. Образование гранатов и пьезонтита требует участия в реакции туффитовых частиц, причем пьезонтит, вероятно, образуется при избытке туффитовых частиц, так как он распространен главным образом в туффитовых разностях руд и представляет собой минерал, относительно бедный марганцем.

Карбонаты марганца, по видимому, следует рассматривать как реликты первичного минералогического состава руды, испытавшие в процессе метаморфизма лишь перекристаллизацию.

Браунит в условиях регионального метаморфизма наших месторождений, несомненно, устойчивый минерал и не реагирует с кремнеземом и туффитовыми частицами. Эта устойчивость может быть обусловлена лишь тем, что для соответствующих реакций необходимо восстановление марганца, так как в силикаты марганец входит почти исключительно в закисной форме. Окисную форму марганца мы вправе поэтому рассматривать как унаследованную от первичного осадка и считать, что браунит образовался из окисной фации путем дегидратации и, может быть, некоторого восстановления псиломеланов.

Браунитовые и карбонатно-силикатные руды мы рассматриваем, таким образом, как переработанные метаморфизмом соответственно окисные и закисные фации первоначального осадка. Это заключение находится в полном соответствии с выводами о фациях вмещающих пород.

### УСЛОВИЯ ОТЛОЖЕНИЯ РУДЫ

Руда формировалась в виде химического или биохимического осадка на дне моря в относительно мелководных условиях. Мелководность яшм, а тем самым и руды, была установлена Л. С. Либровичем (1936), который убедительно опроверг старую гипотезу об обязательном глубоководном образовании яшм (по аналогии с радиоляриевым илом), выдвинутую для уральских яшм Ф. Н. Чернышевым. Доказательства основаны на тесной ассоциации яшм с такими породами, как ракушечные и рифовые известняки и грубообломочные породы, а также на находках в самих яшмах бен-тонной фауны.

Осадкообразование протекало в очень сложных и изменчивых условиях, что видно из большого разнообразия в типах пород и из быстрых фациальных и стратиграфических смен последних. Повидимому, наблюдающиеся фациальные изменения невозможно объяснить иначе, как сложным и изменчивым рельефом дна моря, вероятно с наличием островов и относительно глубоких впадин. Вулканические эманации могли местами значительно изменять нормальный придонный химический режим морской воды, препятствуя, например, отложению известняков.

Прибрежные фации устанавливаются лишь в редких случаях. Местами это, несомненно, были грубообломочные туфогенные породы, которые мы часто встречаем в основании рудоносной толщи на многих месторождениях. В других случаях могли быть распространены и более мелкозернистые прибрежные осадки, но мы не имеем возможности отличить их от более глубоководных.

Яшмовидные породы красного цвета являются, по всей вероятности, наиболее мелководными из вмещающих руду пород. Близки им по глубине отложения сравнительно редкие красные глинистые туффиты. Различие в составе между ними, вероятно, зависит не от глубины, а от других причин. Верхняя граница возможного отложения руды в ее окисной фации была, повидимому, ниже, чем красных яшм, так как руды постоянно выклиниваются внутри яшмовидных пород.

Для всех этих тонкозернистых пород должна быть предположена глубина, защищающая их от сильного волнения, но надо думать, что осадок, богатый коллоидом, сравнительно устойчив к действию волн. Трудно представить себе, чтобы такие осадки образовывались в углублениях дна, как это предполагали некоторые исследователи, так как при том резком рельефе дна моря, какой существовал в то время, почти невозможно представить себе значительные углубления, в которых бы осадкообразование шло в окислительной среде и в которые бы не поступал обломочный материал.

Мы думаем, что это были вершины, чаще склоны и иногда западины на склонах различных подводных возвышенностей. Такие места были защищены от источников обломочного материала рывтинами, через которые могла переноситься и оседать лишь взвешенная в воде муль и которые, естественно, хорошо аэрировались.

Рудоотложение, как правило, происходило на достаточно наклонном дне. Так легче всего объяснить те сильные фациальные изменения, которые мы встречаем на месторождениях, и в первую очередь быструю смену окислительной фации фацией восстановительной. А. Г. Бетехтин (1944), — повидимому первый исследователь, который установил вообще на марганцевых месторождениях такие фациальные переходы, — объяснял эти смены нарастанием глубины. Интересны его цифры ширины полосы распространения окисной и карбонатной фаций: для Чиатур — несколько километров, для Полуночного — несколько сот метров. Обширное развитие карбонатной фации, установленное нами, позволяет решить этот вопрос и для башкирских месторождений. Полная смена фаций происходит здесь на расстоянии одной—трех сотен метров, т. е. еще быстрее, а следовательно, и уклоны здесь были значительно круче.

Условия, благоприятные для накопления окисных соединений марганца, а отчасти и железа, были в общем благоприятны и для выпадения кремнезема, что позволяло лишь в исключительных случаях образоваться богатым браунитовым рудам, так же как и гематитовым скоплениям, залегающим всегда обособленно друг от друга. Закисная фация марганцевых руд, напротив, заметно выходит за пределы области, благоприятной для выпадения



ния кремнезема, но может совпадать с местами выпадения окислов железа (железомарганцевые руды).

Окончание рудообразования вниз по склону часто было обусловлено интенсивным накоплением обломочного материала, который переносился (волочился) водой по подводным желобам. Так объясняются частые окончания слоев по первичному падению путем расщепления и распыливания.

### ОСАДКООБРАЗОВАНИЕ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА

Поскольку мы объясняем различие в фациях рудоносных горизонтов влиянием рельефа дна моря, следует рассмотреть генезис последнего. Образование значительных неровностей на дне моря вряд ли можно объяснить без участия дифференциальных тектонических движений. Даже в том случае, если они могут быть целиком объяснены расположением вулканов, косвенное влияние тектонического фактора несомненно.

Мы постараемся показать, что эти неровности в основном были эмбрионами современных складчатых структур или, иными словами, что осадконакопление силур-девонской вулканогенной толщи шло одновременно со складкообразованием, согласно тем общим представлениям, которые были развиты Н. С. Шатским (1937, 1939) и др.

Для того чтобы доказать это положение, необходимо показать, что изменение фаций и мощности идет преимущественно вкостр простирания складчатых структур, причем по падению слоев наблюдается появление более глубоководных фаций и нарастание мощностей (исключая случаи фациальных замещений). Отдельные исключения из этого правила, конечно, вполне возможны, так как полного соответствия между формой современных складок и их эмбриональной формой не может быть, а кроме того, не все складки возникали одновременно и часть их могла возникнуть позднее отложения слоев. Однако непосредственное прослеживание слоев по падению затруднено условиями наблюдения и потому должно быть дополнено другими методами.

На всех разведанных на глубину месторождениях с устойчивым на большом протяжении наклоном слоев по падению наблюдаются быстрые фациальные переходы от более мелководных красных яшмовых и браунитовых фаций к зеленым туффитовым первично-марганцево-карбонатным. Параллельно идет нарастание мощности рудоносной пачки, хотя мощность самой руды вначале нарастает, а затем падает. Известны девять таких месторождений.

По данным С. Х. Туманова, на Ялимпетовском месторождении мощность рудного пласта меняется в направлении падения значительно быстрее, чем по простиранию, вначале возрастая, а затем падая, причем с глубиной исчезают линзочки яшм. На Нязгулове I при большей изменчивости пласта по падению (в среднем в 3—4 раза) по сравнению с простиранием наблюдается, в общем, либо уменьшение мощности руды, либо ее возрастание за счет расщепления или развития некондиционных разностей. Яшмовидные туффиты по падению исчезают из разреза. Петрографически руды не охарактеризованы.

На Кожаяевском месторождении, по данным Сухоручкина, при большой выдержанности по простиранию пласт на поверхности местами выклинивается в яшмах, а на глубине до 50 м наблюдается сначала нарастание его мощности, а потом расщепление пласта и яшм на отдельные слои

прослоями туффигов. Петрографический состав гематито-карбонатно-силикатной руды меняется слабо.

На Южном Файзулинском месторождении, по данным Д. Д. Пенниского, наблюдается переход по падению маломощной браунито-яшмовой руды в яшмах в силикатно-карбонатную руду в зеленых кремнистых туффитах. Очень сильны здесь изменения и по простиранию с особенно наглядным выклиниванием и расщеплением яшм, в пазах которых являются три рудных пласта. И все же линия максимального изменения фаций отклоняется от линии падения не более чем на  $30^\circ$ .

Наиболее ясно быстрое исчезновение пласта по падению наблюдается на месторождении Бикулово. Здесь, по данным В. Н. Разумовой и автора, при длине по простиранию более 350 м, 3—4-метровый рудный пласт, в настоящее время полностью выработанный, исчезает на глубине 10—20 м, причем, как это видно в карьере, иногда он сходит круто на клин, а иногда расплывается, и силикатно-туффиговая руда превращается в гематито-пьемонтитовый туффит. Еще быстрее выклиниваются маломощные прослой яшм, а подстилающие руду красные туффиты протягиваются дальше, но затем также сменяются зелеными грубозернистыми туффитами.

В Аюсазове, по данным К. П. Сопиной и личным наблюдениям, по падению слоев происходит выклинивание красных яшмовидных туффигов, а рудный пласт, первоначально залегавший в яшмах, переходит в туффиты и расщепляется на два пласта, разделенные туффитом до 20 м мощности. Это расхождение пласта продолжается и после перехода через ось синклинали, что может быть отнесено за счет отклонения современной структуры от первоначальной и некоторой миграции оси синклинали. Состав руды, по отрывочным данным, меняется по падению от браунитового к силикатному.

Сходные изменения наблюдаются на месторождениях Ниязгулово II, Кызыл-Таш и Губайдулино.

Чтобы обнаружить более крупные фациальные изменения, необходимы исследования на большем интервале высот, чем тот, который дают разведочные выработки. С этой целью мы должны сравнить фации осевых частей больших поднятий с фациями их крыльев и осей прогибов, воспользовавшись выходами, связанными со складчатостью второго порядка. Для такого сравнения пригоден материал по бугулугырскому, бикуловскому и мукасовскому горизонтам, так как выходы уразовского горизонта имеются лишь в немногих местах.

Наиболее крупное и выдержанное поднятие района — Ирендкская антиклиналь, в основном сложенная порфиритовой серией ирендкской свиты, на которой непосредственно и, повидимому, без перерыва залегают кремнистые породы бугулугыра. Таким образом, в разрезе отсутствует вся верхняя толща ирендкской свиты, появляющаяся, и то не в полном развитии, лишь на северном и южном периклиналильном окончаниях антиклинали, соответственно в Уразовском районе и на юге Баймакского. На востоке к главной антиклинали, на параллели г. Баймака и в Уразовском районе, примыкают две антиклинали меньшей амплитуды — соответственно Бугулугырская и Аюсазовская. В обеих этих антиклиналях бугулугырский горизонт подстилают мощные альбитофировые и диабазоспилитовые серии верхней части ирендкской свиты, которые фациально замещают порфиритовую толщу главной антиклинали. Отсюда видно, что фациальные изменения ирендкской свиты хорошо увязываются со структурой.

Бугулугырский горизонт сохранился в двух небольших синклиналиях близ оси ирендкской антиклинали: в Баймакском районе, где к нему

приурочено Губайдулинское месторождение, и на севере Абзелиловского района, где с ним также связано марганцевое оруденение. В обоих случаях установлены фация преобладания красных яшм и яшмовый тип месторождений.

Южное периклинальное окончание Иренддыка недостаточно изучено, но на северном окончании отчетливо представлены относительно более глубоководные фации. Бугулугырский горизонт здесь, в Уразовском районе, представлен фацией кремнистых сланцев с отдельными линзами яшм, к одной из которых приурочено месторождение переходного типа (Тетраук). Кроме того, здесь он подстилается нижним глинисто-песчаниковым горизонтом бугулугырской свиты. Все эти отложения образуют несколько синклиналей, вдавленных в тело Иренддыкской антиклинали.

По западному крылу Иренддыка, из-за структурных особенностей, бугулугырский горизонт почти не распространен и недостаточно охарактеризован. Зато по восточному склону он протягивается на значительное расстояние, причем, изгибаясь, причленяет к Иренддыкской антиклинали и упомянутую выше Бугулугырскую антиклиналь.

В общем он представлен здесь также фацией преобладания красных яшм с многочисленными месторождениями яшмового типа (Северное Файзулино и др.). Однако на севере и на юге этой полосы наблюдается переход в относительно более глубоководные фации: на юге, на коротком протяжении, отмечается переход яшм в зеленые и темные туффиты, и развиты месторождения переходного типа (Среднее и Южное Файзулино); на севере происходит постепенное замещение фацией кремнистых сланцев, а у конца полосы находится месторождение туффитового типа (Куруэльга). Оба эти перехода в туффитовые фации приурочены к современным погружениям оси Иренддыка. Наоборот, в одном из мест воздымания оси, в поперечном перегибе прилегающей синклинальной зоны, в небольшой антиклинали бугулугырский горизонт выходит еще в яшмовой фации (Янзигитово), что указывает на относительно далекое распространение этой фации на восток.

Таким образом, распределение фаций бугулугырского горизонта показывает, что в эпоху его отложения на месте Иренддыка было крупное поднятие, но менее длинное и более широкое, чем современная антиклиналь.

В расположенной восточнее Иренддыка меньшей по амплитуде Аюсазовской антиклинали закономерности расположения фаций по существу аналогичны.

В отличие от Иренддыка налегание бугулугырского горизонта непосредственно на порфиритовую серию иренддыкской свиты установлено лишь в районе Кусимова. Здесь в осевой части антиклинали бугулугырский горизонт в небольшой синклинали представлен красными яшмами; к нему приурочено Кусимовское месторождение яшмового типа. Начиная от Кусимова и далее на север западное крыло антиклинали обрвано надвигом. Южнее Кусимова вдоль западного крыла бугулугырский горизонт развит в фации яшм, переходящей уже в фацию кремнистых сланцев, и отделен от порфиритовой серии иренддыкской свиты горизонтом альбитофиров.

Вдоль всего восточного крыла и на северном периклинальном окончании бугулугырский горизонт перекрывает полный разрез иренддыкской свиты. На северной периклинали он представлен относительно глубоководными фациями кремнистых сланцев с линзами яшм без месторождений. На восточном крыле развита фация пестрых туффитов с многочисленными

месторождениями яшмового, переходного и туффитового типа (Ниазгулово II, Аюсазово, Ялимшество и др.).

Меньшая амплитуда Аюсазовской антиклинали по сравнению с Ирендкской, как мы видим, отразилась на фациях ее крыльев. Возможно, что в эпоху образования бугулугырского горизонта она даже не всюду была выражена как отчетливое поднятие. В небольшой Бакрузякской складке, как бы продолжающей Аюсазовскую антиклиналь на юг, бугулугырский горизонт вообще не выражен, что, может быть, указывает на еще большие глубины моря в этом месте.

Условия наблюдения не позволяют установить, как представлен бугулугырский горизонт в синклиналиях, разделяющих и окаймляющих Ирендкскую и Аюсазовскую антиклинали, и мы можем только констатировать тенденцию к переходу по направлению к ним в относительно более глубоководные фации.

Выходы более молодых рудоносных горизонтов, в противоположность бугулугырскому горизонту, приурочены не к антиклиналям, а к крупным синклиналиям. Поэтому материал по их фациальному составу хорошо дополняет данные по бугулугырскому горизонту. Во всех выходах наблюдаются относительно глубоководные фации кремнистых сланцев с крайне редкими линзами яшм (мукасовский горизонт) или фация изолированных линз пестрых туффитов, доходящая до полной невыраженности горизонта (бикуловский горизонт). Позволительно предположить, что более мелководные фации были распространены в пределах современных антиклиналей и ныне размыты.

Подтверждение этого предположения мы находим в интересных особенностях структуры месторождений различного типа. Из пяти-шести месторождений бикуловского горизонта четыре имеют антиклинальную структуру (Ниазгулово I, Бикулово, Кызыл-Таш, Исяново). Из многочисленных месторождений бугулугырского горизонта такой структурой обладает лишь одно Тетраукское месторождение. Этот факт находится в полном соответствии с малым распространением на поверхности относительно глубоководных фаций в Бугулугыре, так как все антиклинальные месторождения приурочены только к последним.

Напротив, в пределах распространения мелководной яшмовой фации известно несколько месторождений синклинальной структуры бугулугырского (Кусимово, Губайдулино, Северное Файзулино) и Уразовского (Уразово) горизонтов. В других фациях месторождений с такой структурой нет.

Такое распределение может быть объяснено лишь тем, что в областях региональных поднятий для рудообразования были благоприятны понижения, в том числе те мелкие прогибы, из которых возникли современные синклинали. Наоборот, в областях относительного прогибания те же условия создавались на мелких поднятиях, из которых образовались антиклинали. Видимо, для рудообразования был благоприятен лишь определенный интервал глубин.

Месторождения синклинальной структуры отличаются от других также большей мощностью рудоносного горизонта и многопластовостью. Между тем, за одним исключением, все антиклинальные месторождения имеют только по одному пласту, а в месторождениях с моноклинальной структурой обычно не бывает больше двух пластов. Если, как мы полагаем, синклинальные месторождения в эпоху отложения были западинами, то эти особенности получают естественное объяснение.

Новое доказательство этого положения можно получить при механи-

ческом анализе структуры рудоносных горизонтов. Кремнистые породы, слагающие рудоносные горизонты, особенно если они образуют синклинали, отличаются крайне интенсивной и прихотливой мелкой складчатостью, которая могла возникнуть лишь в очень пластичных породах. Они не могут быть объяснены только обилием плоскостей полойного скольжения, так как последние не всегда обильны, а кроме того, форма складок, имеющих большую телесную кривизну, требует именно пластичности осадка. А так как кремнистый осадок вряд ли мог долго сохранять свою пластичность, то и в геометрии структуры мы находим указание на то, что период отложения и период дислокации не могли значительно отличаться друг от друга.

Таким образом, вся совокупность фактов, касающихся распределения фаций рудоносных горизонтов и месторождений, доказывает, что сложный рельеф морского дна в эпоху их образования был отражением развивающейся складчатой структуры. Вместе с тем изменения в строении ирендыкской свиты показывают, что структурные элементы теснейшим образом связаны с двумя типами вулканизма, выделенными для Урала В. М. Сергиевским, а именно: кератофиристо-сплитовым вулканизмом и вулканизмом порфиристовых пород андезито-базальтового состава. Последнее обстоятельство приобретает значение при рассмотрении первичных источников марганца.

### ПЕРВИЧНЫЕ ИСТОЧНИКИ МАРГАНЦА

Дальнейший анализ условий рудообразования заключается в определении первичного источника марганца, а также кремнезема и железа, которые отложились совместно с ним. Как известно, различные исследователи решают этот вопрос различно.

В. И. Вернадский (1937), повидимому, считал, что морские месторождения образуются за счет общего резерва растворенного марганца, находящегося в морской воде, который извлекается и переводится в нерастворимое состояние особыми организмами. Биолитное происхождение при этой гипотезе обязательно, так как концентрация марганца в морской воде  $10^{-8}\%$ . Поскольку организмы, усваивающие марганец из морской воды, установлены, важнейшее затруднение, которое встречает эта гипотеза, представляет вероятная геологическая медленность предполагаемого образования отдельных марганцевых желваков, которые встречаются в современных морях и для которых как будто устанавливается геологическая длительность их образования (Курбатов, 1939), но едва ли ее можно использовать для объяснения образования мощных пластов руды, да еще в условиях «живой» геосинклинали.

Наиболее излюбленной гипотезой для объяснения образования марганцевых, железных и алюминиевых руд, а также кремнистых пород типа яшм, является гипотеза поступления в море растворов выветривания, которую развивали А. Е. Ферман (1939), В. Линдгрем (1934), Хьюитт (1936), А. Г. Бетехтин (1944), Л. В. Пустовалов (1940), Б. П. Кротов (1943) и отчасти Н. М. Страхов (1940 и 1941) и др. Для башкирских месторождений эта гипотеза была разработана А. Г. Бетехтиным (1940).

Предполагается, что из континентальных вод, поступавших в море, в результате возрастания щелочности выпадали из истинных или коллоидных растворов соединения марганца, железа, кремнезема и др., причем

был сделан ряд попыток теоретически определить последовательность их выпадения. Эта теория также встречает большие затруднения как общего, так и специального характера. Из общих возражений отметим следующие.

Во-первых, крайне любопытно, что никогда реально не наблюдался сколько-нибудь полный ряд указанных осадков. Мы знаем марганцеворудные, железорудные и бокситовые, фосфоритовые и другие районы, в которых встречаются и химические осадки другого типа, но временно-пространственная обособленность различных руд столь велика, что нет никакой возможности определить по геологическим признакам последовательность выпадения окислов. Теория обязана объяснить эту избирательность, что до сих пор не сделано.

В тесной связи стоит и второе возражение. Не наблюдается никакой зависимости между областями распространения тех или иных руд указанного типа и распространением пород, специфически обогащенных данным элементом. Этот аргумент имеет большое значение для марганца, кларк которого равен 0,1%. Кроме того, для марганца не известны никакие процессы выветривания, которые бы избирательно выносили его отдельно от железа, алюминия и т. д.

В-третьих, структурные особенности руд и их количества требуют поступления еще больших количеств концентрированных гелей, между тем как обычные континентальные воды сильно разбавлены. Сила этого возражения признается и защитниками рассматриваемой теории. Его обходят, либо привлекая для объяснения рудообразования «лагунные условия», что в большинстве случаев, в частности и для наших месторождений, может быть опровергнуто геологическими данными, либо вводя биологический фактор. Например, А. Г. Бетехтин (1944) допускает периоды массового расцвета марганцевых организмов, вследствие чего резко увеличивалось поступление марганца в растворы. Однако, если известны организмы — осадители марганца, то таких организмов, которые бы стимулировали растворение, мы не знаем, и с энергетической точки зрения их существование мало вероятно. Но даже если бы концентрированные растворы и поступали в море, они должны были бы осаждаться вблизи берега, между тем в большинстве случаев рудообразование, несомненно, шло в некотором отдалении от последнего.

В-четвертых, крайне трудно предположить значительное поступление растворов выветривания в тот или иной участок моря без засорения его обломочным материалом, в котором теряется химический осадок. Повидимому, обычно это и случается с теми соединениями марганца, железа и алюминия, которые переносятся с суши. Н. М. Страхов (1941) обходит это затруднение, предполагая, что рудообразование шло вдали от устьев больших рек за счет подземных вод, вытекавших в море. Но если это были обычные воды поверхностного происхождения, то непосредственный дренаж подземных вод морем не может быть большим, так что вряд ли такая точка зрения имеет какие-либо преимущества перед стройной теорией В. И. Вернадского. Предположение же о водах другого происхождения переносит нас уже к гипотезам иного порядка.

Возражения против применения теории растворов выветривания к башкирским месторождениям вытекают из палеогеографических представлений. Область месторождений в период рудообразования была удалена от каких-либо значительных участков суши. Что касается вероятного существования островов, то, учитывая большую тектоническую подвижность области в то время, мы должны предполагать, что они имели скорее скалистый характер и были поставщиками обломочного материала, а не

растворов, образовавшихся в результате относительно полного химического разложения пород. В рудоносной толще мы видим громадное преобладание обломочного материала, часто грубого, и не находим никаких следов пород, подвергшихся древнему выветриванию.

Помимо того, эта теория пренебрегает приуроченностью месторождений к вулканогенной толще. Рудоносные горизонты располагаются во всех частях последней, что наталкивает на мысль о их связи с вулканизмом. Хотя они и образовывались, несомненно, в эпохи затухания вулканической деятельности, но затухания неполного, так как в состав их входят туфы. Примечательно при этом, что продуктивными в отношении марганцевой руды являются лишь те фации рудоносных горизонтов, в которых отчетливо проявляются следы вулканической деятельности.

Далее — наблюдается связь рудоносных горизонтов с вулканизмом определенных типов, а именно: с альбитофировым и отчасти андезитопорфириновым. Наиболее выдержанный и продуктивный бугулугырский горизонт нормально подстилается и покрывается породами альбитофирового состава, а уразовский горизонт покрывается ими, причем при таких вмещающих породах особенно характерно развитие руды и красных яшм. Бикуловский горизонт в Абзелюловском районе залегает в порфириновой свите (иногда в соседстве с кварцевыми порфиритами), но в этом случае яшмы не пользуются большим распространением, а руды отличаются железистостью (Бикулово, Ниязгулово I, Кызыл-Таш и др.). Эта закономерность сохраняется и в тех случаях, когда среди порфириновых пород залегает бугулугырский горизонт (Куруэльга).

Мукасовский горизонт, в соседстве с которым альбитофиры встречаются очень редко, почти не содержит яшм и марганцевых руд. Рудоносные горизонты не встречаются внутри диабазовых толщ, за исключением некоторых плохо изученных случаев незначительного орудения. Среди диабазов ирендыкской свиты, правда, местами встречаются обильные, но тонкие и невыдержанные прослои яшм, однако кроме мелких скоплений гематита никакой руды они не содержат. Вместе с тем, судя по густой окраске, они отличаются большой железистостью.

Появление марганцевых месторождений в вулканогенной толще не случайно, так как такие месторождения встречаются и в других местах. В Казахстане, по Н. А. Штрейсу (1938), многие марганцевые месторождения связаны с вулканогенными толщами, причем вулканические выделения он считает первичным источником марганца.

Интересные месторождения верхнемелового возраста известны в Болгарии. Маложелезистые марганцевые руды вместе с кварцевыми и роговиковидными породами (яшма?) залегают в известняках в соседстве с покровами андезитов. Здесь же вместе с подводными излияниями диабазов залегают красные железняки. Соотношение с типами вулканизма — близкое наблюдающемуся в нашем районе.

Такого же типа закономерности, по крайней мере в некоторых случаях, установлены и для многочисленных третичных месторождений, залегающих среди эффузивов в Средиземноморской области, начиная от Испании и до Анатолии. Так, на о-ве Сан-Петро (у Сардинии) и на о-ве Милос руды залегают среди трахитов, и маложелезисты, а на месторождении Струлос (о-в Кипр), где руды подчинены кварцевым андезитам, они отличаются высоким содержанием железа (Stelzner, 1904). В Марокко несколько мелких месторождений залегает в кембрийских и пермо-триасовых эффузивах (Krenkel, 1938). В Америке следует указать несколько мелких третичных месторождений, залегающих в латитовых туфах (Хьюитт, 1936).

и многочисленные мелкие месторождения марганца и железа, связанные с яшмами в портландской диабазовой свите — францисканская формация — в Калифорнии (Taliaferro, 1943).

Большинство месторождений в вулканогенных свитах имеет небольшие размеры и характеризуется рудами низкого качества, поэтому они редко привлекают внимание и даже не попадают в общие сводки. Из более значительных следует указать месторождения провинции Гуэльва (Испания), подчиненные глинистым сланцам и порфириодам, и крупнейшие месторождения Золотого Берега, залегающие в метаморфизованной толще кислых и основных эффузивов. Следует также учесть большое количество месторождений, которые хотя и залегают в осадочных породах, но в формациях, фациально связанных с близко расположенными вулканогенными свитами.

Существуют два пути объяснения связи марганцевых месторождений с вулканизмом, одновременным осадкообразованием: гальмиролитическое разложение туфов или непосредственное поступление в морскую воду богатых марганцем вулканических дериватов.

Гальмиролитической гипотезы в отношении кремнезема яшм придерживался для наших районов Л. С. Либрович, а П. М. Постнов распространил эту точку зрения и на марганцевые руды. Другую, фумарольную, гипотезу в отношении яшм выдвинул В. С. Кошнев-Дворников, а потом О. А. Нестоянова; позднее, как для яшм, так и для марганцевых руд, ее придерживался С. К. Туманов. Обе гипотезы, особенно в отношении марганцевых руд, остались неразработанными.

Гальмиролизом, в силу которого вообще справедливо сомневаются многие исследователи, менее всего можно, как нам кажется, объяснить образование марганцевых месторождений. Есть все основания сомневаться в выщелачивающей силе морской воды в отношении марганца. Исчезающее малое содержание марганца в морской воде указывает на то, что последняя не является растворителем марганца, тем более что марганец должен извлекаться из стойкой силикатной формы. При малом содержании марганца выщелачиванием должны были бы быть затронуты значительные массы породы, но в отличие от обычного выветривания морские воды не циркулируют в илу, а вынос путем диффузии практически бесконечно медленен. Если же выщелачивание шло по мере накопления осадка, то могли образоваться лишь растворы еще более разбавленные, чем воды, стекающие с суши. При гальмиролитическом выносе кремнезема следовало бы также ожидать, что в соседстве с месторождениями будут встречаться измененные породы, обогащенные полуторными оксидами и бедные щелочами и щелочными землями; между тем такие породы нигде не указывались.

Мы считаем наиболее вероятным первичным источником марганца, а также железа и кремнезема, вулканические водные или газовые выделения (фумаролы в широком смысле слова). Для обоснования этой точки зрения необходимо остановиться на поведении марганца при магматических процессах.

Законы распределения марганца по химическим типам магматических пород пока еще очень неясны, и мы на них не останавливаемся.

При застывании магмы на глубине значительная часть марганца перемещается, вероятно, в галоидной форме, с летучими. Марганцевые минералы и заметные концентрации марганца наблюдаются в пегматитах, в контактах скарнового типа, в высокотемпературных вольфрамowych месторождениях и в более низкотемпературных, главным образом свин-



цово-цинковых месторождениях. Это разнообразие форм нахождения показывает высокую геохимическую активность марганца — его способность давать разнообразные соединения, но вместе с тем предопределяет известное рассеяние по минеральным ассоциациям, образовавшимся при различных температурных и других условиях.

Поэтому в интрузивном цикле мы редко встречаем крупные и богатые промышленные концентрации марганца. В поверхностных условиях, напротив, реакционная способность марганца очень невелика, так же как и способность сохраняться в растворенном виде, и он практически полностью высаживается в виде окислов, гидроокислов и карбонатов, обособленно от других элементов. В несколько иной форме эта особенность геохимии марганца была блестяще показана В. И. Вернадским (1934).

При застывании магмы вблизи поверхности условия для концентрации марганца совершенно иные. Здесь также происходит вынос марганца с другими летучими, но в дальнейшем он может выпасть в концентрированном виде.

Марганцевые минералы (родонит и родохрозит) — характерные жильные минералы эпитермальных месторождений так называемой молодой золото-серебряной формации, связанной с эффузивными породами (риолиты и андезиты). В. Линдгрэн (1934) упоминает их в числе главных минералов для большинства приводимых им в качестве примеров месторождений из различных рудных районов США, Мексики, Перу, Новой Зеландии, Суматры, Венгрии и Трансильвании. Эти месторождения, по Линдгрэну, отлагались на глубине всего в 300—600 м и часть растворов, несомненно, выходила на поверхность. Любопытным примером вулканических источников с высоким содержанием марганца в воде является источник Ортес Дельта (Юта), описанный Каллаганом и Томасом (Callaghan and Thomas, 1939). В конусе этого источника отложилось до 700 т руды с средним содержанием марганца в 20%. Хьюитт считает такого типа источники причиной образования упомянутых выше месторождений в Неваде, Айдахо и Аризоне. Некоторые озера о-вов Явы, Бали и др. (по Руттнеру), располагающиеся в кратерах потухших вулканов, богаты марганцем — его много больше, чем железа.

Другая часть летучих, в том числе и марганец, выносится при вулканических извержениях: хлористые и окисные соединения марганца очень характерны для фумарол с особо высокой температурой (Везувий, Этна, Катмай и др.).

Вулканические газы и растворы, выходя на поверхность, на суше легко рассеиваются, но на дне моря щелочность и содержание кислорода в морской воде препятствуют рассеиванию и действуют как осадители. Вся геохимия марганца, таким образом, показывает, что место встречи магматических условий, обеспечивающих высокую миграционную способность марганца, с условиями океана, где эта способность минимальна, а способность образовывать минеральные обособления, наоборот, велика, — наиболее благоприятно для образования марганцевых месторождений.

Выпадение марганца может происходить чисто химическим путем. Но мы не исключаем и биохимического его происхождения: по закономерностям биогеохимии, выявленным В. И. Вернадским, повышенное содержание марганца и кремнезема в растворе обязательно влечет за собой развитие марганцевых и кремневых организмов. Мы знаем некоторые кремневые организмы для наших месторождений: радиолярии и, возможно, губки. Остатки марганцевых организмов, возможно, стертые метаморфизмом.

Возможность вулканогенных выделений кремнезема на поверхности не подлежит сомнению. Достаточно вспомнить гигантские выделения в Йеллоустонском парке, в Исландии, на Новой Зеландии и др. Для наших целей, однако, представляют особый интерес два примера: Бехерд описывает у о-ва Саиториа крупные подводные источники, дающие железисто-кремнистые осадки красного и зеленого цвета, напоминающие по окраске яшмы, а Талиаферро удалось установить ископаемый миоценовый источник, который привел к образованию яшм. Эти два примера заставляют Талиаферро (1943) принимать аналогичное происхождение для яшм францискальской формации и для связанных с ними месторождений железа и марганца. Вообще генетическая связь яшм с вулканизмом признается многими исследователями.

Интересно сравнить состав эпитермальных золото-серебряных жил с ассоциацией минералов наших месторождений. В обоих случаях господствует кремнезем. Сульфидам железа жил соответствуют гематит яшм и марганцевой руды и часто встречающаяся вкрапленность пирита и халькопирита. В обоих случаях характерным минералом является барит. Присутствие барита в башкирских рудах нельзя объяснить только тем, что в процессах гипергенеза барий идет вместе с марганцем. Такие же отношения существуют между марганцем и кобальтом, но кобальт в башкирских рудах все же отсутствует. Наконец, единством источника может быть объяснена существующая связь многих золотых месторождений района с выходами яшм и даже специально с марганцевыми рудами.

Одним из важнейших доказательств фумарольного происхождения марганца башкирских месторождений служит наличие в той же провинции марганцевых месторождений, заведомо магматических, притом связанных с тем же магматическим очагом, который образовал вулканогенные толщи, вмещающие осадочные месторождения.

Зеленокаменная полоса Южного Урала, к которой приурочены башкирские месторождения, как известно, непрерывно продолжается вдоль всего Урала. На его северном продолжении, в районе Нижнего Тагила, к вулканогенной толще приурочено несколько мелких точек марганцевого оруденения, связанных с корой выветривания (Известное, Матильдинское, Верхне-Горельское, Сальяновское и Горбуновское), которые, возможно, следует считать, по их генезису, аналогами месторождений башкирского типа. В этом же районе известны и марганцевые месторождения контактово-метаморфического и гидротермального типов. Эти месторождения связаны с сиенитами г. Высокой, т. е. с тем же массивом, с которым связаны известные железорудные контактово-метаморфические месторождения. В пределах последних также встречаются зоны с повышенным содержанием марганца (мартитовая зона г. Высокой и Лебяжинский рудник).

Сиениты г. Высокой и г. Благодати следует рассматривать как интрузивные аналоги вулканогенных толщ зеленокаменной полосы. В пользу такого представления говорит, во-первых, возраст интрузий, определенный как девонский радиоактивным методом (Hurley, 1943). Во-вторых, заслуживает внимания связь сиенитов и плагиигранитов с габбро, напоминающая связь альбитофиров с диабазами и спилитами в вулканогенной толще. В-третьих, доказательством можно считать и явное сходство в металлогении (железо, марганец, медь). С тектонической точки зрения появление интрузивных аналогов в районе Нижнего Тагила вполне понятно, так как этот район приходится на поперечный антиклинальный перегиб синклинория восточного склона Урала.

При конкретном применении вулканической гипотезы допускаются два различных варианта. Можно предполагать, во-первых, что интенсивная вулканическая деятельность создает более или менее общую придонную зараженность морской воды кремнеземом, марганцем и железом. Локализация соответствующих осадков в этом случае определяется другими физико-географическими факторами: глубиной, рельефом дна бассейна, течениями и т. п. В наших условиях такой вариант приемлем для объяснения образования некоторых кремнистых туффитов и, особенно, кремнистых сланцев с их регионально выдержанным распространением и относительно низкими содержаниями кремнезема и, особенно, марганца.

Во втором случае повышенная концентрация создается лишь в непосредственном соседстве с источниками, и только около них могут выпасть соответствующие осадки, если остальные физико-географические факторы допускают такое выпадение. Таким путем, как нам кажется, образовывались яшмовые породы, марганцевые руды и гематитовые скопления — осадки, отличающиеся высокими концентрациями продуктов выпадения и крайне капризным и вместе с тем кучным распределением.

Принимая второй вариант, мы должны рассчитывать встретить на некоторых месторождениях ископаемые выходы источников. Находка таких образований очевидно является лучшим возможным прямым доказательством вулканической гипотезы. И такие выходы действительно устанавливаются.

В качестве таких выходов все сторонники вулканической гипотезы выдвигают тела яшмовидных пород, получивших от В. С. Коптева-Дворникова название кварц-гематитовых пород. Это крайне своеобразные породы, лишенные слоистости, не похожие на осадки, с зернистой структурой, с гнездышками крупных листочков и даже кристаллов гематита. Кроме того, кварц и гематит выделяются по мелким трещинкам. Порода залегает почти всегда гнездообразно среди других яшмовых пород и связана постепенными переходами с нормальными яшмами. Нам удалось установить, что по крайней мере иногда они образуются метасоматическим путем: в уроч. Талышман у пос. Уразово они заместили известняк, от которого сохранились окремненные и ожелезненные остатки гастропод и других известковых раковин. С кварц-гематитовой породой связаны гнезда гематитовой руды. Соотношения с марганцевой рудой лучше всего удалось наблюдать на Янзигитовском месторождении. Здесь в породе переходного типа к нормальным яшмам наблюдались неправильные линзовидные тела, состоящие в одних случаях из той же породы, но с явно разорванными слоечками корочек гематита, а в других случаях — браунита. Судя по следам скольжения, осадок явно накопился на крутом склоне, и границы линзовидных тел упираются в слоечки. Породы, вероятно, следует рассматривать как отложение конуса источника. Описанный случай — редкость: обычно марганцевая руда отлагалась в некотором отдалении, причем наиболее дальние части пласта, как мы уже указывали, выходят за пределы распространения кремневого осадка.

Последовательность выпадения из источников была, вероятно, следующая: железо — кремнезем — марганец, причем остатки железа и кремнезема продолжали выпадать при наступлении последующих фаз.

Положением в соседстве с источниками легко объясняется приуроченность яшм и руд к возвышенностям тектонического происхождения. К ним, очевидно, были приурочены разломы, по которым поднимались подземные воды. Собственно, выходы, как это обычно и для современных источников, отходят от путей глубинной циркуляции. Поскольку мы

устанавливаем в эпоху образования месторождений эмбрионы складок, можно предполагать и эмбрионы надвигов, так как надвиги очень характерны для современной структуры месторождений (Бикулово, Кызыл-Таш, Уразово, Тетраук и др.).

Теория вулканического происхождения марганцевых растворов применима и к другим марганцевым месторождениям, подчиненным вулканическим толщам. Возможность ее распространения на другие типы марганцевых месторождений и на месторождения иных руд требует особого рассмотрения, и такое рассмотрение, несомненно, актуально.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Бетехтин А. Г. Южноуральские марганцевые месторождения как сырьевая база Магнитогорского металлургического комбината имени Сталина. «Тр. Ин-та геол. наук АН СССР», 1940, вып. 30.
- Бетехтин А. Г. О генетических типах марганцевых месторождений. «Изв. АН СССР», отд. геол., 1944, № 4.
- Вернадский В. И. Очерки геохимии. Изд. 4, 1934.
- Вернадский В. И. Геохимия марганца в связи с учением о полезных ископаемых. «Тр. Конфер. по генезису руд железа, марганца и алюминия», 1937.
- Кротов Б. И. Закономерности отложения и распределения в прибрежных частях морей марганцевых и железных руд. «Зан. мин. об-ва», 1943, № 1.
- Курбатов Л. М. О радиоактивности железо-марганцевых пород и определении скорости их образования радиоактивным методом. «Тр. XVII сессии Междунар. геол. конгресса», т. 4, 1939.
- Либрович Л. С. Геологическое строение Кизило-Урталымского района на Южном Урале. «Тр. ЦНИГРИ», 1936, вып. 81.
- Линдгрен В. Минеральные месторождения, вып. 2, 1934.
- Нустовалов Л. Петрография осадочных пород. Ч. 2, 1940.
- Страхов Н. М. Тектоническое размещение гипергенных железных руд и их аналогов. «Сов. геол.», 1940, № 5—6.
- Страхов Н. М. Геологические условия возникновения гипергенных железных руд внутри климатически благоприятных для них зон. «Сов. геол.», 1941, № 1.
- Топорков Д. Д. и Кожеевников К. Е. Марганцово-рудные месторождения Южного Урала. «Тр. Урал. ин-та геол. и мин.», 1938, вып. 2.
- Ферсман А. С. Геохимия, т. 4, 1939.
- Хьюитт. Марганец в осадочных породах. В кн.: Твентифел. Учение об образовании осадков. 1936.
- Шатский Н. С. О неокатастрофизме. «Пробл. сов. геол.», 1937, № 7.
- Шатский Н. С. Орогенетические фазы и складчатость. «Тр. XVII сессии Междунар. геол. конгресса», т. 2, 1939.
- Штрейс Н. А. К вопросу о происхождении железо-марганцевых руд Успенско-Снасского района Центрального Казахстана. «Изв. АН СССР», отд. геол., 1938, № 4.
- Callaghan E. a. Thomas N. E. Manganese in a thermal spring in West. Central Utah. «Econ. Geol.», 1939, vol. 34.
- Hurley a. Goodmin. Helium age measurement. «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1943, vol. 54, № 3.
- Krenkel. Geologie Africas, t. 3, № 2. 1938.
- Stelzner (bearb. A. Bergel). Die Erzlagerstätten. Leipzig, 1904.
- Taliaferro N. L. Franciscan-knoxville problem. «Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.», 1943, vol. 27, 2.

**Б. А. ПЕТРУШЕВСКИЙ**

## О ПРИРОДЕ АЗИАТСКОГО ГОРНОГО ПОЯСА

На современных тектонических схемах СССР территория, расположенная между Восточно-Европейской и Сибирской эппротерозойскими<sup>1</sup> платформами, изображается как область, фундамент которой испытал решающую складчатость в герцинское время. На юго-востоке к этой территории примыкают Кузнецкий и Минусинский районы и Западный Саян, возраст основной складчатости которых более ранний — каледонский.

В действительности каледонские структуры возникли на несравненно большей площади и могут быть вполне определенно установлены в ряде районов Казахской складчатой страны и северного Тянь-Шаня. Однако нигде здесь они не оказались в такой мере устойчивыми, как в Саяно-Кузнецкой области, и были захвачены довольно интенсивными прогибаниями, начавшимися кое-где уже в верхнем силуре и девоне. Во многих местах эти прогибания сопровождались напряженной вулканической деятельностью.

Таким образом, геосинклинальные условия, продолжавшие существовать в нижне- и среднепалеозойское время в южном Тянь-Шане и на Урале, распространились в верхнем палеозое к северу и востоку (юго-востоку) почти на всю территорию проявления каледонских движений. В течение этого второго этапа геосинклинального развития (значительно отличающегося от первого, догерцинского этапа) каледонские структуры, так же как и более древние структуры Центрального Казахстана и северного Тянь-Шаня, были частично переработаны.

Герцинские движения в Урало-Сибирской зоне<sup>2</sup> захватили несравненно большую территорию, чем каледонские, и привели к замыканию геосинклинальной области. Какими бы своеобразными чертами они ни характеризовались, как бы они ни были отличны от более ранних движений и как бы ни были различны создаваемые ими структуры, мы должны, однако, отнести эти движения к типу геосинклинальных. Именно в результате этих движений потеряла мобильность промежуточная зона между эппротерозойскими Восточно-Европейской и Сибирской платформами, славшимися в одно целое, в огромный устойчивый континент.

<sup>1</sup> Согласно предложению Н. С. Шатского называть платформы по возрасту завершающей складчатости их фундамента с прибавлением приставки «эпи» (над), показывающей, что данная платформа возникла после формирования структур, образованных такой-то складчатостью.

<sup>2</sup> Под Урало-Сибирской зоной мы понимаем здесь всю область, расположенную между Восточно-Европейской и Сибирской эппротерозойскими платформами, включая в нее Западную Сибирь и Тянь-Шань.

Развитие эпигерцинской Урало-Сибирской платформы в мезозое и палеогене в основном было направлено к выработке обширных пологих синеклиз в домезозойском фундаменте, близких по своему строению к хорошо известным синеклизам Восточно-Европейской платформы.

По своим размерам, по степени дислоцированности слоев, наклоненных под углом от десятков минут до немногих градусов, по характеру и глубине залегания складчатого фундамента и изменениям мощностей пород мезо-кайнозойского покрова, нигде, за исключением Западно-Сибирской синеклизы, не превышающего 1000 м, эти структуры, известные в ряде районов Казахстана, очень сходны с соответственными структурами Восточно-Европейской платформы.

Похожие образования можно найти и в других областях рассматриваемой территории, морфологически и, казалось бы, структурно резко отличных от равнинных и мелкосопочных районов Центрального Казахстана. Такие крупные депрессии Тянь-Шаня, как Ферганская, Таджикистанская, представляют собой обширные синклинали (в геологическом смысле слова) структуры, выполненные мезо-кайнозойскими отложениями, а окружающие их хребты в общем отвечают сильно приподнятым древним антиклинариям, которые в мезозое и палеогене, до начала альпийских движений, проявлялись на поверхности сравнительно небольшими поднятиями, сходными с многими антиклинальными зонами современного Казахстана. Структурную близость мезозойско-палеогенового Тянь-Шаня и Центрального Казахстана нередко, как нам кажется, упускают из вида, говоря лишь о морфологическом их сходстве в мезозое и палеогене, хотя эта структурная близость не случайна, а предопределена всем предыдущим ходом развития. Одновременно захваченные герцинской складчатостью, приведшей к замыканию геосинклинали области, Казахстан и Тянь-Шань впоследствии в продолжение долгого времени развивались почти одинаково; не только характер позднейших движений, смена во времени трансгрессий и регрессий, весьма слабое развитие вулканической деятельности, но даже тип фаций разновозрастных осадков и порядок их мощностей (угленосные юрские, красноцветные меловые отложения) на этих территориях нередко чрезвычайно сходны, отличаясь лишь рядом второстепенных признаков. Резкое изменение структурного развития этих двух областей начинается лишь в неогеновое время, на чем мы подробнее остановимся дальше.

Если не вполне аналогичные, то все же довольно близкие структуры развивались в мезозое и палеогене и в восточной половине Урало-Сибирской эпигерцинской платформы.

На фоне больших региональных опусканий, приведших к выработке крупных синеклиз, существовали приподнятые районы, не погружавшиеся совсем или же погружавшиеся очень незначительно даже в моменты наиболее интенсивных прогибаний (палеогеновое время). Если не говорить о более мелких структурах такого типа, отвечающих тем или иным антиклинальным образованиям (как бы велики они ни были), то самой обширной областью, остававшейся приподнятой в мезозойско-палеогеновое время, был Центральный Казахстан, так пазываемая Казахская складчатая страна, с примыкающими к ней на востоке структурами Алтая.

Те небольшие прогибания, которые происходили на этой территории в мезозое и палеогене, почти во всех случаях были приурочены к более древним, верхнепалеозойским, мульдам, являясь, таким образом, полностью унаследованными (Карагандинская, Тенизская и другие мульды). Размеры опусканий в них были незначительны, для мела и палеогена

не превышая нескольких десятков — полутора-двух сотен метров, для юры достигая немного больших величин. Мнение о наличии здесь довольно глубоких прогибаний было основано на неверных представлениях о возрасте развитых в этих депрессиях молодых отложений; относя их к третичным, под ними предполагали наличие и мезозойских пород, т. е. проводили аналогию с Тургайской, Западно-Сибирской и другими глубокими синеклизами. В действительности же «третичные» отложения Центрального Казахстана в огромном большинстве случаев — мезозойские (очевидно меловые), притом обычно довольно маломощные, третичные же отсутствуют или распространены спорадически, редко где достигая всего 100 м мощности.

Такая устойчивость приподнятого положения Центрального Казахстана с примыкающим к нему Алтаем с конца палеозойского времени, резко выделяющая его среди структур остальной части платформы, где господствовали, как мы видели, региональные опускания, сближает эту область с образованиями типа щитов эпипротерозойских платформ, как, например, Балтийский щит.

В качестве второго крупного района, испытывавшего в мезозое и палеогене еще меньшие и узко локальные опускания, можно назвать центральную часть Тяньшанской системы, составлявшую в течение мезозоя и палеогена одно структурное целое с Казахстанским щитом. Более заметные прогибания отдельных ее зон (Нарынская, Атбашинская и другие депрессии) начались лишь в конце палеогена, т. е. на полтора-два геологических периода позднее, чем в соседней Ферганской впадине.

История развития Урало-Сибирской эпигерцинской платформы во многом отличается от истории Восточно-Европейской эпипротерозойской платформы, хотя в то же время они очень сходны. Поскольку это не имеет прямого отношения к задачам настоящей статьи, отметим только, что основным отличием является обычно отчетливо выраженная унаследованность развития структур покрова Урало-Сибирской платформы от структур ее фундамента. Основное сходство заключается в одинаковой направленности преобладающих движений, приводящих к выработке обширных синеклиз.

Как известно, многие геологи считают, что на выработку структур покрова платформ значительное влияние оказывали соседние с ними геосинклинальные области.

Мезозойско-палеогеновая история Урало-Сибирской платформы показывает, что влияние на нее Средиземноморской геосинклинальной области, с которой она граничит на юго-западе, по видимому, никак не проявлялось. Выработка наиболее крупных синеклиз (Тургайская, Западно-Сибирская) происходила в районах, удаленных от геосинклинали, тогда как вблизи от нее синеклизы достигали сравнительно небольших размеров. В ориентировке их обычно нельзя уловить влияния господствовавших в геосинклинальной области направлений. В подавляющем большинстве синеклиз унаследованы от более древних каледонских и герцинских структур и подчиняются их простираниям, причем направления осей некоторых из них расположены почти вкрест простирания альпийской складчатой зоны (Тургайская). Далее, наиболее устойчивый район платформы — Казахстанско-Тяньшанский щит — находился если не в непосредственном соседстве с геосинклинальной областью, то, во всяком случае, был расположен к ней значительно ближе многих крупных синеклиз. Киммерийская складчатость, резко проявившаяся в геосинклинальной зоне (Памир), фактически не нашла никакого отражения в развитии платформы.

Физико-географические условия мезозоя и кайнозоя рассматриваемой территории, т. е. того времени, когда она уже перешла в платформенное состояние, значительно отличались от физико-географических условий соответствующего периода на Восточно-Европейской платформе. На этой последней, начиная с нижнего кембрия, т. е. с самых ранних эпох существования платформы, развивались морские трансгрессии. Морской режим был для нее характерен не только в палеозое, но и в мезозое и даже в палеогене. Урало-Сибирская платформа в течение мезозойской эры представляла собой преимущественно сушу, лишь по юго-западной окраине которой в меловое, а по северной и в юрское время<sup>1</sup> развивались трансгрессии моря; только в палеогене морской режим распространился на большую часть территории.

Естественно, что различие физико-географической обстановки обусловило и резкое различие фациального типа осадков; если на Восточно-Европейской платформе образовывались преимущественно морские карбонатные породы, то на Урало-Сибирской отлагались почти исключительно терригенные, главным образом континентальные осадки.

Исключительный интерес представляют альпийские движения платформы, юго-западная окраина которой непосредственно граничила с третичной геосинклинальной областью. Не имеет значения, считать ли Памир и Гиндукуш альпийскими складчатыми сооружениями, или, что нам представляется более правильным, киммерийскими (полагая альпийские расположенными дальше к югу), припаявшимися в мезозое к герцинским структурам платформы; так или иначе, но несомненно, что в эпоху альпийской складчатости движения происходили непосредственно вдоль окраины платформы. Влияние этих движений на нее было весьма своеобразным. Мы не видим здесь ни общих глубоких опусканий фундамента, ни создания в ближайших к складчатой зоне районах платформы новых складчатых структур, построенных по иному плану, чем более древние, связанных с глубокой переработкой фундамента. В результате альпийских движений, происшедших в Средиземноморской геосинклинальной области, по южной окраине Урало-Сибирской платформы в конце неогена — начале четвертичного времени возникла целая серия хребтов, отвечающих в огромном большинстве случаев древним антиклинальным структурам; разделяющие их крупные депрессии отвечают древним синклиналям. Речь идет, конечно, не о соответствии каждого хребта — антиклинали и каждой долины — синклинали, но для основных крупных современных структур Тянь-Шаня это соответствие устанавливается достаточно определенно.

Таким образом, складчатость альпийского времени не нарушила устойчивости Урало-Сибирской платформы; резко обновив древние структуры ее южной окраины, она мало сказалась на центральных и северных районах, т. е. на большей части ее площади, где в неогене произошло только общее, сравнительно незначительное поднятие всей территории, но большие поднятия древних антиклинальных ее зон.

Если проследивать возникшие на южной окраине платформы в результате альпийских движений структуры дальше к востоку и западу по простирацию, то мы убедимся, что поднятые антиклинали Тянь-Шаня с разделяющими их глубоко опущенными синклиналями составляют лишь небольшую часть огромного широтного горного пояса, тянувшегося вдоль южных границ СССР, заходящего на территорию Афганистана, Индии,

<sup>1</sup> Прогибания в Западной Сибири были наиболее длительными и интенсивными; они захватили обширную площадь.



Китай, Монголии, Маньчжурии, Ирана и Турции; на востоке его можно проследить до Тихого океана, на западе — до Средиземного моря. Эта горная зона возникла в результате неогеновых и четвертичных движений, причем и сейчас в ней продолжают быстрые поднятия хребтов и опускания депрессий, накапливающих осадки огромной мощности. Движениями здесь захвачены структуры самого разнообразного возраста, от докембрийских до третичных, различно построенные в разных районах; тем не менее морфологически в настоящее время они являются довольно сходными на всем протяжении рассматриваемой области, представляя собой чередование в общем широтно вытянутых хребтов и депрессий.

Несмотря на то, что в последние двадцать лет появилось очень много геологической (в том числе специально тектонической) литературы, посвященной строению Средней Азии, проблеме природы Азиатского горного пояса уделяется незаслуженно малое место. И в работах, касающихся частных вопросов, и в сводках, и в учебниках — везде говорится о характере движений, их типе, даются новые наименования структурных форм, но не делается, или почти не делается попыток произвести сравнительно-тектонический анализ всей системы в целом, не дается доказательств в пользу того или иного взгляда на генезис процессов, приведших к образованию одного из крупнейших горных сооружений земного шара.

В этом отношении показательно, что такой большой знаток Средней Азии, как Д. В. Наливкин, специально выделяя Фергано-Саянский пояс молодых глыбовых поднятий и тем самым подчеркивая своеобразие движений этой области, ни словом не обмолвился об их генезисе.

Нам кажется, что рассматриваемая проблема имеет самое непосредственное отношение к ряду животрепещущих вопросов современной тектоники и в первую очередь к вопросу о замыкании геосинклинальных областей с превращением их в платформы и об обратимости или необратимости этих процессов.

Как известно, А. А. Борисьяк, а за ним многие другие геологи пришли к выводу, что процесс этот необратимый и что нигде не известна геосинклинальная зона, развивавшаяся за счет переработки платформы. Отсюда, естественно, следует вывод, что дальнейшее развитие земной коры должно идти каким-то иным путем. В образовании структур, подобных наблюдающимся в Азиатском широтном горном поясе, возникших в результате раскалывания жесткого субстрата древних платформ и якобы отвечающих в большей или меньшей степени системе линейно вытянутых горстов и грабен, можно видеть направление (или одно из направлений) дальнейшего развития земной коры в послегеосинклинальную эпоху существования. Такую точку зрения высказывал автору в частной беседе Г. Ф. Мирчинк.

Следовательно, тогда надо признать, что здесь перед нами совершенно принципиально новый тип движений, которых мы не знаем и не можем знать в минувшей истории земли, с ее последовательным развитием геосинклинальных областей, превращающихся в платформы.

К иным выводам, изложенным весьма четко и определенно, пришел незадолго до своей смерти А. Д. Архангельский. Он полагал, что в результате альпийских движений в Альпийско-Гималайской геосинклинальной области не только не произошло ее замыкания, но начались за ее пределами крупные вертикальные перемещения отдельных глыб, принадлежащих к древним платформам. Эти движения захватили огромную зону от Средиземного моря до Тихого океана. Охарактеризовав тип движений и структуры, затронутые ими, тип осадков, вулканизм, А. Д. Архангельский

указал, что мы присутствуем не при умирании геосинклинальных участков земной коры, а при формировании новой огромной геосинклинальной области, по своим размерам значительно превосходящей таковую третичного времени, и что район, охваченный в Евразии молодыми вертикальными движениями, представляет геосинклинальную область, находящуюся в начальных стадиях своего развития (Архангельский и др., 1937).

Сходная точка зрения относительно Среднеазиатской части Азиатского горного пояса высказывалась и нами (Петрушевский, 1940). Изучая тектонику Афганистана и Таджикистана, мы пришли к выводу, что альпийской геосинклинальной складчатости, равноценной по своему значению герцинской в Тянь-Шане или киммерийской на Памире, на этой территории не было, и назвали областями незавершенной геосинклинальной складчатости Таджикистанскую и другие крупные прогибающиеся депрессии ее со сравнительно мало и просто дислоцированными слоями.

Позднее М. В. Муратов (1946), рассматривая строение альпийской складчатой зоны СССР, пришел к выводу, что она в значительной своей части является современной геосинклинальной областью, и отнес к ней складчатые сооружения Кавказа, Северного Ирана (включая Копет-Даг), Парапамиза, Гиндукуша, Памира и отчасти Южного Тянь-Шаня.

Мы попытаемся показать, что возможно совмещение обеих приведенных точек зрения и что хотя тип современных движений в Азиатском горном поясе действительно является новым, не имеющим аналогий в прошлом, он не знаменует совершенно новую страницу в развитии земной коры, а характеризует давно знакомые нам процессы, протекающие лишь в существенно иной обстановке, в существенно иных структурных условиях.

Мы не рассматриваем здесь вопроса о том, имело ли когда-либо место в геологической истории превращение платформы в геосинклинальную область. Вопрос этот достаточно сложен и, во всяком случае, не является бесспорным. Укажем, например, что даже если отбросить Донецкий бассейн, своеобразии геотектонического положения и развития которого вряд ли позволяет сопоставлять его с типичными геосинклинальными областями, то иначе может быть решен вопрос о Китайской эпипротерозойской платформе. Имеющийся материал приводит к выводу, что образовавшиеся на ее территории в результате докембрийской складчатости сооружения были на значительной части своей площади наново переработаны позднейшей (мезозойской) складчатостью, так что в настоящее время мы видим здесь только остатки некогда единой огромной эпипротерозойской платформы.

Так или иначе, но одно только то обстоятельство, что для прошлого не доказаны случаи перехода платформы в геосинклиналь, не позволяет делать вывод о невозможности этого процесса вообще.

Нам кажется, что когда изучают структуры Азиатского горного пояса и говорят о новом типе движений и совершенно новом этапе развития земной коры, то упускают из виду, что всякий геологический процесс надо рассматривать также и в масштабе времени; оценка же его лишь в тот или иной момент может быть неправильной в силу краткости этого момента. Вот эту-то ошибку допускают, говоря о развитии Азиатского пояса только в неогеновую и четвертичную эпохи (т. е. в очень маленький отрезок времени).

Естественно, что попытки решения вопроса о дальнейшем направлении развития земной коры не могут быть строго доказательными, но если

при рассмотрении процесса мы видим целый ряд укладывающихся в единую систему закономерностей и если эти закономерности характеризуют явления, известные нам из прошлого Земли, то вероятность правильности сделанного предположения о путях дальнейшего развития значительно возрастает.

С этой точки зрения чрезвычайно важно, что в строении Азиатского горного пояса и в особенностях наблюдающихся здесь ныне процессов можно подметить много черт, характерных для геосинклиналей мишущих времен. Зона эта имеет строго определенную линейную вытянутость, причем длина ее во много раз превышает ширину, достигающую почти повсеместно нескольких сот километров. Высочайшие хребты, отвечающие обычным для геосинклинальных областей геоантиклинальным поднятиям и действительно являющиеся крупными палеозойскими антиклинориями, чередуются здесь с огромными, по большей части замкнутыми, прогибающимися депрессиями-синклиориями, в которых происходит интенсивное осадконакопление. Источником сноса материала служат хребты, так что питание осадками происходит, как в большинстве геосинклинальных областей, за счет их самих, за счет размывания геоантиклинальных поднятий. Мощности осадков неогена и четвертичных отложений достигают огромных величин в несколько тысяч метров, обычно вдвое, а в некоторых местах даже больше, чем мощности палеогеновых и мезозойских толщ. Неогеновые породы сохраняют (как это установлено бурением, например, в Ферганской долине) огромную мощность и в большом удалении от палеозойских хребтов, обрамляющих депрессии. Все это свидетельствует об интенсивности прогибаний, в то время как ряд других данных, в частности геоморфологические наблюдения, говорит о быстрых продолжающихся поднятиях хребтов. Литологический состав неогеновых свит позволяет утверждать, что эти поднятия резко различались между собой по интенсивности даже на коротких расстояниях. В сумме эти явления характеризуют рассматриваемую зону как очень подвижную, способную испытывать значительные, различно направленные колебания. Прибавим сюда также большую сейсмичность области.

Одни депрессии Азиатского горного пояса являются «наложенными», выработанными на месте древних антиклинальных структур, ныне опущенных; другие (большинство) унаследованы от прогибов предыдущих эпох, но в основании их расположен складчатый, значительно уже переработанный фундамент (Фергана).

Вулканическая деятельность в третичное и четвертичное время проявлялась в виде эффузивных излияний в различных районах Азиатского пояса, преимущественно в восточной его половине (Восточная Сибирь, Дальний Восток), а также, хотя и слабее, в западной (Центральный Тянь-Шань, Бадхыз в Туркмении, Герато-Хорасанский район, Иран). В самое последнее время вулканические пеплы обнаружены в неогеновых отложениях Ферганской долины. По своему составу огромное большинство эффузивов относится к базальтовому ряду.

Необходимо отметить крупнейшие отрицательные аномалии силы тяжести в Средней Азии, достигающие на Памире в редукции Буге — 500 мгал. Меньшими, но также значительными отрицательными аномалиями характеризуется Малайский архипелаг, который большинство геологов считает современной геосинклинальной областью. Сходство значений его аномалий силы тяжести с аномалиями Средней Азии может свидетельствовать о сходстве строения глубоких зон земной коры этих территорий и не должно быть признано случайным.

Все указанные явления свидетельствуют о большой близости рассматриваемой зоны к типичным геосинклинальным областям. Вместе с тем наблюдается и ряд отличий, но здесь необходимо помнить, что все известные нам в геологической истории геосинклинальные области являются первичными, и начальных стадий их существования мы просто не знаем<sup>1</sup>; иногда захватывались, с последующей переработкой складчатого фундамента, краевые участки платформ, но это не было типично для геосинклинальных областей в целом. Таким образом, уже заранее можно предположить, что развитие их, в случае заложения на более древних платформенных структурах, должно пойти несколько иным путем, должно характеризоваться явлениями, которые не имели и не могли иметь места в древних геосинклинальных зонах.

Следовательно, можно признать вполне закономерным, что развитие Азиатского горного пояса происходит не совсем так, как происходило развитие древних геосинклинальных областей. Здесь могут возразить, что, поскольку это так, то надо называть и весь подобный процесс развития земной коры другим именем, тем более, что осадки, отлагающиеся в синклиналях рассматриваемой зоны, являются исключительно континентальными, вулканическая деятельность слаба, эффузии принадлежат лишь к основным породам и т. д.

Однако все эти замечания не дают повода к отрицанию геосинклинального характера развития Азиатского пояса. Мы видели выше, что все главнейшие особенности, характеризующие типичные геосинклинальные области,— линейная вытянутость зоны, исключительная подвижность слагающих ее структур и различная направленность их движений, питание осадками за счет поднятий, расположенных внутри зоны, огромные мощности накапливающихся пород, наконец, вулканические проявления,— все это чрезвычайно сближает Азиатский пояс с типичными геосинклинальными областями. «Новый» тип движений, сопровождающийся многочисленными расколами (не имеющими, однако, ведущего значения), становится понятен, если учесть, что мы имеем дело с молодой геосинклинальной зоной, заложеной на базе самых различных платформенных структур, от докембрийских до третичных. Совершенно, конечно, невозможно предполагать начальные стадии такого процесса, идущего в условиях устойчивости структур, в виде всеобщих опусканий.

Не противоречит сказанному и континентальность условий, существующих сейчас на всем протяжении Азиатского горного пояса и существовавших здесь и в неогеновую эпоху, когда, однако, были широко распространены крупные озерные бассейны, по размерам вполне сравнимые с современными водоемами Аральского моря, Балхаша и др. или даже большие, чем они. Помимо того, что и во многих древних геосинклинальных областях в течение длительного времени накапливались осадки чисто континентальные или даже перемежающиеся с морскими лагунными, в Азиатском горном поясе мы видим в настоящий момент лишь самую начальную стадию развития геосинклинальной зоны, ее зарождение, происходящее в континентальных условиях. Позднейшие опускания смогут привести к полному или частичному затоплению ее депрессий морем и перекрыванию наземных осадков морскими (уже при опускании на 400—500 м окажется занятой морем значительная часть территории долин и низменностей Средней Азии). В случае длительности опусканий ими несомненно

<sup>1</sup> За исключением иеншанских, расчленивших Китайскую платформу; однако их строение и история выяснены еще далеко не достаточно.

будет захвачена и часть пьне приподнятых хребтов, остальные будут уничтожены или сильно сглажены денудацией, и на месте Азиатского горного пояса возникнет зона более или менее крупных мульд, выполненных мощной толщей пластичных осадочных пород. Эти опускания, вероятно, будут сопровождаться, — как это обычно наблюдается при подобных процессах, — расколами, по которым уже в значительном количестве получит доступ на поверхность магма, возможно, более кислая, свойственная геосинклинальным областям; неогеновые же и четвертичные эффузии базальтового ряда относятся к самой начальной стадии развития молодой геосинклинальной зоны, к моменту ее заложения в древних платформенных структурах, благодаря чему характер вулканической деятельности (тип излияний по составу и их количество) оказывается близким к тому, который обычен для платформенных областей.

В нарисованной картине не допущено никаких маловероятных предположений. Погружения, которые повлекут за собой трансгрессию, могут иметь место в любых структурных условиях, как платформенных, так и геосинклинальных; при распространении и длительности трансгрессии процесс развития Азиатского горного пояса неизбежно пойдет по пути заполнения синклиналей мощными толщами терригенных осадков, поступающих с нивелирующихся хребтов. Это будет иметь место даже в том случае, если движения вдруг сделаются значительно менее интенсивными. Однако нет решительно никаких данных в пользу предположения об уменьшении в ближайшем будущем подвижности земной коры рассматриваемой зоны. Имеющиеся данные позволяют делать скорее противоположные выводы. Об этом свидетельствует как развитие процессов во времени — увеличение подвижности от начала неогеновой эпохи к ее концу, с сохранением (или даже дальнейшим увеличением) ее в четвертичное время, так и расширение подвижных зон в пространстве — захват ими в неогене участков, расположенных к северу от такого удивительно устойчиво прогибающегося района, каким с юрского периода является Таджикистанская депрессия.

Таким образом, весьма неясным остается только вопрос о характере будущего вулканизма, так как, конечно, совершенно не исключено, что при развитии геосинклинальной области в иных, принципиально отличных от более ранних эпох, условиях, — при заложении ее на платформенных структурах, — характер ее вулканической деятельности будет значительно отличаться от того, что мы знаем для геосинклиналей прошлой истории.

Следовательно, мы вправе допустить, что через некоторый промежуток времени Азпатский горный пояс сможет превратиться в сложную систему крупных глубоких синклиналей, заполненных мощными рыхлыми осадочными<sup>1</sup> и, возможно, эффузивными породами, и разделяющих их антиклинальных структур. Такое строение этой зоны и положение между огромными платформенными массивами, Русско-Сибирским на севере, Индостанским и Китайским на юге, создают крайне благоприятные условия для последующей интенсивной складчатости.

Если это так, то (даже не касаясь вопроса о будущей складчатости) мы можем говорить именно о геосинклинальном развитии рассматриваемой зоны, поскольку оно характеризуется большинством черт, свойственных обычным геосинклинальным областям; некоторые же «новые»

<sup>1</sup> С этой точки зрения безразлично даже, будут ли они морскими или континентальными, т. е. удержатся ли и в дальнейшем континентальные условия; здесь важны процесс заполнения синклиналей и скорости их прогибания.

особенности, наблюдающиеся здесь, можно объяснить совершенно иной обстановкой начальных стадий этого процесса.

В предыдущем изложении мы не говорили ни о крайних восточных (Японское и Охотское моря), ни о крайних западных (Черное и Средиземное моря) районах изучаемой зоны, которые А. Д. Архангельский, В. А. Обручев, Н. С. Шатский и ряд других геологов считают также геосинклинальными образованиями и которые А. Д. Архангельский совершенно справедливо причислял к нашей зоне. В таком случае мы можем говорить уже частью и о морском режиме рассматриваемой геосинклинали, причем здесь наблюдаются не только интенсивные прогибания и мощное осадконакопление, но и современная, местами очень напряженная эффузивная деятельность. Характер расположенных в этих районах структур значительно отличается от того типа, который обычен для средней части Азиатского горного пояса, и, повидимому, в большой степени напоминает тип их в нормальных геосинклинальных областях. Нам кажется, что это объясняется значительной унаследованностью рассматриваемых структур от древней геосинклинали, отсутствием той переработки жесткого фундамента древних платформ, которая имеет место во всей средней части пояса.

Урало-Сибирская платформа в третичное время лишь небольшой частью своей юго-западной окраины граничила с геосинклинальной областью; происходившие здесь в неогене движения привели к замыканию отдельных депрессий, к созданию молодых складчатых структур (Гималаи, Белуджистанские цепи), но не вызвали потери подвижности всей зоны в целом и по времени совпали с более значительными движениями, приведшими к заложению новой геосинклинальной области. Ими была захвачена вся южная окраина платформы. На востоке эти движения захватили значительные площади других платформ, стабилизировавшихся в результате как более древней (докембрийской, каледонской), так и более поздней (мезозойской) складчатости. Формирование структур происходило в общем согласно с древним структурным планом, в соответствии с его простираниями. Фундамент вовлеченных в альпийские движения платформенных участков был существенно переработан.

Нам кажется, что приведенные соображения позволяют до некоторой степени совместить обе указанные выше точки зрения на природу Азиатского горного пояса; здесь перед нами не новый тип движений и структур, не имеющих никаких аналогий в прошлом, а новая геосинклинальная область, образовавшаяся частью путем переработки платформ различного возраста, частью (на западе и на востоке) унаследованная от древних геосинклиналей. Благодаря тому, что она является новой, она принципиально отличается (и не может не отличаться) рядом признаков, особенно резких в начальной стадии существования, от геосинклинальных областей минувших геологических эпох, что мешает нам сразу определить ее природу. Может быть, в формировании таких геосинклиналей и будет заключаться будущая история развития земной коры.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Архангельский А. Д., Менцер В. В., Павловский Е. В., Херасков Н. П., Шатский Н. С. и др. Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР. Изд-во АН СССР, 1937.
- Муратов М. В. Основные структурные элементы альпийской геосинклинальной области юга СССР и некоторых сопредельных стран. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1946, № 1.
- Петрушевский Б. А. Палеогеография и тектоника Афганистана и Таджикистана. «Тр. Ин-та геол. наук АН СССР», 1940, вып. 8, сер. геол. (№ 3).

---

М. В. МУРАТОВ

## НОВЕЙШИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ГОРНОМ КРЫМУ И ПРИЛЕГАЮЩЕЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ

Среди многочисленных крупнейших вопросов геологии, над которыми работал и на которые дал ответ А. Д. Архангельский, им немало было сделано для понимания геологии Черного моря и Крымского полуострова.

Его классические работы в этом направлении известны всякому геологу. Говоря о формировании Черноморской впадины, которую он в последних работах, совместных с Н. М. Страховым (1938), считал типичной современной геосинклиналью, он неоднократно касался молодых движений в областях, окружающих Черное море, в частности в Крыму. В работе, посвященной природе крымских землетрясений (Архангельский, 1929), он наметил и охарактеризовал различные типы движений, которые испытывала в последнее время и испытывает и сейчас земная кора в области южного побережья Крыма, и сделал попытку установить связь некоторых из них с сейсмическими явлениями. В ряде других статей он касался четвертичных движений Горного Крыма и Керченского п-ова, о которых свидетельствуют развитые там морские террасы, сопоставляя эти движения с движениями дна Черноморской впадины.

За последние годы по новейшим движениям земной коры в Крыму накопился ряд новых данных. Комиссией по исследованию морфологии побережий при Научно-исследовательском институте географии Московского государственного университета имени М. В. Ломоносова был выпущен ряд статей — проф. Б. Ф. Добрынина (1938—1940), В. П. Зенковича (1938), Е. А. Гаврилова и М. В. Щербаковой (1938), В. М. Ратынского и др., в которых изложен материал, касающийся отчасти и этого вопроса. Б. Ф. Добрыниным в изданном им курсе для педагогических вузов (1948) также много страниц уделено Крымскому п-ову и сделаны выводы относительно характера движений земной коры, которые обуславливают эти формы береговой линии. Определенные выводы такого же рода для береговой полосы Восточного Крыма были сделаны И. И. Бабковым (1938). Г. П. Горшков и А. Я. Левицкая (1946, 1947) и Г. П. Горшков (1949) на основе анализа распределения очагов крымских землетрясений сделали исключительно интересные выводы о характере движений, обуславливающих эти толчки. Наконец, мы с Н. И. Николаевым (1939, 1941) и Н. И. Николаев один (1946, 1949) на основе сопоставления речных террас Горного Крыма и изучения его морфологии также пришли к некоторым заключениям о характере процессов, которые обусловили их формирование.

Таким образом, выводы А. Д. Архангельского могут быть сейчас значительно дополнены и в свете новых данных несколько изменены и уточнены. Ниже мы попытаемся дать сводку упомянутых новых данных и развить некоторые из основных положений, установленных А. Д. Архангельским.

На основе изучения плиоценовой и четвертичных речных террас Горного Крыма мы с Н. И. Николаевым (1939, 1941) пришли к выводу, что современный рельеф Горного Крыма обязан своим существованием молодым поднятиям послеплиоценового времени. В дочетвертичное время Крымские горы в виде невысоких вершин располагались на месте современных самых южных и высоких частей Яйлы и простирались несколько к югу в область современного побережья Черного моря. С севера к ним примыкала широкая пологая равнина, одетая плащом пролювиальных галечников и глин (отложения четвертой плиоценовой террасы Горного Крыма). Поднятия начала четвертичного времени (домшделя), захватившие область Горного Крыма, нарушили эту картину и привели к заложению современной эрозионной сети и трех гряд Крымских гор. В результате развития этих движений в течение четвертичного времени произошло углубление эрозионной сети и был создан современный рельеф. Несколько позднее Н. И. Николаев (1946) пришел к выводу о более древнем времени заложения некоторых элементов рельефа Горного Крыма. Он выяснил, что в области Второй гряды имеются высоко приподнятые над уровнем моря отложения, которые частично заполняли депрессию между Главной и Второй грядами. В то же время они соответствуют, по Н. И. Николаеву, в возрастном отношении четвертой, плиоценовой, террасе предгорий. Наличие этих отложений указывает на то, что в эпоху их формирования уже существовало разделение на Главную и Вторую гряды, т. е. современные элементы рельефа уже были выражены в плиоцене. В последнее время я также пришел к выводу о наличии в Горном Крыму остатков весьма древнего неогенового рельефа.

Основываясь на соотношении различных элементов рельефа и стратиграфии покрывающих их континентальных отложений, в развитии рельефа Горного Крыма можно, по моему мнению, наметить три этапа. Из них только с последним связано образование современной речной сети и современного рельефа.

Древнейшими элементами рельефа Горного Крыма надо считать прежде всего нижние плато Яйлы, образование которых связано, повидимому, с древней абразией. Морем они были покрыты в последний раз, вероятно, в сарматское время, и таким образом, их (конечно, предположительно) приходится считать верхнемиоценовыми поверхностями абразии.

Области высоких плато и гребней Яйлы (Чатыр-Дага, Роман-Коша, Никитской Яйлы, Ай-Петри, Кара-Тау и др.) являются останцами древнего эрозионного рельефа. В их пределах, так же, впрочем, как и на нижних плато Яйлы, широко развиты, в особенности местами, карстовые формы. Последние и привлекали внимание большинства исследователей геоморфологии Крыма, и им посвящена, как известно, большая специальная литература. Однако я считаю, что роль карстовых форм в формировании основных черт рельефа Яйлы сильно преувеличена. Карстовые формы лишь наложены на древний и в основе эрозионный рельеф. Рельеф этот сильно сглажен и состоит из пологих эрозионных ложбин, разделенных холмообразными низкими водоразделами. Карстовые воронки усеивают их склоны или дно, а крупные карстовые котловины и другие формы иногда очень сильно осложняют строение.



Но возрасту эта древняя речная сеть и разделяющие ее водоразделы, вероятно, одновременны с абразионной поверхностью нижних плато, т. е. являются реликтами миоценового рельефа.

Более молодыми формами, связанными со следующим этапом развития рельефа, являются начальные элементы горных гряд и разделяющие их ложбины, указанные Н. И. Николаевым (1946). Они создались в эпоху после отступления сарматского моря, когда произошло общее поднятие Горного Крыма. С происходившими затем опусканиями и выносом из области горной гряды обломочного материала и связано накопление красно-бурых глин, галечников и суглинков Степного Крыма, образование которых происходило в течение верхнего плицена. С этой же эпохой связано и образование галечников, покрывающих местами поверхность четвертой террасы предгорной гряды.

На южном склоне Яйлы отложения, соответствующие красно-бурым глинам и галечникам Степного Крыма, ранее не выделялись. В настоящее время мной установлено здесь широкое развитие очень своеобразного комплекса обломочных накоплений, слагающих отдельные плоские, наклоненные от гор к морю водоразделы. Они представляют собой брекчии, состоящие из сцементированных углекислым кальцием обломков верхнеюрских известняков, и включают в нижней части многочисленные глыбы известняков, достигающие иногда огромных размеров. Мощность брекчий доходит кое-где почти до сотни метров. Многими исследователями эти брекчии описывались как коренные верхнеюрские породы. В действительности они представляют собой скорее всего отложения селевых потоков или пролювиальные и отчасти оползневые накопления, заполняющие в основном древние ложбины стока, спускавшиеся от гор к морю. Я назвал эти отложения массандровскими.

Гипсометрически массандровские отложения залегают у подножья Яйлы много выше трех надпойменных террас рек Дерекойки и Учан-Су и выше плохо выраженной четвертой террасы. Таким образом, они представляют собой отложения значительно более древние, чем эти террасы, скорее всего сопоставляемые с четвертой террасой северных предгорий. Но возрасту, вероятнее всего, как и четвертая терраса северного склона, это верхнеплиоценовые образования; они формировались в последнюю стадию плиоценового этапа развития рельефа Горного Крыма.

Наиболее молодые формы рельефа Горного Крыма — современные речные долины с развитыми в них террасами, делювиальными и оползневыми накоплениями. Верховья речных долин глубоко врезаны в склоны Яйлы и создают глубокие ущелья и обрывы. Развитие этих форм рельефа происходило в течение четвертичного периода и продолжается до настоящего времени.

С тремя этапами развития рельефа Горного Крыма связаны, очевидно, три этапа развития движений земной коры.

С первым из них, вероятно, было связано значительное опускание Горного Крыма и захват всей северной части Яйлы верхнемиоценовой морской трансгрессией. Горная часть Крыма, которая продолжалась тогда дальше к юго-западу за пределы современного Южного берега Крыма, была низкой холмистой страной, в предлах которой была выработана или выработывалась речная сеть.

Со вторым этапом — плиоценовым — было, видимо, связано сначала поднятие всего Горного Крыма. Оно обусловило денудацию, смыв морских верхнемиоценовых осадков, размыв всех древних горных вершин и врезание в них новой системы эрозионных ложбин. Поднятия в конце

плиоцена сменились опускающими, когда стал происходить снос обломочного материала как к северу, в область Степного Крыма, где эти накопления создали отложения четвертой террасы, так и к югу, где продукты разрушения горной гряды и ее размыва создали массандровские отложения.

Современный рельеф Горного Крыма обусловлен новейшими, четвертичными движениями земной коры, которые вызвали развитие современной речной сети и предопределили конфигурацию рельефа дна и береговой линии в прилегающей части Черного моря. Однако в современном рельефе сохранились останцы эрозионных и аккумулятивных форм древнего рельефа, созданного в предыдущие этапы.

Движения четвертичного времени выразились в поднятии Горного Крыма и опускании окружающих его впадин. Поднятия, судя по наличию трех надпойменных речных террас, по всем долинам горной части Крыма начались еще до отложения аллювия третьей надпойменной террасы, т. е. предположительно в начале четвертичного времени (Муратов и Николаев, 1939).

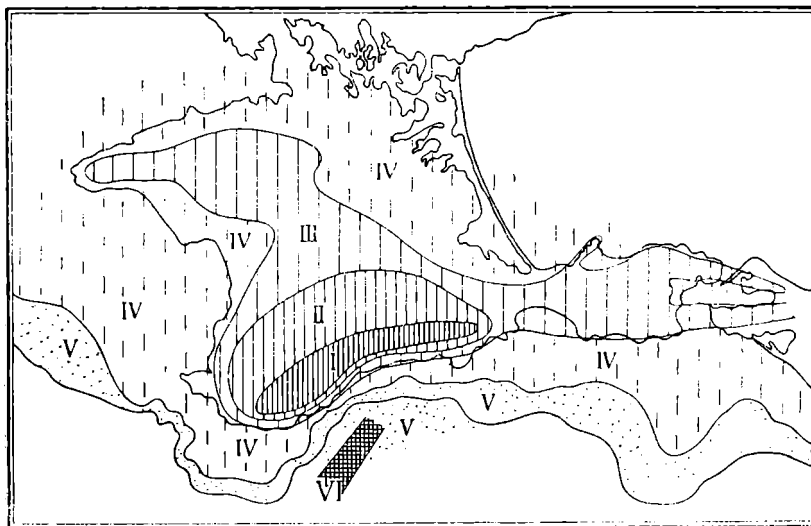
В дальнейшем поднятия продолжались в эпохи главного и последнего оледенений. Они оживляли эрозионную деятельность, углубляли долины и привели к созданию современного рельефа Горного Крыма. Нами с Н. И. Николаевым было установлено, что пойменная современная терраса речных долин северного склона в верховьях многих рек имеет характер эрозионный — террасы состоят из цоколя коренных пород с небольшой толщей покрывающего его аллювия. Это делает очевидным, что поднятия в области Главной гряды (в верховьях рек) продолжаются до самого последнего времени.

Вместе с тем еще ранее было показано (А. С. Моисеев, Г. М. Моляко и др.), что террасы некоторых рек, текущих к северу, например Салгира и Черной, по выходе их из пределов Горного Крыма в степь погружаются под пойму, и в устьевой части отложения их выражены галечниками, залегающими ниже уровня моря. Нами с Н. И. Николаевым это погружение террас наблюдалось почти во всех долинах северного склона. К низовьям рек понижаются все четыре террасы, и нижние две или три сливаются в устьевой части с поймой. Из этого следует, что поднятия в разных частях Горного Крыма имели неодинаковые величины, причем наибольшими они были в центральной части гряды, и что к северу от нее в области Индольской и Алминской предгорных впадин одновременно с поднятием гор шло относительно глубокое опускание. Иначе говоря, в Горном Крыму поднятия четвертичного времени, идущие, видимо, до наших дней, имеют в целом сводовый характер.

Для оценки направленности новейших движений в Крыму и их относительного масштаба на прилагаемой карте (фиг. 1) сделана попытка выделить области движений разного знака и различной интенсивности. Для горной части Крыма они показаны на основе материала по речным террасам (Муратов и Николаев, 1939), для степной — базируются на данных некоторых буровых скважин и морфологии Тарханкутского поднятия, для прибрежной полосы Южного берега Крыма — основываются на приведенных ниже выводах А. Д. Архангельского (1929, 1930) и А. Д. Архангельского и Н. М. Страхова (1932, 1938), а также на материалах других исследователей.

На карте выделены пять областей, или зон, различающихся по характеру преобладающих движений, которые в них проявлялись в четвертичное время и, вероятно, продолжают и сейчас. Границы между ними проведены, конечно, очень приблизительно и условно.

Наиболее сильные поднятия, достигшие за четвертичное время наибольшего абсолютного значения, проявляются лишь в средней части Главной гряды Крымских гор. Эта область (I), приблизительно совпадающая с районом наибольших абсолютных высот Яйлы, характеризуется максимальной высотой трех надпойменных террас над уровнем рек и наличием цоколя у современной поймы, указывающего на молодую глубинную эрозию.



Фиг. 1. Схематическая карта молодых движений земной коры в Крыму и прилегающей части Черного моря.

I — область наиболее сильных поднятий четвертичного времени, продолжающихся и сейчас; II — область преобладания значительных поднятий четвертичного времени; III — область преобладания слабых поднятий над слабыми опусканиями; IV — область преобладания слабых опусканий над слабыми поднятиями (по крайней мере для последней эпохи четвертичного времени); V — область интенсивного опускания материкового склона и Ялтинско-Карадагского заливообразного углубления; VI — область выходов на дно моря зоны очагов крымских землетрясений (по Г. П. Горшкову).

Область преобладающих значительных поднятий (II) охватывает часть Горного Крыма, характеризующуюся сильной приподнятостью речных террас, хотя и понижающихся к внешнему контуру описываемой зоны. Все четыре террасы здесь отчетливо развиты по речным долинам. Пойменная терраса не имеет цоколя коренных пород, но русло местами песчолыско врезано в них.

Область преобладания слабых поднятий над опусканиями (III) характеризуется в предгорьях Горного Крыма началом погружения нижних речных террас под пойму и сильным снижением высоты всех их.

Этот же тип движений характеризует, повидимому, большую часть Керченского п-ова, а также область Тарханкутского плато и полуострова.

Четвертая область (IV), в которой слабые опускания преобладают над слабыми поднятиями, по крайней мере для современной и близкой к нам эпохи, характеризуется, во-первых, погружением речных террас под пойму (за исключением четвертой террасы), во-вторых, в этой области в наше время устья балок и долин залиты морем. Устья некоторых балок отделены косами от моря и превращены в соленые озера. Бухты и заливы имеют ингрессивный характер, примерами чего могут служить

Севастопольская и соседние с ней бухты, Сапское и Сасык-Сивашское озера, заливы в районе Феодосии, бухты на побережье Сиваша и Каркинитского залива, Таманский залив Керченского пролива и др.

Несомненно, что для этой области в эпоху, предшествовавшую современной (новоевксинскую), была характерна большая приподнятость над уровнем моря, чем сейчас, благодаря чему выработались глубокие речные долины и балки. После этого, с конца новоевксинского времени, область испытывала опускания, которые привели к затоплению промытых перед тем устьевых частей долин (Дзене-Литовский, 1939). Опускания продолжают, вероятно, и до нашего времени.

К этой же области должна быть отнесена и абразионная терраса (материковая отмель) у Южного берега Крыма вместе с прилегающей полосой побережья, особенно в западной и восточной частях Горного Крыма. Рельеф прибрежной полосы Южного берега формировался на фоне преобладающих опусканий.

Для западной оконечности Крымских гор (район Балаклавы и Севастополя) давно уже были установлены молодые опускания, с которыми связано образование глубоких ингрессивных бухт. Эти опускания отмечаются и Б. Ф. Добрыниным (1922) и В. П. Зенковичем. Последний подчеркивает молодое погружение берегов Херсонесского (Гераклейского) п-ова, причем приводит ряд интересных историко-археологических доказательств продолжения этого процесса в самое последнее время.

Для восточной оконечности Крымских гор опускания, аналогичные развитым в районе Севастополя, были очень убедительно доказаны И. И. Бабковым (1934, 1938). Этот исследователь на основе изучения геоморфологии в районе между Феодосией и Кара-Дагом пришел к выводу, что наличие широкой абразионной платформы и ингрессивный тип побережья с глубокими бухтами (Коктебельская, Двужорная и др.) и далеко выдвинутыми мысами (мыс Ильи у Феодосии, мыс Книж-Атлама, мыс Меганом у Судака); несомненно, свидетельствуют об опускании этой части побережья, как и в районе Севастополя. Наличие же невысоких террас в оврагах и речках создает лишь кажущееся противоречие этим опусканиям. Террасы, по его мнению, образовались здесь вследствие перемещения базиса эрозии в глубину суши, что также связано с теми же опусканиями и последующей абразией. Вряд ли такое объяснение может быть принято для образования всех трех террас, но оно показывает, что наличие террас не противоречит возможности опускания побережья.

Отметим кстати, что мысль о возможном происхождении террас Кара-Дага вследствие гидрократического перемещения береговой линии в связи с абразией берегов была высказана впервые А. Ф. Слудским (1917) более 30 лет назад.

Большие глубины у подножья отдельных обрывов, которым авторы цитированных выше работ (Добрынин, 1938, 1948 и др.) склонны придавать сбросовой характер, конечно ни в какой степени не подтверждают наличия здесь сбросов, а указывают скорее всего на то, что опускания, охватившие этот участок берега, очень молоды и, вероятно, продолжают и ныне, так что не успела выработаться волноприбойная площадка. Несомненно, если бы опускания имели здесь место давно, подножье обрывов непременно было бы завалено продуктами их разрушения, а абразионная платформа, постепенно мелая в направлении к берегу, выходила бы на поверхность в виде берегового пляжа.

Факт опускания берегов восточного Крыма хорошо увязывается с находкой древних портовых сооружений в Коктебельской бухте (археоло-

гическая экспедиция Академии Наук в 1938 г.). Значительные опускания, происшедшие после плиоцена в центральной части полосы Южного берега Крыма, подтверждает имеющийся наклон толщи массандровских отложений от подножья гор к морю. Залегая выше всех речных террас около основания Яйлы, они спускаются близ берега моря ниже третьей надпойменной террасы. В некоторых местах эти отложения погружаются и уходят даже под современный уровень моря. Следовательно, наряду с поднятием в области, прилегающей к горным склонам, в прибрежной полосе эти отложения испытывали опускания.

Происхождение рельефа береговой полосы тесно связано с формированием материковой отмели и к югу от берегов Крыма. «Подводя итог всему сказанному, — пишет А. Д. Архангельский (1929, стр. 191), — мы приходим к следующим выводам: прилежащая к Крымским горам часть дна Черного моря находится уже с плиоценового, а может быть и более раннего времени в состоянии опускания, которое распространяется и на прилежащую часть гор; под влиянием этих опусканий море абрадирует Таврический хребет, все далее и далее проникая на север».

Положение это обосновано обширным фактическим материалом, добытым при глубоководных исследованиях дна Черного моря рядом экспедиций. Глубину опускания поверхности абразионной террасы А. Д. Архангельский оценивает в несколько десятков метров близ береговой линии и до 150—200 м у противоположного края, обращенного к глубоководной части Черного моря. Эти величины определяются наличием в основании пловоевксинских отложений в пределах террасы, на сравнительно больших глубинах, мелководных песков и ракушечников, образовавшихся на незначительной глубине ниже уровня моря.

Глубина опускания, как видно из приведенных данных, увеличивается при удалении от берега в сторону открытого моря. Постепенно погружаясь в сторону моря, абразионная площадка сменяется крутым уступом материкового склона, обращенным к черноморским глубинам. Область материкового склона является зоной (V) особенно интенсивных молодых погружений, последней из выделенных на прилагаемой карте. Наличие их в этой области было также доказано А. Д. Архангельским. При исследовании глубоководных осадков дна Черного моря ему и Н. М. Страхову удалось в ряде мест на середине материкового склона и у его подножья установить присутствие киммерийских и чаудинских толстостворчатых раковин, сопровождающих мелководные осадки плиоценового возраста. Эти раковины были найдены в пробах, взятых с глубины от 1000 до 1800 м между Алуштой и Судаком и напротив Феодосийского залива.

Основываясь на крайне мелководном характере упомянутых плиоценовых отложений и на морфологии континентального склона, осложненного второстепенными уступами, А. Д. Архангельский пришел к выводу о чрезвычайно крупных опусканиях, имевших здесь место после отложения киммерийских или понтийских осадков, которые, несомненно, формировались в мелководье, вероятно, на поверхности неглубоко опущенной материковой отмели. Он считал, что упомянутые террасовидные уступы представляют собой опущенные по сбросам обрывки материковой отмели. Именно с этими сбросами и подвижками, происходящими по ним в настоящее время, А. Д. Архангельский связывал крымские землетрясения, эпицентры которых во многих случаях ложатся, как известно, на область континентального склона.

Суммируя свои выводы, А. Д. Архангельский нарисовал законченную картину общего характера совершающихся здесь явлений. По его мнению,

материковая отмель испытывает медленное и постепенное прогибание, проявляющееся всего сильнее вдоль края, удаленного от берега. Опускание это сопровождается срезанием погружающейся прибрежной части Крымских гор волнами моря. На известном расстоянии от берега плавное опускание отмели сменяется более резким погружением вдоль системы сбросовых уступов. Сбросы создали крутой континентальный склон. Ограниченные сбросами участки материковой отмели (континентальной террасы) испытали опускания и погрузились по сбросам на разную глубину.

Раздробляясь на отдельные глыбы, они в конце этого процесса опускаются до предельной глубины в 2000 м ниже уровня моря и там входят в состав дна центральной впадины Черного моря.

В заключение А. Д. Архангельский высказывает мысль, что этот сложный и оригинальный процесс, начавшийся, видимо, очень давно — в миоцене, идет в одном направлении до настоящего времени.

А. Д. Архангельский обратил внимание на то, что материковая отмель у берегов Крыма имеет неодинаковую ширину. В восточной и западной частях южного побережья она достигает 30—40 км в ширину. В средней же части, между Ялтой и Кара-Дагом, ширина ее резко уменьшается. Здесь область больших глубин, связанных с центральной впадиной Черного моря, как бы заливом вдается к северу в область материкового склона. Площадь материковой отмели сужается из-за этого до 10—6 и даже до 4 км.

Как образование уступа материкового склона на всем протяжении А. Д. Архангельский объяснял сбросами, так и причину формирования Ялтинско-Карадагского заливообразного углубления он видел в образовании предполагаемых поперечных сбросов, ограничивающих его края. Он пытался связать эти предполагаемые сбросы с поперечными сбросами или сдвигами, секущими Крымские горы и выявленными на основе геологических данных.

Хотя поперечные сбросы в восточной части Горного Крыма имеются, но связать какой-либо из них с ограничением рассматриваемого изгиба края материкового склона не представляется возможным. В Западном Крыму крупные поперечные разломы вообще, видимо, отсутствуют, и поэтому западное ограничение заливообразного углубления ни с каким разломом в Крымских горах связать нельзя<sup>1</sup>.

Рассматривая характер Ялтинско-Карадагского углубления, далеко вдающегося в материковую отмель, можно прийти к заключению, что это углубление является по отношению к материковой отмели новообразованием. Оно как бы осложняет ее строение, сокращая на определенном отрезке ее нормальную ширину.

Если вся материковая отмель или большая ее часть представляет собой область, когда-то в миоцене или плиоцене составлявшую часть Крымских гор, затем погружившуюся благодаря опусканиям и срезанную абразией (как и считал А. Д. Архангельский), то участок Ялтинско-Карадагского заливообразного углубления является областью наиболее интенсивного и глубокого погружения.

Не случайно, повидимому, именно с краем этого углубления в районе Ялты связана большая часть очагов крымских землетрясений. А. Д. Архангельский (1929) связывал их с образованием сбросов по краю материкового склона, которые и обуславливают, по его мнению, большую крутизну

<sup>1</sup> Предполагавшегося А. Д. Архангельским и другими «Чатырдагского сдвига» не существует. Нет крупных поперечных сбросов и в районе Ялты.

этого склона. Однако последняя в общем весьма относительна и составляет 6—8° и лишь на отдельных участках достигает 17—20°.

Новые данные по распределению глубин очагов землетрясений, полученные Г. П. Горшковым и А. Я. Левицкой (1946, 1947), заставляют по-другому оценить те современные движения, которые вызывают крымские землетрясения и вместе с тем по-другому подойти к направленности и характеру процессов, происходящих в области континентального склона.

Определив на основе обработки сейсмических данных глубины очагов 45 землетрясений, эпицентры которых располагаются в районе Ялты, А. Я. Левицкая и Г. П. Горшков установили, что в их распределении есть вполне определенная закономерность. Она выражается в том, что наибольшую глубину — 40 км — имеют очаги, эпицентры которых приходятся примерно на береговую линию. По мере удаления от последней к юго-востоку глубины очагов уменьшаются вплоть до 20 км близ уступа материкового склона. Очаги землетрясений в области, где они наиболее часто проявляются, намечают в земной коре зону, наклоненную от подножья материкового склона в сторону берега, уходящую под Горный Крым. Угол наклона этой зоны, по подсчету Г. П. Горшкова и А. Я. Левицкой, составляет около 60°. Если рассматриваемую зону очагов продолжить вверх, следуя тому же наклону, она пересечет поверхность дна моря как раз у подножья материкового склона, на участке западного края Ялтинско-Карадагского заливообразного изгиба. Наклон этой зоны в сторону Горного Крыма позволяет приписывать ей не сбросовый, а надвиговый характер. Механизм движений в ней приходится связывать с общим поднятием Горного Крыма и опусканием края Черноморской впадины, в частности, в области Ялтинско-Карадагского заливообразного углубления.

Зона очагов землетрясений, являющаяся надвиговой, служит разделом двух отрезков земной коры, в которых движения направлены в противоположные стороны.

Таким образом, природу материкового склона даже в области его наиболее крутой части не приходится связывать со сбросами, предполагавшимися А. Д. Архангельским. На поверхности дна моря в области материкового склона движения отражаются только его плавным изгибом, при котором происходит углубление нижней его части и, вследствие этого, увеличение его крутизны.

Именно с этими движениями, вероятно, связано широкое развитие здесь явлений подводных оползней, описанных А. Д. Архангельским (1930). В области континентального склона как раз расположена описанная им полоса отсутствия современных и частично древнечерноморских осадков, смещенных оползнями. Повидимому, второстепенные террасовидные уступы на континентальном склоне, принятые А. Д. Архангельским за ступенчатые сбросы, тоже представляют собой оползшие участки края абразионной террасы (фиг. 2). При этом упомянутые мелководные плиоценовые осадки в области континентального склона попали на ту глубину, где они сейчас находятся, также в результате этого оползания. Поэтому по ним нельзя оценивать глубину погружения континентального склона в тысячу с лишним метров за время, прошедшее после плиоцена.

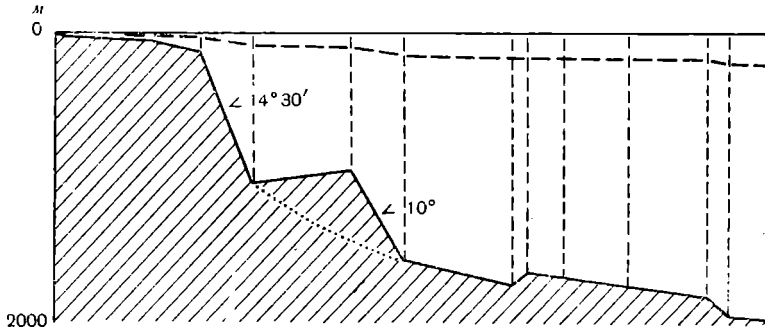
В области края материковой отмели в ту эпоху действительно, повидимому, были мелководные условия, но в области континентального склона могли быть и большие глубины.

Как указывают А. Д. Архангельский и Н. М. Страхов (1932, 1938), позднее, в нововексинскую эпоху, верхний край континентального склона

входил еще в состав материковой отмели, и в нижней его части отлагались глубоководные осадки. При сопоставлении этих данных подтверждается приведенный выше вывод о проявлении в области континентального склопа лишь плавного интенсивного погружения дна.

В свете изложенного общее сочетание процессов новейших движений земной коры к югу от берегов Крыма и причины, их вызывающие, должны быть представлены несколько иначе, чем они рисовались А. Д. Архангельскому.

Основным в этих процессах является сводовое поднятие Горного Крыма; наряду с ним окружающие его впадины испытывают опускание. Последнее до настоящего времени проявляется и в области материковой отмели



Фиг. 2. Профиль дна Черного моря южнее Судака: сплошная линия при соотношении вертикального масштаба к горизонтальному 10 : 1; пунктирная при соотношении 1 : 1 (по А. Д. Архангельскому, 1929, стр. 171). Террасовидный уступ является оползем по поверхности, отмеченной точками (введены в профиль мной).

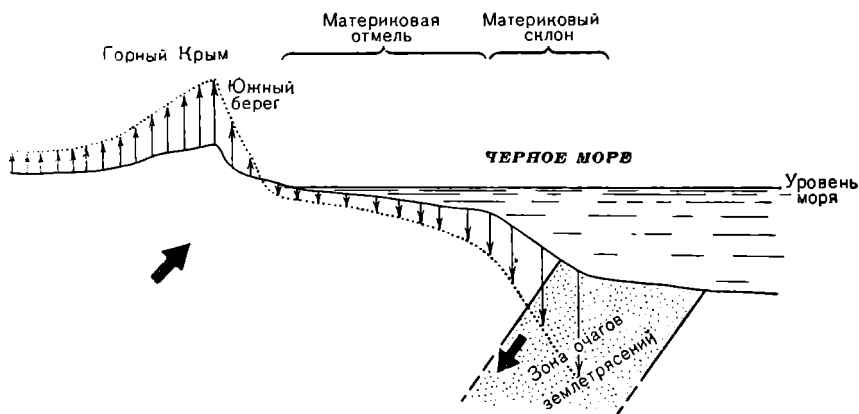
вдоль Южного берега, который все еще испытывает слабое погружение. В то же время сильное опускание происходило и происходит, видимо, до настоящего времени в области Ялтинско-Карадагского заливообразного углубления материкового склопа. Здесь за время с конца миоцена или плиоцена (?) на значительную глубину погружен участок Крымской мегантиклинали, до того, вероятно, приподнятый и составлявший часть Крымского горного поднятия. Опускание здесь связано с развитием надвиговой зоны, уходящей под Горный Крым; подвижки в этой зоне продолжаются до настоящего времени, вызывая землетрясения (фиг. 3).

Очень вероятно, как мне кажется, что область средней части Ялтинско-Карадагского углубления представляет основное ядро Крымской мегантиклинали, сложенной древними (палеозойскими) породами и ныне погруженное на большую глубину.

Формирование основных черт рельефа Крымских гор, и в том числе их побережья, совершается в обстановке вертикальных тектонических движений различного характера и различной интенсивности. Кроме самостоятельного поднятия, Горный Крым испытывает также общие колебания (поднятия и опускания), охватывающие его вместе с соседними областями Русской платформы и Кавказа. Поднятие Горного Крыма происходит неравномерно по площади. Область наибольших поднятий смещена к югу и приближена к области наибольших опусканий. Это и обуславливает, очевидно, резкую асимметричность Крымского горного сооружения с его пологим северным и крутым южным крылом.



Несмотря на всю схематичность и несомненную неточность прилагаемой карты (см. фиг. 1), на ней ясно видна сближенность областей с различно направленными движениями вдоль Южного берега Крыма. Интересно, что эта суженность зон с движениями разного характера особенно заметна в центральной его части, как раз той, где близко подходит край Ялтинско-Карадагского изгиба. Пространство, разделяющее участки с сильными положительными и отрицательными движениями земной коры, здесь чрезвычайно узко. Это и обуславливает всю специфику геоморфологии Южного берега. Очень крутые склоны и обрывы Яйлы, речные



Фиг. 3. Схема, поясняющая предполагаемый характер движений земной коры в области Горного Крыма и края Черноморской впадины. Величина тонких стрелок соответствует интенсивности поднятий и опусканий. Жирные стрелки — предполагаемые направления движений вдоль зоны надвига, с которой связаны очаги крымских землетрясений.

долины с невыработанной кривой равновесия и с чрезвычайно крутыми ложами — все это очень характерно для этой полосы и обусловлено ее узостью.

Авторы упомянутых выше статей, посвященных описанию береговых форм Южного берега Крыма (Б. Ф. Добрынин, 1940, 1948, и др.), совсем иначе рассматривают формирование рельефа Южного берега. Они считают, что развитие рельефа здесь происходит в обстановке общего поднятия береговой полосы, на фоне которого образуются частные мелкие сбросы, с опусканием сбросовых глыб в сторону моря; этими сбросами и объясняются многие детали в строении Южного берега. Указанные авторы пишут о широком развитии сбросовых явлений и придают большое значение сбросам в современной морфологии всего Южного берега и, в частности, его прибрежной полосы; отдельные сбросовые участки, по их мнению, наподобие глыб сместились один относительно другого, так что нередко здесь можно видеть систему ступенчатых сбросов. По мнению этих авторов, отдельные мысы и бухты «выкроены» этими сбросами. Сбросовую природу они приписывают и многочисленным крутым обрывам. В соответствующих местах все они подчеркивают данные наблюдений, обосновывающие эти выводы.

В работе Б. Ф. Добрынина (1948) отмечается, что мыс Меганом представляет собой глыбовый массив. Е. А. Гаврилов и М. В. Щербакова (1938) находят молодые сбросы, формирующие современное побережье Крыма, по всему берегу между мысами Ай-Тодор и Аю-Даг.

Они считают, что наиболее крупные элементы его ограничены по линиям сбросов. Сбросы они констатируют и по обрывам изверженного массива Аю-Дага, и в районе мыса Ай-Тодор, и по берегам Ялтинского залива. Сбросовую природу Б. Ф. Добрынин и другие авторы видят и в смещенных уступах известняковых массивов горы Кошки у Симеиза, Могаби и Ай-Тодора у Ялты и Парагельмена у Алушты. Террасовидные уступы по склону этих массивов они толкуют как ступенчатые сбросы.

В качестве доказательства сбросовой природы берегов, кроме прямолинейной формы обрывов, других конкретных данных не указывается и приводятся лишь общие соображения о глыбовом характере полосы Южного берега Крыма. Ссылаются при этом на залегание средней юры на различной высоте, что, конечно, не является доказательством сбросов. Указывают на параллелизм береговой полосы с полосой сбросов, установленных А. Д. Архангельским (1929) вдоль края крутого уступа абразионной платформы и ограничивающих глубины Черноморской впадины. Наконец, ссылаются и на других авторов, признававших сбросовую природу берегов Крыма (К. К. Фохт, А. А. Борисяк и другие). Надо, однако, отметить, что А. Д. Архангельским в упомянутой статье было доказано наличие крупных опусканий абразионной террасы у Южного берега Крыма и высказано предположение о формировании крутого континентального склона, отделяющего террасу от максимальных глубин Черного моря, в связи с целой серией ступенчатых сбросов. Ни о каких сбросах на берегу Крыма А. Д. Архангельский не упоминал, и эта ссылка ни в коей мере не подтверждает выводов упомянутых авторов.

Параллелизм линии Южного берега Крыма с полосой сбросов на дне Черного моря, если бы даже они там и были, сам по себе также отнюдь не служит доказательством их одинаковой природы. Здесь может быть причинная зависимость совсем другого рода.

Поэтому никак нельзя согласиться с выводами авторов о широком развитии сбросов на южном побережье Крыма. Идея южнобережного сброса, якобы обрезающего с юга Крымские горы, опущенные по нему в пучину Черного моря, навеяна очень давно впечатлением, которое производит вертикальная стенка известняковых массивов Яйлы.

В действительности же формирование стены связано с чисто экзогенными процессами обвалования и оползания отдельных известняковых массивов вниз по сланцевому склону. Тектонические трещины, пересекающие известняки, лишь способствуют отчленению отдельных глыб.

Морфология Южного берега Крыма обусловлена двумя факторами: во-первых, общим процессом поднятия Крымских гор и, наряду с ним, опусканиями в области абразионной террасы с прилегающей к ней береговой полосой. Различная направленность движений на близком расстоянии создает крутой общий уклон поверхности земной коры в области Южного берега, обуславливающий сложный комплекс процессов смещения масс горных пород вниз по склону в связи с выработкой профиля равновесия. Проявлению этих процессов и их разнообразию способствует другой фактор — резкое различие в механических и гидрогеологических свойствах глинистых сланцев таврической толщи, слагающих основание гор, и верхнеюрских известняков, слагающих вершины Яйлы. При общей направленности процесса смещения масс вниз по склону они проявляются, помимо сноса материала эрозией, в развитии оползней, обвалов и смещении огромных массивов известняков вниз по сланцевому субстрату. Массивы при этом движении вниз деформируются, ломаются, измельчаются. Примерами наиболее крупных смещенных массивов на Южном берегу Кры-

ма являются: массив горы Кошки и Исары у Симеиза, массив горы Крестовой западнее Ялты, массив Ай-Тодор, гора Парагельмен у Алушты и другие. Они представляют собой оползшие или осевшие массивы известняков, достигающие огромных размеров. Смещение их происходило более или менее одновременно, в эпоху, предшествовавшую накоплению массандровских отложений, которые кое-где перекрывают эти массивы. Именно их многие из упомянутых выше авторов описывают как сбросовые массивы и выделяют даже среди них ступенчатые сбросы. Из сказанного видно, что сбросовыми их можно считать только в чрезвычайно широком смысле слова, если к сбросовым явлениям отнести также смещения под влиянием силы тяжести, обусловленные подмыванием отдельных массивов и соскальзыванием их по склону. Этого рода «сбросы» здесь, действительно, широко развиты, но настоящие молодые разломы в земной коре до сих пор никем не констатированы.

Необычайное развитие оползней и крупных глыбовых смещений целых массивов является лишь одной из форм сноса материала вниз по наклонной поверхности в условиях узкой полосы, по краям которой движения направлены в противоположные стороны.

Формирование береговой линии Южного берега происходит, таким образом, в сложной обстановке воздействия абразии, усиленной опусканиями, и связано с интенсивным сносом сверху обломочного материала по склонам и долинам в береговую полосу. Смещенные местами вниз по склону до берега известняковые массивы противостоят затем абразии и слагают некоторые мысы (Ай-Тодор) и береговые выступы в Симеизе и других местах. Именно благодаря опусканиям (но не гипотетическим сбросам) береговая линия в Восточном Крыму приобретает такой изрезанный характер.

В заключение необходимо сказать несколько слов о процессе опускания материковой отмели, сопровождаемом срезанием Южного берега морской абразией, впервые так четко обрисованном А. Д. Архангельским в 1929 г., а также о геологической роли надвиговой зоны смещений, вызывающих крымские землетрясения.

В настоящее время от огромной мегантиклинали Горного Крыма уцелело только ее северное крыло; южное, вместе с центральным ядром, оказалось погруженным под уровень Черного моря и перекрытым морскими осадками.

Современные четвертичные и, может быть, подстилающие их плиоценовые осадки на поверхности абразионной террасы дна Черного моря ложатся, очевидно, резко несогласно и трансгрессивно на складчатые породы ядра и южного крыла Крымской мегантиклинали. Следовательно, здесь происходит процесс трансгрессии моря с формированием резкого углового несогласия.

Вместе с тем южнее современного материкового склона происходит надвигание одной части Крымской антиклинальной структуры на другую.

Не исключается возможность того, что здесь мы имеем процесс надвигания внутреннего ядра антиклинального сооружения Горного Крыма на его южное крыло. Иначе говоря, здесь, может быть, формируется нечто подобное тому, что мы наблюдаем в готовом состоянии в структуре южного крыла мегантиклинали Большого Кавказа, где кристаллическое ядро надвинуто на флишевую зону южного склона, или в Восточных Карпатах, где кристаллическое ядро (Мармарошский массив) надвинуто к северо-востоку на флишевую зону.

Таким образом, к югу от берегов Крыма происходит сложный геологический процесс развития современной трансгрессии и образования зоны надвигов. О таких явлениях мы обычно имеем возможность судить по результатам, изучая и сопоставляя геологические разрезы в различных складчатых областях. При этом мы имеем лишь готовые результаты этих процессов. Стремясь же восстановить их историю, мы ограничиваемся лишь элементарными представлениями об общем их направлении и времени проявления. Здесь же мы имеем случай воочию убедиться, как в действительности протекают эти процессы и насколько сложен и многообразен может быть комплекс явлений (абразия, оползни, обвалы, эрозия), сопровождающий их в природе.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Архангельский А. Д. Причины крымских землетрясений и геологическое будущее Крыма. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1929, № 1—2.
- Архангельский А. Д. Оползание осадков на дне Черного моря и геологическое значение этого явления. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1930, № 1—2.
- Архангельский А. Д. и Страхов Н. М. Геологическая история Черного моря. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1932, т. 10, вып. 1.
- Архангельский А. Д. и Страхов Н. М. Геологическое строение и история развития Черного моря. Изд-во АН СССР, 1938.
- Бабков И. И. Географические и геоморфологические наблюдения в восточной части Горного Крыма. «Тр. геогр. эконом. научно-иссл. ин-та при Ленингр. гос. ун-те», 1934, вып. 4.
- Бабков И. И. Материалы по геоморфологии восточной части Горного Крыма. Очерки физической географии Крыма. «Тр. Геогр. эконом. научно-иссл. ин-та при Ленингр. гос. ун-те», 1938, вып. 1.
- Гаврилов Е. А. и Щербак М. В. Материалы по геоморфологии Южного берега Крыма. «Уч. зап. Моск. гос. ун-та», 1938, вып. 19.
- Горшков Г. П. Землетрясения на территории Советского Союза. М., 1949.
- Горшков Г. П. и Левицкая А. Я. Некоторые вопросы сейсмоструктуры Крыма. «Докл. АН СССР», 1946, т. 54, № 3.
- Горшков Г. П. и Левицкая А. Я. Некоторые данные по сейсмоструктуре Крыма. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1947, № 3.
- Дзенс-Литовский А. И. Погребенные конуса выноса и останцы коренных пород под иловыми отложениями соляных озер степного Крыма. «Природа», 1939, № 5.
- Добрынин Б. Ф. К геоморфологии Крыма. «Землеведение», 1922, кн. I—II.
- Добрынин Б. Ф. Береговые формы Крыма. «Уч. зап. Моск. гос. ун-та», 1938, вып. 14.
- Добрынин Б. Ф. Геоморфологические особенности Южного берега Крыма. «Землеведение», 1940, т. 1.
- Добрынин Б. Ф. Физическая география СССР. Европейская часть и Кавказ. Учпедгиз, 1948.
- Зенкович В. П. Геоморфологические наблюдения на побережье восточного Крыма. «Уч. зап. Моск. гос. ун-та», 1938, вып. 19.
- Муратов М. В. и Николаев Н. И. Речные террасы Горного Крыма. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1939, вып. 2.
- Муратов М. В. и Николаев Н. И. Четвертичная история и развитие рельефа Горного Крыма. «Уч. зап. Моск. гос. ун-та», 1941, вып. 48.
- Николаев Н. И. О возрасте рельефа Горного Крыма. «Бюлл. Четвертичн. комисс.», 1946, № 8.
- Николаев Н. И. Новейшая тектоника СССР. Изд-во АН СССР, 1949.
- Слудский А. Ф. Новые данные по геологии и палеонтологии Карадага (статья третья о Карадаге). «Тр. Карадагской станции им. Вяземского», 1917, вып. 1.

---

---

**А. М. ОВЧИННИКОВ**

## **ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК РАЙОНА КАВКАЗСКИХ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД**

«Значительно бoльшие трудности, нежели вопрос о происхождении твердых минеральных тел, представляет решение задачи о генезисе жидких ископаемых.

Находя в горных породах жидкое тело — воду или нефть, можно, говоря вообще, относительно его происхождения сделать целый ряд предположений. Во-первых, ископаемое это может образоваться в тех самых пластах, которые его теперь вмещают, оставаясь на месте своего образования или переместившись на некоторое ограниченное расстояние по пласту; во-вторых, жидкость может поступить в пласт из соседних, вмещающих его, пород, в-третьих, она может просачиваться в пласты сверху, с поверхности земли, или же, наконец, поступать во вмещающую породу по каким-либо каналам снизу, из пород, залегающих значительно глубже, вплоть до магматической области».

*А. Д. Архангельский (1927 с. 16)*

### **ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ**

Кавказские Минеральные Воды (КМВ) — район исключительный по обилию и разнообразию минеральных вод, по своему оригинальному геологическому строению и природным особенностям. Расположенный в месте примыкания Ставропольской возвышенности к северным склонам Большого Кавказа, он характеризуется наличием своеобразных изолированных гор, представляющих столь известные геологам лакколиты Пятигорья — Бештау, Машук, Железную и др. На крайнем юге района возвышается снежная громада потухшего вулкана Эльбрус, на севере, среди безлесной степи протекает р. Кума, в которую впадает главная водная артерия района — р. Подкумок.

Многочисленные путешественники, исследователи, поэты и писатели, геологи и гидрогеологи посещали этот район и оставили в литературе большое количество статей, стихов, очерков и монографий. Много ценного материала по геологии района КМВ дал А. П. Герасимов, производивший здесь исследования в течение длительного периода. Но даже в наше время нельзя указать ни одной сводной работы, которая позволила бы ознакомиться с общей картиной геологии и гидрогеологии КМВ. Большинство опубликованных работ или геологические, или касаются частных вопросов гидрогеологии отдельных участков, или, наконец, преследуют цель популяризации курортов.

В 1924—1926 гг. автор настоящей статьи вел геологические работы в районах Пятигорска и Кисловодска.

Многие маршруты были совершены с А. Д. Архангельским, который проявлял исключительный интерес к вопросам тектоники района КМВ и происхождения минеральных вод.

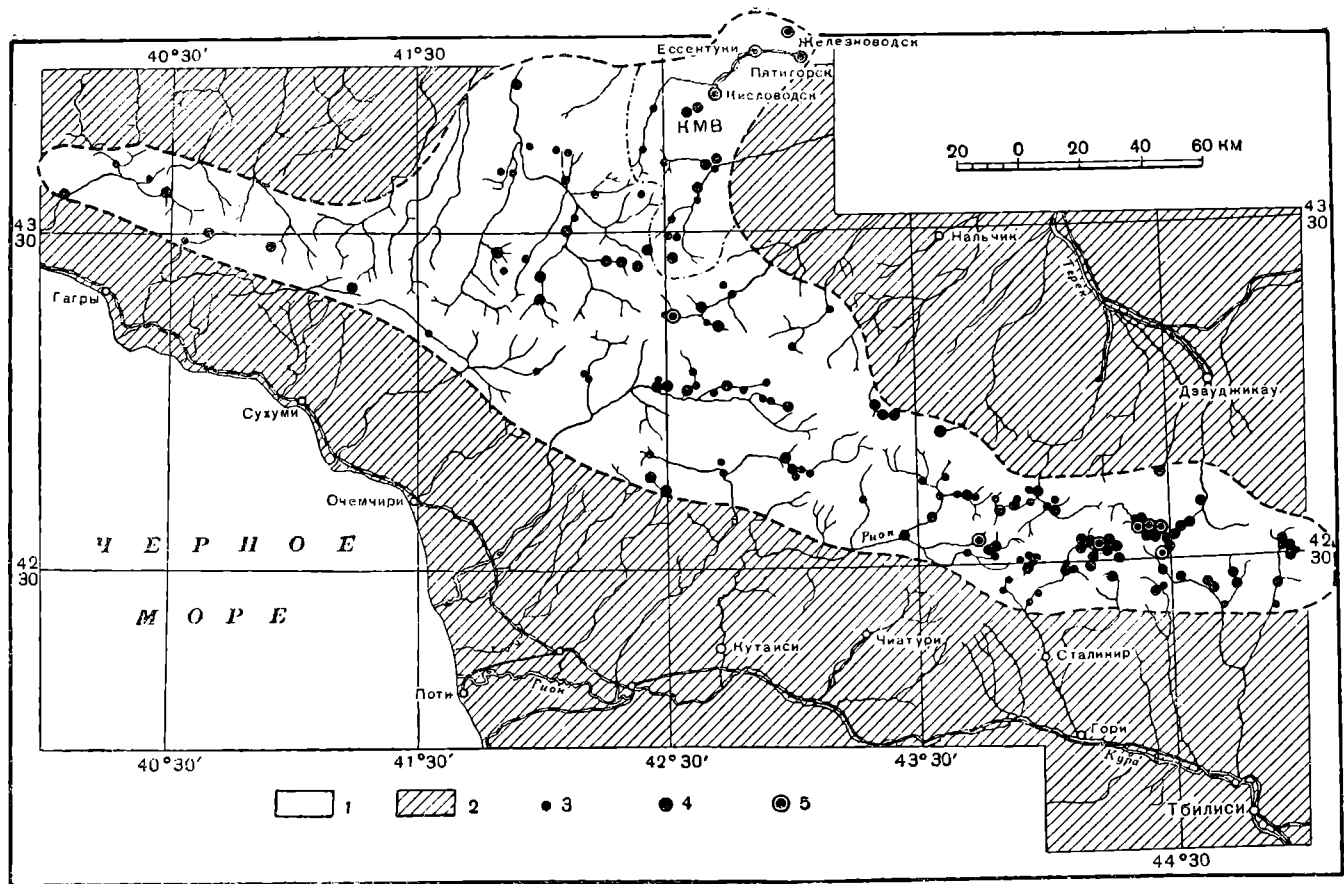
Тогда же зародились идеи о жестком фундаменте, залегающем в основании района КМВ, о структуре Ставропольской возвышенности и о причинах появления лакколлитов и т. п. (Архангельский, 1926). Автор с признательностью вспоминает эти дни и пользуется случаем отметить большую роль А. Д. Архангельского в деле изучения района КМВ. Весьма поучительным образцом работ, в которых широко ставится вопрос о генезисе жидких полезных ископаемых, являются работы А. Д. Архангельского, посвященные условиям образования нефти на Северном Кавказе и происхождения подземных вод Грозненского района. В работе по последней проблеме, выполненной А. Д. Архангельским совместно с Э. С. Залманзон (1931), происхождение вод рассмотрено в связи с изучением диагенеза осадков и видоизменением древних морских вод. Значительное внимание при этом было уделено обменно-адсорбционным процессам, происходящим в донных осадках. Синтез большого геологического материала, сравнительно-литологическое изучение горных пород и кропотливая лабораторная работа дали возможность нарисовать весьма стройную картину, сыгравшую положительную роль в развитии современных представлений о формировании минеральных вод.

### ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГИДРОГЕОЛОГИИ РАЙОНА КМВ

Район Кавказских Минеральных Вод является в полном смысле «геохимическим узлом» (по А. Е. Ферсману). В этом «узле» с удивительной отчетливостью наблюдается наложение метаморфических и поствулканических процессов, связанных с выделением углекислоты, на процессы, протекающие в нормальных осадочных породах мезо-кайнозоя (диагенез, вытеснение морского солевого комплекса, выщелачивание и т. д.). Суммарный дебит углекислых минеральных вод района, определяемый главными, наиболее известными источниками района, составляет несколько миллионов литров в сутки.

Но кроме минеральных вод в районе КМВ имеются огромные ресурсы пресных вод, суммарный дебит которых измеряется десятками миллионов литров воды в сутки.

Появление столь обильных и разнообразных минеральных источников на сравнительно небольшой площади района КМВ, конечно, явление не случайное. Глубочайшие законы геологии и геохимии связывают источники в закономерные системы — гидрогеохимические поля и зоны минеральных вод, развитые на больших территориях. В пределах этих полей и зон заключены динамические месторождения определенных типов минеральных вод. С точки зрения общей зональности минеральных вод Кавказа, установленной автором (Овчинников, 1934, 1948) на основе комплексного анализа геологических, газовых и химических признаков, Кавказские Минеральные Воды представляют собой как бы сложное месторождение минеральных вод, приуроченное к северному выступу зоны углекислых вод Большого Кавказа (фиг. 1).

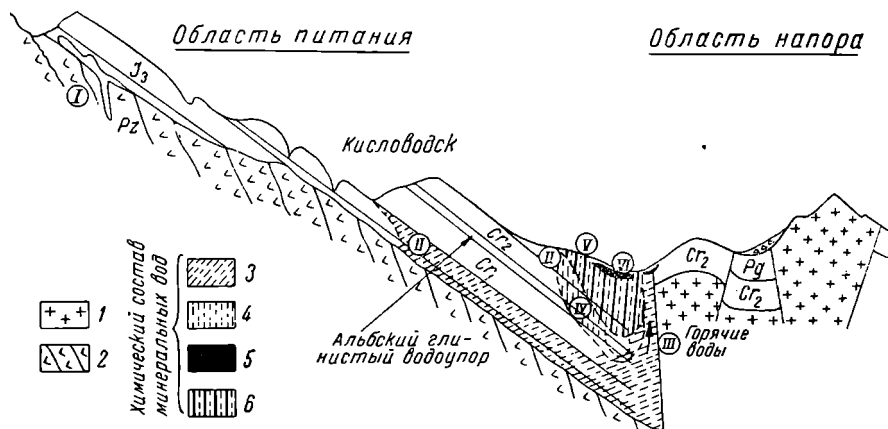


Фиг. 1. Карта области углекислых вод Большого Кавказа.

1 — область углекислых вод Большого Кавказа; 2 — области без углекислых источников; 3 — углекислые источники с небольшим дебитом; 4 — углекислые источники с средним дебитом; 5 — крупные углекислые источники.

Район КМВ среди других районов Кавказа является одним из наиболее водообильных с большими перспективами дальнейшего развития. Одна из главных причин такого обилия КМВ подземными водами — благоприятная геологическая структура.

Геологическое строение района КМВ характеризуется сочетанием сравнительно простой платообразной моноклинали, полого падающей к северо-востоку, с интенсивным локальным нарушением слоев, вызванным внедрением трахитовой магмы (фиг. 2).



Фиг. 2. Схема месторождений Кавказских Минеральных Вод.

1 — трахилипариты; 2 — палеозойский сланцевый фундамент, прорванный интрузиями; 3 — гидрокарбонатно-сульфатные воды; 4 — гидрокарбонатные воды; 5 — хлоридные воды; 6 — хлоридно-гидрокарбонатные воды.

Типы месторождений: I — углекислые воды в зонах трещин и разрывов; II — углекислые воды краевых зон артезианского склона; III — углекислые горячие воды, поднимающиеся на участке ланколитов; IV — азотные гидросульфидные воды; V — метановые хлоридно-натриевые воды; VI — горькие грунтовые воды коры выветривания майкопских отложений.

Особенности геологической структуры района КМВ кроются в наличии древнего жесткого фундамента, образующего поперечный по отношению к Кавказу выступ, находящийся в основании района и наложивший отпечаток на характер развитых зон осадков в течение длительной геологической истории формирования района. Вследствие указанного обстоятельства район КМВ носит черты структур платформенного типа.

Наибольшее участие в строении района КМВ принимают мезозойские и кайнозойские отложения общей мощностью около 3000—4500 м, залегающие на древних палеозойских и, быть может, частично докембрийских отложениях.

Комплекс древних пород КМВ мощностью более 8000 м образует складчатое и метаморфическое основание, на котором с резким угловым несогласием, под углом 3—5°, залегают мезозойские отложения и выше — кайнозойские. Они образуют легкую поперечную волнистость. Среди метаморфических сланцев палеозоя заключены интрузии гранитов, градиоритов и видоизмененных ультраосновных пород (серпентинитов).



Гидрогеологические условия КМВ типичны для артезианского склона (по терминологии В. С. Ильина), в котором южное, полого выступающее крыло создает обширную область питания, а погруженная часть — область напора. Этот артезианский склон, имеющий моноклинальное строение, сложен чередующимися водоносными и относительно водоупорными комплексами.

Наиболее водообильными комплексами района являются известняковые свиты верхней юры (лузитан — кимеридж), нижнего мела (валанжин) и верхней мела (турон).

Менее водообильны песчаники юры, титонская пестроцветная толща, песчаники апта и мергели палеогена. Водоупорными комплексами являются древний палеозойский фундамент, альбская глинистая толща и глины майкопа.

Сток и разгрузка подземных вод, т. е. появление естественных источников, происходят в местах контакта водоносных и водоупорных свит, причем в краевых частях артезианского склона, в полосе контактов, одновременно появляются нисходящие источники (область питания которых расположена на юге) и восходящие (обычно термо-минеральные) источники, возникающие за счет вытеснения подземных вод из областей напора. К числу последних принадлежат кисловодский Нарзан и эссентукские углекислые соляно-щелочные источники.

Весьма своеобразные условия разгрузки имеют место на лакколитах, которые, в зависимости от их строения, являются, с одной стороны, барражами для подземных вод, с другой — путями для подъема вод по сбросам, возникшим в результате внедрения магмы. Вследствие наличия третичных водоупорных свит и различной высоты эрозионного среза не у всех лакколитов бывают выходы напорных термальных вод. Наиболее крупные месторождения углекислых термальных и горячих вод приурочены к горе Машук (Пятигорск) и к горе Железной (Железноводск). Северные лакколиты КМВ дают уже выход гидросульфидных азотных терм пиренейского типа. Здесь хорошо намечается граница распространения углекислых вод.

Таким образом, пресные и минеральные воды района КМВ заключены в одних и тех же комплексах, и их распределение зависит от положения областей питания, напора и разгрузки. В местах разгрузки вод различной степени минерализации создаются единые депрессионные воронки: например, кисловодский Нарзан и Финкгейзеровский пресный источник расположены в пределах одной депрессионной воронки. Минеральные воды подтягиваются в виде «языков» из области напора, высота которого определяется положением зеркала воды в области питания и отметкой уровня истока воды. Подобные «языки» хорошо намечаются на участке Кисловодского и Эссентукского месторождений.

Между минеральными и пресными водами создается промежуточная зона — «фронт», очертания которого довольно сложны и зависят от условий разгрузки и глубины проникания пресных вод; они изменяются в процессе истории развития района, в зависимости от гидрогеологических факторов и искусственных причин<sup>1</sup>. Замечательный пример пере-

<sup>1</sup> Эти представления об условиях разгрузки минеральных вод были разработаны автором на примере и других месторождений Кавказа (1947). К сожалению, С. А. Шагоянц в своей статье (опубликованной в «Докл. АН СССР», 1947, т. 58, № 5) «К вопросу о природе образования „языков“ углекислых минеральных вод в районе Кавказских Минеральных Вод» не вполне правильно излагает мою точку зрения и, давая иную трактовку, допускает ряд спорных, с моей точки зрения, ошибочных положений в отношении динамики артезианского склона КМВ.

мещения «Фронта» наблюдался в Эссентуках, где глубокие скважины, заложенные под месторождение углекисло-соляно-щелочных вод, сначала вскрыли азотную, слабо минерализованную гидрокарбонатно-натриевую воду, а затем, по мере истечения, произошло подтягивание углекислой минеральной воды эссентукского типа.

Обращает на себя внимание факт более глубокого вклинивания пресных вод в зонах тектонических разрывов, вследствие чего минеральные источники часто появляются не на главных сбросах, а на боковых трещинах.

Естественный режим напорных минеральных вод КМВ, разгружающихся на участке лакколлитов, графически может быть выражен асимметричной синусоидальной кривой с крутой восходящей ветвью и пологой нисходящей, осложненной волнами второго порядка. Увеличение дебита наблюдается в весенние месяцы и совпадает с таянием снегов, а также с выпадением осадков в области питания на верхнемеловом плато.

Для южных участков, где питание происходит на более высоких отметках кровли известково-доломитовой толщи валанжина, снеговой покров сходит позднее, и в соответствии с этим максимальные дебиты источников перемещаются на летние месяцы.

### ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД РАЙОНА КМВ

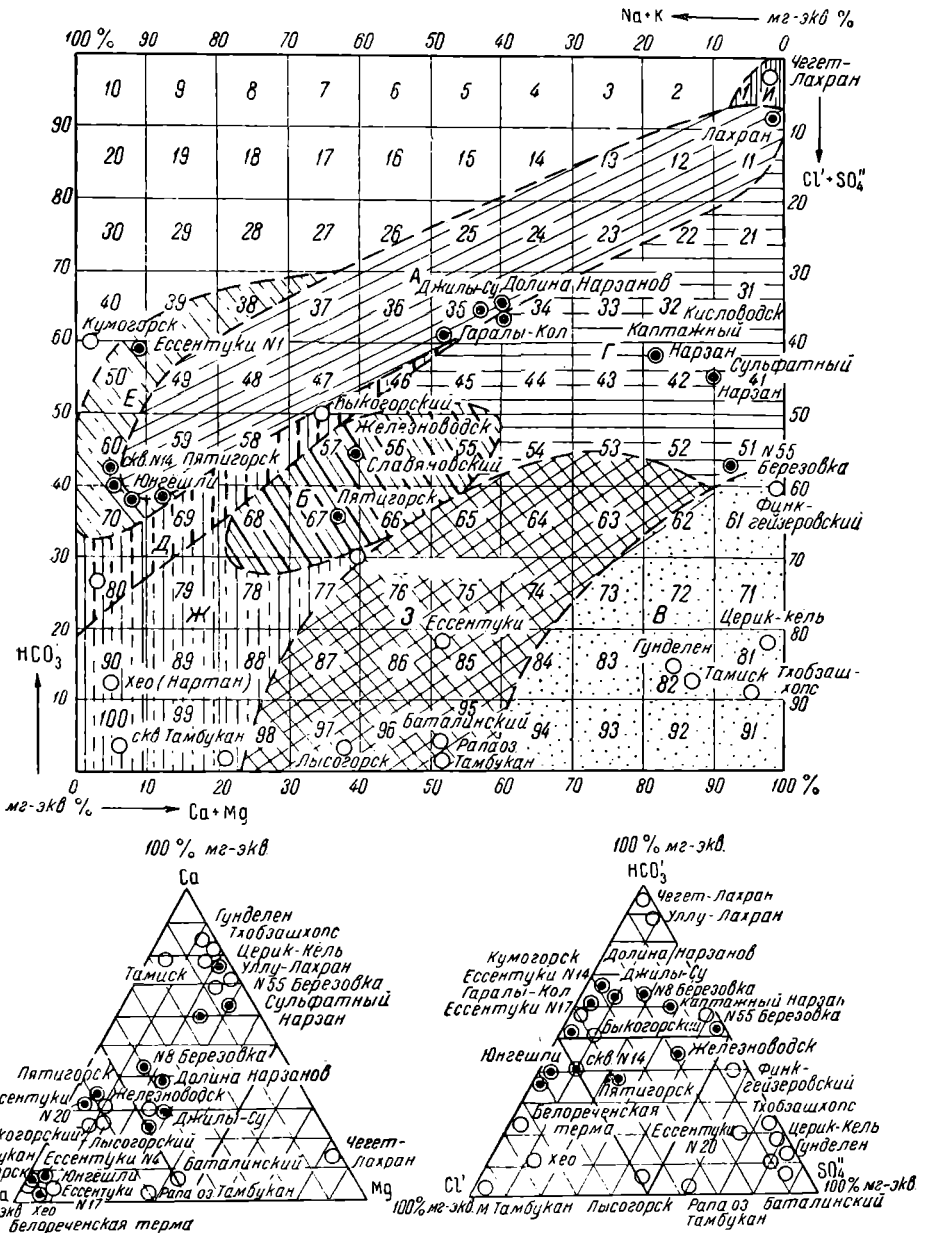
Химический состав минеральных вод района КМВ<sup>?</sup> весьма разнообразен. Общей чертой для большинства источников является сравнительно невысокая минерализация, что свидетельствует о довольно интенсивной миграции подземных вод и подмешивании пресных вод (табл. 1).

Обращает на себя внимание сложность состава вод. Во многих случаях в минерализации воды участвуют в равной мере почти все шесть главнейших компонентов: хлор, сульфаты, гидрокарбонаты, натрий, кальций и магний (фиг. 3). Эта особенность отчетливо выделяет район КМВ из таких районов минеральных вод, как Сочи-Магеста или Боржоми. Здесь нет и типичных «хлоркальциевых» вод, свойственных областям платформ и нефтяных месторождений.

По газовому составу главнейшие минеральные источники КМВ являются углекислыми, с содержанием свободной углекислоты до 99,9% по объему свободно выделяющихся газов; но встречаются и азотные, азотно-метановые, метановые и азотно-кислородные воды. Последние являются неглубокими грунтовыми водами. Во многих источниках имеются заметные количества микроэлементов (иода, брома, бора) и отмечено присутствие металлов.

В качестве специфических особенностей газового состава следует особо отметить сероводород.

Отметим также интересную особенность минеральных вод по отношению  $\frac{K}{Cl}$ ; одна группа вод, связанная с лакколлитами, богата калием, другая группа (в которой, между прочим, в газовом составе играют роль азот и метан) характеризуется относительно низким содержанием калия. Сюда относятся солено-щелочные воды третичных отложений, в том числе эссентукские углекислые воды, кумогорские, быкогорские и



Фиг. 3. Диаграмма химического состава минеральных вод района Кавказских Минеральных Вод (с нумерацией вод по схеме Н. И. Толстикова).

А — углекислые воды Центрального Кавказа; Б — горячие и термальные воды лакколлитов КМВ; В — сульфатные воды верхнеюрской толщи; Г — нарзаны Кисловодского района; Д — азотные термальные воды краевых частей лакколлитов; Е — углекислые воды эссенбургского типа; Ж — соленые воды третичных отложений; З — грунтовые воды четвертичных отложений; И — магниевые воды коры выветривания серпентинитов; черные кружки — углекислые источники, светлые кружки — источники без углекислоты.

## Химические анализы главнейших минеральных источников района Кавказских Минеральных Вод

Группа	Приэльбрусье						Ессентуки		
	Джизли-Су, № 4			Юнгёшли (Ингушли)			Ессентуки № 17 («горячая струя»)		
Источник									
Температура (°С)	22,6			8,8			11,8		
В 1 литре	г	мг-экв.	мг-экв. (%)	г	мг-экв.	мг-экв. (%)	г	мг-экв.	мг-экв. (%)
К а т и о н ы:									
Натрий Na'	0,436	18,91	41,11	6,938	300,77	90,6	3,437	149,35	90,7
Калий K'	0,0312	0,80	1,74	0,149	3,81	1,1	0,010	0,26	0,2
Магний Mg''	0,1565	12,85	27,92	0,198	16,28	4,9	0,084	6,94	4,2
Кальций Ca''	0,255	12,75	27,71	0,225	11,25	3,4	0,157	7,86	4,8
Железо Fe''	0,0196	0,70	1,52	0,0015	0,06	—	0,007	0,25	0,1
Сумма . . . . .		46,01	100,0		332,17	100,0		164,66	100,0

А н и о н ы:									
Хлор Cl' . . . . .	0,4358	12,28	26,68	7,166	202,15	60,9	2,347	66,20	40,2
Бром Br' . . . . .	—	—	—	0,008	0,10	0,02	0,005	0,07	0,04
Иод J' . . . . .	—	—	—	0,003	0,002	0,01	0,00114	0,01	0,01
Сульфат SO <sub>4</sub> ' . . . . .	0,1975	4,11	8,94	0,034	0,71	0,2	—	—	—
Гидрокарбонат HCO <sub>3</sub> ' . . . . .	1,8072	29,62	64,38	7,882	129,21	38,9	5,994	98,26	59,8
Сумма . . . . .		46,01	100,0		332,17	100,0		164,54	100,0
Кремневая кислота H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub> . . . . .	0,1525	—	—	0,040	—	—	0,019		
Борная кислота HBO <sub>2</sub> . . . . .	—	—	—	—	—	—	Следы		
Сероводород H <sub>2</sub> S общ. . . . .	—	—	—	—	—	—	—		
Углекислота CO <sub>2</sub> своб. . . . .	1,396	—	—	1,856	—	—	1,647		
Коэффициент: $\frac{Na}{Cl}$ (в экв.)	1,5		1,50		2,26				
Формула Курлова . . . . .	$Fe_{0,020} CO_{2,4} M_{5,4} \frac{HCO_3^{64} Cl_{27}}{Na_{41} Mg_{28} Ca_{27}}$			$CO_{2,8} M_{23} \frac{Br_{0,008} J_{0,003} Cl_{81} HCO_3^{39}}{Na_{91}}$			$CO_{2,6} M_{12} \frac{Br_{0,005} J_{0,001} HCO_3^{80} Cl_{40}}{Na_{91}}$		

Таблица 1 (продолжение)

Группа	Кисловодск						Пятигорск			Железноводск		
	«Сульфатный нарзан»			«Каптажный нарзан» (колодец 1894 г.)			Лермонтовский (б. Александро-Ермолов.)			Славяновский		
Температура (°С)	16,9			14,1			45,1			55		
В 1 литре	г	мг-экв.	мг-экв. (%)	г	мг-экв.	мг-экв. (%)	г	мг-экв.	мг-экв. (%)	г	мг-экв.	мг-экв. (%)
Катионы:												
Натрий Na <sup>+</sup> . . . . .	0,1157	5,03	8,53	0,1309	0,69	16,46	1,0245	44,46	60,1	0,6169	26,62	55,6
Калий K <sup>+</sup> . . . . .	0,0106	0,27	0,45	0,0170	0,45	1,27	0,0603	1,54	2,2	0,0364	0,93	2,0
Магний Mg <sup>++</sup> . . . . .	0,2081	17,15	29,06	0,0952	7,83	22,65	0,0631	5,18	7,2	0,0502	4,12	8,6
Кальций Ca <sup>++</sup> . . . . .	0,7216	36,01	61,01	0,4120	20,58	59,56	0,4450	22,25	30,4	0,3035	16,02	33,5
Железо Fe <sup>++</sup> . . . . .	0,0156	0,56	0,95	0,0007	0,025	0,06	0,0002	0,01	0,1	0,0047	0,16	0,3
Сумма . . . . .		59,02	100,0		34,55	100,00		73,44	100,0		47,85	100,0

Анионы:												
Хлор Cl' . . . . .	0,0254	0,72	1,23	0,1485	4,19	12,13	1,0562	29,79	40,6	0,2898	8,17	17,0
Бром Br' . . . . .	0,0003	—	—	0,00044	—	—	0,005	0,06	0,06	—	—	—
Иод J' . . . . .	0,00006	—	—	0,00001	—	—	—	—	0,1	—	—	—
Сульфат SO <sub>4</sub> '' . . . . .	1,2460	25,94	43,95	0,4794	9,98	28,88	0,8230	17,13	23,3	0,8611	17,93	37,6
Гидрокарбонат HCO <sub>3</sub> ' . . . . .	1,9740	32,35	54,82	1,2434	20,38	58,99	1,6143	26,46	36,0	1,327	21,75	45,4
Сумма . . . . .		59,02	100,0		34,55	100,0		73,44	100,0		47,85	100,0
Кремневая кислота H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub> . . . . .	—	—	—	—	—	—	0,0726	—	—	0,0589	—	—
Борная кислота HBO <sub>2</sub> . . . . .	0,0044	—	—	0,0015	—	—	0,0102	—	—	—	—	—
Сероводород H <sub>2</sub> S общ . . . . .	—	—	—	—	—	—	0,010	—	—	—	—	—
Углекислота CO <sub>2</sub> своб . . . . .	1,730	—	—	1,926	—	—	1,0069	—	—	0,9393	—	—
Коэффициент: $\frac{Na}{Cl}$ (в экв.)	7,0		1,36		1,54		3,5					
Формула Курлова . . . . .	$Fe_{0,016} CO_{1,7} M_{4,2} \frac{HCO_{55}^3 SO_{44}^4}{Ca_{91} Mg_{29}}$			$CO_{1,9} M_{2,5} \frac{HCO_{59}^3 SO_{29}^4 Cl_{12}}{Ca_{69} Mg_{29} Na_{16}}$			$Br_{0,005} H_2S_{0,010} CO_{1,0} M_5 \frac{Cl_{41} HCO_{36}^3 SO_{23}^4}{Na_{80} Ca_{30}}$			$M_{3,5} \frac{CO_{0,9}^2 HCO_{45}^3 SO_{38}^4 Cl_{17}}{Na_{58} Ca_{34}}$		

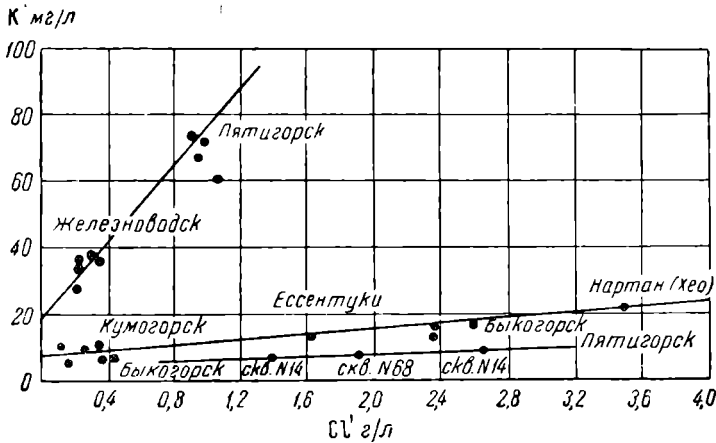
Таблица 1 (продолжение)

Группа	Кумогорск			Быкогорская			Малый Тамбукан			Баталинская		
Источник	Каштажная скважина			Источник Главный «сероводородный»			Скважина на озере			Горький источник		
Температура (°С)	32,6			20,8			13			10		
В 1 литре	г	мг-экв.	мг-экв. (%)	г	мг-экв.	мг-экв. (%)	г	мг-экв.	мг-экв. (%)	г	мг-экв.	мг-экв. (%)
<b>Катионы:</b>												
Натрий Na <sup>+</sup> . . . . .	0,5595	24,15	96,91	0,2022	8,79	64,0	8,1712	355,52	93,9	3,799	164,80	50,2
Калий K <sup>+</sup> . . . . .	0,0098	0,25	1,00	0,0073	0,18	1,3	0,1207	3,09	0,8	0,023	0,58	0,2
Магний Mg <sup>++</sup> . . . . .	0,0026	0,22	0,88	0,0184	1,51	11,0	0,1749	14,38	3,8	1,688	138,56	42,6
Кальций Са <sup>++</sup> . . . . .	0,0061	0,31	1,21	0,0652	3,25	23,7	0,0785	3,92	1,2	0,460	23,00	7,0
Железо Fe <sup>++</sup> . . . . .	—	—	—	Следы	—	—	0,0252	0,90	0,3	Следы	—	—
Сумма . . . . .		24,93	100,0		13,73	100,0		378,77	100,0		326,94	100,0



Анионы:												
Хлор Cl' . . . . .	0,3754	10,59	42,47	0,1703	4,80	35,0	12,9031	363,83	96,2	1,345	37,95	11,6
Бром Br' . . . . .	0,0009	0,01	—	0,0003	0,004	—	0,0639	0,80	0,2	—	—	—
Иод J' . . . . .	0,0007	—	—	0,00026	—	—	0,0141	0,11	0,1	—	—	—
Сульфат SO <sub>4</sub> " . . . . .	0,0009	0,01	0,04	0,0605	1,26	9,2	—	—	—	13,351	277,96	85,0
Гидрокарбонат HCO <sub>3</sub> ' . . . . .	0,8735	14,32	57,49	0,4691	7,67	55,8	0,7948	13,03	3,5	0,673	11,03	3,4
Сумма . . . . .		24,93	100,0		13,73	100,0		387,77	100,0		326,94	100,0
Кремневая кислота H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub> . . . . .	—	—	—	не опр.	—	—	—	—	—	0,017	—	—
Борная кислота HBO <sub>2</sub> . . . . .	0,011	—	—	0,0067	—	—	0,132	—	—	—	—	—
Сероводород H <sub>2</sub> S общ . . . . .	0,067	—	—	0,007	—	—	—	—	—	—	—	—
Углекислота CO <sub>2</sub> своб . . . . .	0,0563	—	—	0,1082	—	—	0,1549	—	—	0,102	—	—
Коэффициент $\frac{Na}{Cl}$ (в экв.)	2,4		1,9				0,98			4,36		
Формула Курлова . . . . .	$H_2S_{0,056} \frac{HCO_{58}^3 Cl_{40}}{M_{1,5} Na_{97}}$			$H_2S_{0,007} M_{1,0} \frac{HCO_{56}^3 Cl_{35}}{Na_{64} Ca_{24}}$			$Br_{0,063} J_{0,014} \frac{Cl_{96}}{CH_4 M_{23} Na_{94}}$			$\frac{SO_{85}^4 Cl_{12}}{M_{21} Na_{50} Mg_{43}}$		

получившая популярность вода Хео-Нартан в окрестностях Нальчика (фиг. 4). Это указывает на то, что в формировании минеральных вод северных частей КМВ большую роль играет гидрогеохимия третичных отложений.



Фиг. 4. График отношения  $\frac{K}{Cl}$  в минеральных водах района КМВ (по А. Н. Бунееву).

### ГЛАВНЕЙШИЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД РАЙОНА КМВ

Различные типы минеральных вод КМВ, как уже было сказано, образуют своеобразные динамические месторождения, характеризующиеся определенными гидрогеологическими и гидрогеохимическими условиями. Всего в районе КМВ намечается шесть основных типов месторождений минеральных вод.

#### Нарзаны Приэльбрусья

Углекислые холодные трещинные, слабо напорные воды, локализованные в зонах тектонических разрывов палеозойского фундамента. По химическому составу гидрокарбонатно-хлоридные, натриево-кальциевые, иногда кальциево-магниевого. Повышенное содержание хлоридов связано с морским песчано-сланцевым юрским комплексом, хотя местами углекислая вода коллектируется в трещинах палеозойских пород или на контакте юры и палеозоя.

К подобным источникам относится один из наиболее высокоминерализованных углекислых источников Юнгёшли с соляно-щелочной водой эссентукского типа.

В зоне крупных разрывов, у подошвы потухшего вулкана Эльбрус большой популярностью пользуются теплые нарзаны Джилы-Су ( $t = 22^\circ$ ).

Наиболее изучены и доступны для использования углекислые воды «Долины нарзанов».

Водообильность палеозойского фундамента невысока. Дебит отдельных источников невелик. Нет оснований полагать, что водообильность

палеозойского фундамента увеличивается к северу, скорее она уменьшается в закрытых частях структуры.

Кроме углекислых вод, в Приэльбрусье привлекает внимание появление редкого типа вод — чистых гидрокарбонатно-магниевых, приуроченных к коре выветривания серпентинитового массива в долине р. Малки.

### Кисловодск—Ессентуки

Углекислые холодные и субтермальные воды появляются в краевых зонах артезианского склона на контакте водоносных трещинно-пластовых и относительно водоупорных свит. Пути подъема воды служат тектонические трещины и сбросы. Углекислота формируется в зоне магматических очагов, при температуре около  $400^{\circ}$ , но ее накопление обычно происходит в более высоких горизонтах. Она насыщает воды различных генетических типов и представляет не только современные накопления.

К и с л о в о д с к о е, месторождение нарзанов приурочено главным образом к известняково-доломитовой толще валанжина. По химическому составу вода может быть охарактеризована как углекислая гидрокарбонатно-сульфатная кальциево-натриево-магниева невысокой минерализации (2 г/л), типичная для выщелачивания пород в континентальных условиях.

Нарзаны пестроцветной толщи титона с гипсами характеризуются повышенным содержанием сульфатов.

Е с с е н т у к с к о е месторождение углекисло-соляно-щелочных вод (гидрокарбонатно-хлоридно-натриевых) приурочено к песчаникам маастрихта, образующим своеобразную залежь (типа «рукавообразной») на контакте верхнемеловых известняков и палеогеновых ессентукских мергелей. В результате буровых работ термальная вода вскрыта в большом количестве в верхнемеловых отложениях, причем по мере эксплуатации произошло изменение газового состава от азотно-метанового до углекислого, и состав приблизился к составу основных ессентукских источников (тип источника № 4). В результате из общих ресурсов углекислой минеральной воды на курорте на долю лечебно-питьевой воды с минерализацией 8,5—12 г/л приходится около одной десятой части, что заставляет с особой осторожностью эксплуатировать эти ценные лечебные воды.

Кроме самого участка Ессентуков, воды подобного типа распространены к северу от курорта и обнаружены у подошвы лакколита Бык; такая же вода вскрыта и эксплуатируется для питья у подошвы Машука в Пятигорске.

Все данные свидетельствуют о том, что в образовании вод ессентукского типа принимал участие древний морской солевой комплекс, сохранившийся в палеогеновых и частично в верхнемеловых отложениях, постепенно вытесняемый гидрокарбонатными водами, поступающими из верхнемеловых отложений. Месторождение окаймлено водами меньшей минерализации, среди которых большое значение имеют гидрокарбонатно-натриевые (щелочные) воды. Несмотря на ряд убедительных фактов, свидетельствующих о таком происхождении соляно-щелочных вод, многие исследователи ищут «корни» ессентукских вод в палеозойском фундаменте.

### Пятигорск—Железноводск

Углекислые термальные воды в зонах тектонических деформаций у подошвы лакколлитов имеют ярко выраженный восходящий характер, вследствие чего температура их резко повышена — местами возникают горячие источники.

В образовании этих источников участвуют воды нескольких водоносных горизонтов. Большую роль играют воды верхнемелового горизонта, но, несомненно, здесь имеет место подъем по вертикальным каналам и вод нижнемеловой толщи, а быть может даже вод титонской толщи, отличающихся заметным содержанием сульфатов.

Пятигорские минеральные воды имеют довольно сложный химический состав — хлоридно-гидрокарбонатно-сульфатно-кальциево-натриевый. Брома в воде содержится 5 мг/л, кремневой кислоты до 73 мг/л. Общая минерализация около 4 г/л.

Основные горячие воды Машука, используемые для ванн (Лермонтовские, Пушкинские, Народные и др.), могут быть охарактеризованы как углекислые сероводородные воды. Общая сумма сульфидной серы равняется 10 мг/л; при  $pH = 5$  вся эта сера находится в виде свободного сероводорода, что придает водам особую ценность.

Несколько охлажденные воды, уже лишенные сероводорода, но с повышенным содержанием железа — до 15 мг/л, получены в скважинах, заложенных в аргиллитах, выше свиты «Горячего ключа». Близкими по типу являются пятигорские парзаны. Имеются здесь воды и эссентукского типа.

**Железноводские** воды — углекислые гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридно-кальциево-натриевые; в отличие от пятигорских, хлориды здесь стоят на последнем месте, сероводород почти отсутствует. Общая минерализация равна всего 3—3,5 г/л; железа 4—5 мг/л. Это количество железа не дает права называть их специфическими железистыми водами.

В Железноводске вскрыты воды с наиболее высокой температурой для КМВ — Славяновский источник с температурой 55°.

### Кумогорск—Бык

Азотные гидросульфидные термы слабой минерализации, приуроченные к краевым разрывам северных лакколлитов КМВ в полосе развития третичных отложений. По химическому составу воды гидрокарбонатно-хлоридно-натриевые (солено-щелочные). Общая минерализация их равна 1—1,5 г/л;  $pH = 8$ . Сероводорода 8—67 мг/л (преимущественно в виде гидросульфидного иона).

Температура Кумогорской термы достигает 33°. Быкогорские термы имеют температуру 21°.

Азотные термы КМВ заслуживают большего внимания, чем им обычно уделяют.

### Метановые хлоридно-натриевые (соленые) воды

Пластовые воды небольшого дебита приурочены к хадумскому горизонту майкопа. Подобные воды, с повышенным содержанием брома и иода, имеют сравнительно высокую минерализацию, до 26 г/л, и отличаются от всех

остальных минеральных вод КМВ тем, что имеют коэффициент  $\frac{Na}{Cl}$  (в экв.) несколько меньше единицы (0,98), сближающий их с хлоридно-натриево-кальциевыми водами нефтеносных районов.

### Баталинский—Лысогорский—Канглинский источники

Грунтовые, сульфатные, натриево-магниевые воды (горькие) приурочены к коре выветривания майкопских отложений; залегают в основании четвертичных террасовых отложений. Эти воды имеют минерализацию более 20 г/л.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

А. Д. Архангельский и Н. С. Шатский в одной из работ, посвященных схеме тектоники СССР (1933), высказали верную мысль о том, что в основе геохимических построений в огромном большинстве случаев лежат геологические данные, что лишь те геохимические исследования могут дать крупные результаты, которые опираются на особенно углубленный и тонкий геологический анализ и особенно широкий синтез. Работа геологов в районе КМВ в 1939—1940 гг. под руководством Е. В. Милановского и затем Н. С. Шатского (М. В. Муратов, 1948; Н. И. Николаев, 1948; В. Н. Павлинов, 1946, и др.) явилась основой для решения многих гидрогеологических задач. В результате исследований большой группы гидрогеологов и гидрохимиков (И. И. Володкевич, 1946; Ф. А. Макаренко, 1948; Н. Н. Славянов, 1948; А. Н. Бунеев, 1948; С. А. Шагоянц, 1949, и др.) гидрогеологические условия района Кавказских Минеральных Вод начинают вырисовываться в более ясных очертаниях; наметились основные закономерности распространения минеральных вод различного состава.

Все больше и больше накапливается фактов, свидетельствующих об огромной роли в создании химического состава минеральных вод района КМВ палеогидрогеологических условий мезозойского (юрского) и кайнозойского (третичного) времени. Своеобразные черты в составе вод обусловлены «наложением» молодой магматической деятельности. Однако многие вопросы формирования минеральных вод далеко еще не решены, и до сих пор еще имеются горячие сторонники «глубинного» происхождения минеральных вод.

Вследствие оригинального геологического строения и исключительного разнообразия минеральных вод КМВ являются как бы гигантской природной лабораторией, в которой прежде всего можно найти ценный материал для проверки тех или иных геохимических теорий и гипотез.

Роль Кавказских Минеральных Вод, как всесоюзной здравницы, огромна. Чтобы обеспечить дальнейшее развитие курортов, необходимо продолжение и завершение начатых геолого-гидрогеологических исследований и буровых разведочных работ, особенно в северной части района.

Одновременно требуется уточнение количественного подсчета ресурсов минеральных вод и улучшение состояния каптажных сооружений. Большое значение будет иметь образцово поставленная служба контроля за режимом пресных и минеральных источников района, увязанная с климатическим изучением района. Только комплексная работа различных

специалистов: геологов, гидрогеологов, гидрохимиков, климатологов и др. может обеспечить полное раскрытие природных условий этого необыкновенного района, который с полным правом может быть назван «музеем минеральных источников».

#### ЛИТЕРАТУРА

- Архангельский А. Д. Несколько соображений о геологической структуре Ставропольской возвышенности и прилегающих к ней частей Кавказского хребта. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1926, т. 4, № 1—2.
- Архангельский А. Д. Условия образования нефти на Северном Кавказе. Совет. нефт. пром., 1927.
- Архангельский А. Д. и Залманзон Э. С. Сравнительно-литологические исследования по вопросу о происхождении подземных вод грозненских нефтяных месторождений. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1931, т. 9, № 3—4.
- Архангельский А. Д. и Шатский Н. С. Схема тектоники СССР. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1933, т. 11, № 4.
- Бунеев А. Н. К изучению газового состава минеральных вод (на примерах вод Мацесты и района Кавказских Минеральных Вод). Гидрохимические материалы, т. 14. Изд-во АН СССР, 1948.
- Володкевич И. И. Современное состояние гидроминеральной базы КМВ и возможности ее увеличения в ближайшем будущем. «Тр. Гос. научно-исслед. бальнеол. ин-та КМВ», 1946, т. 22, 24, 25.
- Герасимов А. П. Обзор геологического строения северного склона Главного Кавказского хребта в бассейнах рек Малки и Кумы. «Тр. ЦНИГРИ», 1940, вып. 123.
- Макаренко Ф. А. Геотермические условия района Кавказских Минеральных Вод. «Тр. Лабор. гидрогеол. пробл. им. акад. Ф. П. Саваренского», 1948, т. 1.
- Муратов М. В. Очерк геологического строения северного склона Кавказа (в районе к югу от Кавказских Минеральных Вод). «Тр. МГРИ», 1948, т. 23.
- Николаев Н. И. О возрасте рельефа Центрального Кавказа и Предкавказья. «Тр. МГРИ», 1948, т. 23.
- Овчинников А. М. Геологические структуры районов минеральных вод. Сб. 5 Первого Всесоюзного гидрогеологического съезда в Ленинграде, ОНТИ, 1934.
- Овчинников А. М. Минеральные воды. Госгеолиздат, 1947.
- Овчинников А. М. Основные принципы зональности минеральных вод Кавказа. «Тр. Моск. геол.-разв. ин-та», 1948, т. 23.
- Павлинов В. Н. О структуре некоторых лакколлитов района Кавказских Минеральных Вод. «Бюлл. МОИП», 1946, т. 21, № 2.
- Славянов Н. Н. Железноводские минеральные источники и пути увеличения ресурсов минеральной воды. «Тр. Лабор. гидрогеол. пробл. им. акад. Ф. П. Саваренского», 1948, т. 1.
- Шагоянц С. А. Палеогидрогеологическая схема формирования подземных вод центральной и восточной частей Северного Кавказа «Тр. Лабор. гидрогеол. пробл. им. акад. Ф. П. Саваренского», 1949, т. 6.

---

---

В. В. ФЕДЫНСКИЙ

**ГРАВИТАЦИОННАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА  
ПРЕДГОРНЫХ И МЕЖГОРНЫХ ВПАДИН  
В ГЕОСИНКЛИНАЛЯХ**

Андрей Дмитриевич Архангельский определял геосинклинальные области как такие участки земной коры, которым свойственна особенно сильная и многообразная подвижность (1939). В пределах геосинклиналей различаются складчатые зоны определенного геологического возраста.

При последующем развитии геосинклинальных областей центральные части этих складчатых зон являются срединными массивами. По периферии же геосинклиналей опоясаны глубокими предгорными впадинами, возникающими на границе с платформой. Внутри геосинклинальных областей также возникают впадины — межгорные депрессии.

За последние годы глубокие недра геосинклиналей успешно изучаются при помощи геофизики, использующей физические методы для исследования земной коры. Предгорные и межгорные впадины, согласно И. М. Губкину (1934), представляют собой зоны накопления нефти и газа в структурах осадочной толщи этих впадин. Поэтому особенно широкое применение нашла себе разведочная геофизика при изучении впадин в геосинклиналях.

За десятилетие, предшествовавшее началу Великой Отечественной войны, в Советском Союзе усилиями геофизиков — разведчиков нефти и гравиметристов геодезической службы СССР были проведены большие работы по общей гравиметрической съемке страны.

В настоящей статье мы используем лишь небольшую часть материала общей гравиметрической съемки, относящуюся к зонам прогибания земной коры и накопления осадочных пород в предгорных и межгорных впадинах.

Три взятых нами примера — юго-восточная оконечность Кавказа, Прибайкалье и Урал — разнообразны по своим геологическим условиям. Поэтому их изучение позволяет наметить некоторые общие закономерности, характеризующие аномалии силы тяжести предгорных и межгорных впадин.

Апшеронский полуостров и прилегающие к нему районы являются областью интенсивного погружения, где в третичное время образовались осадочные толщи, мощность которых, по современным данным, превосходит 15 км. Надо заметить, что в 1934 г. И. М. Губкин оценивал эту мощность примерно в 12 км. Одновременно с общим погружением Апшеронской впадины в ней шло интенсивное образование складок, состоящих

из цепочек куполовидных и диапировых структур, осложненных грязевыми вулканами, а также образование нефтяных месторождений. По данным точной нивелировки, дифференцированные движения земной коры в области Апшеронского п-ова и прилегающих районов продолжаются и сейчас. Апшеронской п-ов и прилегающие к нему районы представляют собой типичный участок альпийской геосинклинали, находящийся в состоянии погружения и складкообразования, где мощные песчано-глинистые толщи в процессе современного горообразования проявляют себя как пластичные массы.

Совершенно иную геологическую обстановку мы находим в Прибайкальской складчатой области. Докембрийские отложения здесь представлены архейскими и протерозойскими породами, перекристаллизованными, глубоко метаморфизованными и пронизанными изверженными породами — габбро, эффузивами, гранитами, гранодиоритами. Осадочные образования мезозойских и третичных отложений развиты только в отдельных участках, преимущественно во впадинах. В верхнетретичное и четвертичное время Прибайкалье испытывало мощные вертикальные движения, приведшие к образованию системы глубоких впадин, в том числе и впадины оз. Байкал. Движения эти продолжаются и в наши дни, о чем свидетельствуют образование залива Провал на восточном берегу Байкала в XIX в. и значительная сейсмичность района. Таким образом, альпийская складчатость проявлялась здесь в третично-четвертичное время в условиях значительной жесткости земной коры древнего Монголо-Охотского складчатого пояса и развита на окраине этого пояса, вблизи Сибирской платформы.

Области Апшеронского п-ова и Прибайкалья являются зонами проявления современных альпийских движений, хотя и протекающих в совершенно различной геологической обстановке.

Урал — древнее складчатое сооружение герцинского возраста, где процессы интенсивной складчатости закончились в верхнепалеозойское время.

Для Уральской складчатой области характерно ее зональное строение. В шести зонах меридионального простирания чередуются по направлению с запада на восток палеозойские осадочные породы, кристаллические образования, основные изверженные породы, туфы и сланцы, гранито-гнейсовые массивы и, наконец, вновь палеозойские осадки, метаморфизованные и прорванные изверженными породами. Далее на восток простираются третичные осадки Западно-Сибирской низменности.

Западная предгорная впадина в ходе геологической истории Урала постепенно перемещалась на запад и к моменту завершения верхнепалеозойской складчатости заняла полосу между западным склоном Урала и 55-м меридианом.

В этой полосе, представлявшей собой в пермское время мульду, развиты гидрохимические осадки кунгурского яруса, сложенные в дисгармоничные складки и антиклинали, имеющие диапировое строение. Проявления альпийской складчатости начались на границе юры и мела и закончились в третичное время, но эти проявления не были интенсивными в Уральской складчатой области.

Таким образом, Урал является древней геосинклиналью, где уже замерли интенсивные горообразовательные движения. Действительно, в наши дни Урал весьма спокоен в сейсмическом отношении; исключение представляет лишь область, примыкающая к Уфимскому плато.



Области, выбранные нами для анализа, дают возможность сделать проверку общих положений о характере гравитационных аномалий в предгорных и межгорных впадинах, отвлекаясь от частных особенностей отдельных районов.

Предварительно необходимо сказать несколько слов о значении различных редукиций аномалий силы тяжести, так как высокие горные цепи и большие впадины земного рельефа служат характерными признаками геосинклинальных зон, а величина редукиции зависит от высоты точки над уровнем моря. Наиболее употребительны редукиция в свободном воздухе и редукиция Буге.

Аномалия в свободном воздухе отражает характер рельефа исследуемой территории, интерполяция ее между точками практически невозможна, и пользоваться аномалией в свободном воздухе для геологических целей не следует. Редукиция Буге (или соответствующая ей более точная топографическая) учитывает притяжение промежуточных масс, расположенных выше уровня моря. Если этим массам приписать повсюду некоторую постоянную плотность, например 2,67, в соответствии с фактической средней плотностью земной коры, то аномалии Буге или топографические будут указывать на аномальное распределение плотности во всей толще земной коры относительно среднего значения, избранного нами. Редукиции Буге, или, лучше, топографические, для геологических целей являются единственно пригодными с принципиальной точки зрения также и потому, что их введение не вносит в материал никаких искажений, основанных на произвольных допущениях, как это имеет место при пользовании изостатическими редукициями. При введении последних редукиций, кроме притяжения внешних масс, учитывается также притяжение подземных, так называемых компенсирующих масс, распределение которых определяется той или иной изостатической гипотезой.

По гипотезе изостазии дислокация масс на большой глубине зависит непосредственно от внешнего рельефа. Если бы в действительности имело место изостатическое равновесие земной коры, то после введения изостатических редукиций аномалии силы тяжести в среднем равнялись бы повсюду нулю. Однако изостатические аномалии существенно отличаются от нуля в большинстве районов.

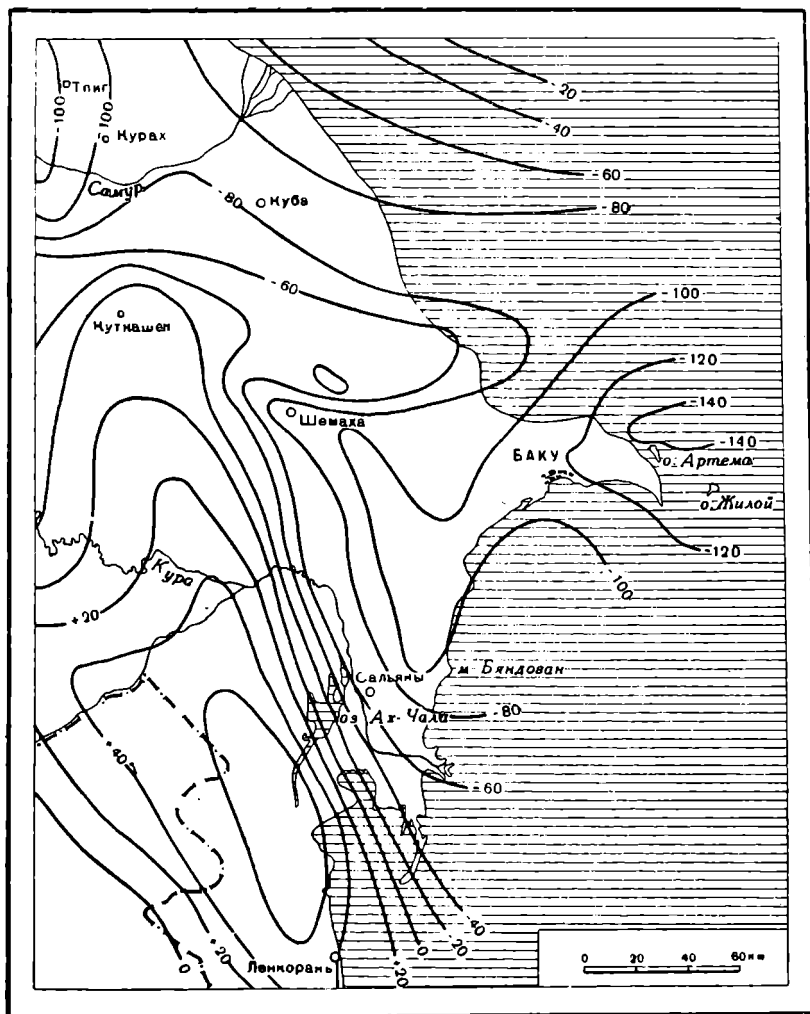
Американские геодезисты и геофизики, разработавшие около 40 лет назад методы введения изостатических редукиций, считали, что эти редукиции должны уменьшать аномалии силы тяжести почти до нуля и что остается только подобрать наилучшую гипотезу распределения компенсирующих масс, а также глубину изостатической компенсации (Боуи, 1936). Практика более поздних исследований показала, что невозможно найти универсальную систему изостатической компенсации и что введение изостатических поправок является лишь основой для дальнейших исследований.

Больше того, пользование изостатическими редукициями не нужно и даже вредно, так как оно приводит к излишней затрате труда на обработку материала и осложняет дальнейшую геологическую и математическую интерпретацию гравиметрических данных.

### ЮГО-ВОСТОЧНЫЙ КАВКАЗ

Глубокая гравитационная депрессия Юго-Восточного Кавказа, не исчезающая ни при каких изостатических редукициях, была хорошо известна еще по первым гравиметрическим работам, проведенным в начале

XX столетия. Однако только после гравиметрических работ геофизической службы нефтяной промышленности, проведенных в 1929—1936 гг. в Азербайджане, Дагестане и на Каспийском море, можно было построить карту гравитационных аномалий этой области (фиг. 1) и дать ее геологиче-



Фиг. 1. Аномалии силы тяжести Восточного Азербайджана.  
Редукция Буге.

скую интерпретацию (Архангельский и Федьинский, 1932; Федьинский, 1937). Весьма интересен профиль аномалии силы тяжести Ленкорань — Дербентская котловина, построенный на основании береговых и морских наблюдений (фиг. 2). Этот профиль тянется от Талышских гор через восточное продолжение Апшеронского п-ова к Северо-Каспийской (Дербентской) глубоководной котловине. На рассматриваемом профиле прежде всего

следует отметить согласный ход кривых аномалий в редукциях в свободном воздухе и Буге. Так как эти редукции дают крайние значения аномалий силы тяжести, то это означает, что введение любых изостатических редукций не изменит характера наблюдаемой картины. Отчетливо видно отсутствие связи между распределением аномалий силы тяжести и рельефом морского дна. Особенно важно, что как на карте, так и на профиле полностью отсутствуют элементы локального изостатического равновесия. Аномалии силы тяжести резко выражены и охватывают огромные пространства, достигая амплитуды свыше 200 мгал.

На Апшеронском п-ове, в Кабристане и в нижнем течении Куры, к востоку от Аджи-Кабула, гравиметрическая депрессия получает наибольшее развитие.

Интенсивная полоса максимумов меридионального простириания протягивается на север от границы Ирана в Талышских горах и, разрезая Прикуринскую депрессию, смыкается с Главным хребтом в районе изверженных пород Лагича и Вандама.

Область, очерчиваемая изоаномалами —100 и—120 мгал, также имеет ось северо-западного — юго-восточного простириания. Такое направление осей аномалий связано с региональной тектоникой области.

В ряде геологических работ можно усмотреть направления, связанные с простирианием, отличающимся от широтного кавказского. И. М. Губкин устанавливает направление сопок в Прикуринской низменности, идущее с северо-северо-запада на юго-юго-восток. Эти сопки тянутся строго параллельно изоаномальным линиям восточной окраины максимума.

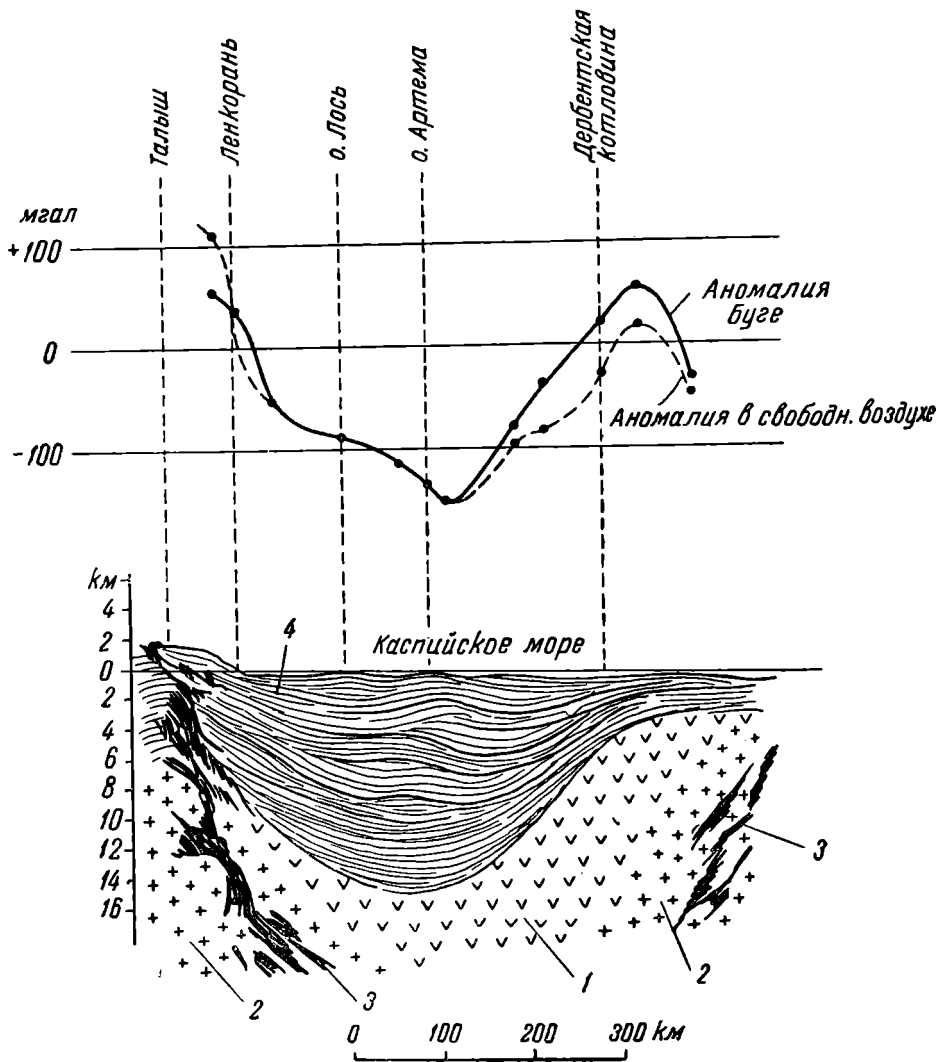
А. Н. Корнев при интерпретации магнитометрических и электроразведочных работ, проведенных в Мугани, отмечает наличие полосы перехода почти меридионального простириания. Указанная зона перехода лежит на границе двух геологических провинций: Талышской, с развитым комплексом эоцено-миоценовых отложений, со сложной складчатостью как пликативного, так и дизъюнктивного характера, и Нижнекуринской, где развиты плиоценовые осадки и имеются диапиры и грязевые вулканы, осложняющие антиклинальные линии.

Можно рассматривать эту зону перехода как границу между горной страной Малого Кавказа и Верхнекуринской депрессией, с одной стороны, и областью глубокого оседания земной коры, в значительной части занятой ныне водами Каспийского моря, — с другой.

Кроме такого преобладания северо-западных — юго-восточных простирианий в гравиметрической депрессии, связанного с общей региональной структурой этой области, замечательно совпадение депрессии с областью развития песчано-глинистых осадков продуктивной толщи и своеобразных тектонических форм — диапировых складок и грязевых вулканов. Большинство известных грязевых вулканов попадает в наиболее глубокие части этой депрессии. В глубоком минимуме к северу от Сангачал мы находим Локбатан, Отман-Боз-Даг, Пиль-Пиля, Большой Боз-Даг. На территории минимума к юго-западу от Сангачал расположены грязевые вулканы группы Ахтырмы, Алятской гряды и вулканы Западного Кабристана.

Гравитационная депрессия Юго-Восточного Кавказа окаймлена поясами положительных аномалий силы тяжести. На юго-западе расположена уже упоминавшаяся максимальная полоса, идущая от района Вандам — Лагич по направлению к Талышским горам. По мере продвижения по

Каспийскому морю на север от о-ва Артема к Астрахани, аномалия силы тяжести все время возрастает.



Фиг. 2. Схема строения земной коры и аномалии силы тяжести по профилю Ленкорань — Дербентская котловина.  
1—2 — кристаллические породы (1 — более легкие кислые, 2 — более тяжелые основные);  
3 — интрузии; 4 — осадочные породы.

К северу от зоны мелководья, в области Дербентского провала, мы вновь встречаемся с зоной положительных аномалий.

Общая амплитуда аномалии в депрессии по отношению к окаймляющим ее максимумам превосходит 200 мггал.

В то время как о геологическом строении дна Каспийского моря в области Дербентской котловины пока ничего не известно, область западного

максимума геологически изучена. Отчетливо выступает роль изверженных пород в полосе максимума.

Туфогенная толща Талыша имеет значительную мощность и прорезана жилами кристаллических пород. Ряд ювенильных горячих и теплых источников, выходящих из этой толщи, с выделением газовых струй метана и азота, имеется вблизи Ленкорани и Астары.

К северу от Талыша все эти признаки скрываются под немым пространством Мугани. Однако в результате магнитометрических работ здесь были открыты весьма крупные (свыше 1000 гамм) аномалии вертикальной составляющей геомагнитного поля, полосы которых протягиваются параллельно складкам Талыша. Эти магнитные аномалии являются следствием внедрения изверженных пород с большой магнитной восприимчивостью из недр Талышской горной системы в толщу осадочных образований, причем ориентировочная глубина залегания верхней границы возмущающих масс имеет величину порядка 1 км.

На стыке максимума с Главным хребтом мы встречаем Лагичско-Вандамский пояс изверженных пород — гранодиоритов и габбро. Следовательно, вдоль линии гравиметрического максимума имеются интенсивные проявления магматической деятельности, приуроченной к третичному времени. Избыточная сила тяжести в полосе максимума, несомненно, создана вторжением тяжелых изверженных пород основного ряда в породы верхних слоев земной коры. Таким образом, эту полосу максимума нельзя отождествлять с погребенной антиклиналью, как это предполагал М. С. Абакелия (1937).

Интенсивная магматическая деятельность в области западного максимума, имевшая место в поздне третичное время, происходила одновременно с грандиозными тектоническими движениями к востоку от этой зоны.

Интенсивное осадконакопление, а затем складкообразование шло как в зоне разлома, так особенно к востоку от нее, в области современной глубокой гравитационной депрессии. Здесь в обилии откладывались рыхлые продукты сноса с возвышенных частей суши, образовавшие мощные толщи легких осадочных пород.

Особенно сильно шел процесс накопления осадков в области гравитационной депрессии в век продуктивной толщи, во время восточно-кавказской орогенической фазы, наступившей после понтического времени.

После акчагыльской трансгрессии начали формироваться диапировые складки, грязевые вулканы и нефтяные месторождения, взаимная генетическая связь которых особенно подчеркивалась И. М. Губкиным (1934).

Значительные колебания уровня Каспийского моря в историческое время, не прекращающаяся деятельность многочисленных грязевых вулканов детально изученных С. А. Ковалевским (1928, 1940), наконец, результаты точных нивелировок (по данным С. П. Глазенапа), — все это говорит о том, что активная тектоническая жизнь идет в недрах этого участка земной коры и в наши дни.

Об этом свидетельствуют также сейсмические данные. Восточная окраина полосы максимумов, где они переходят с крупным градиентом аномалии в депрессию силы тяжести, есть как раз область трех крупнейших очагов кавказских землетрясений. По терминологии А. И. Михалевского (1926), это Шемахинский, Нижнекуринский и Ленкоранский очаги землетрясений.

Наиболее интенсивный — Шемахинский — лежит на стыке полосы максимумов с Главным хребтом. Взаимная связь этих очагов, а также связь с ними очага, лежащего к западу от Аракса (район Карягина), была показана А. И. Михалевским (1928) на примере одного из землетрясений.

При этом был отмечен тот замечательный факт, что сейсмические волны при землетрясениях в этих очагах приходят в Баку с северо-запада, огибая Куринскую депрессию. Очевидно, энергия этих волн сильно затухает в рыхлых осадочных породах Куринской депрессии, и Баку достигает только та их часть, которая распространяется с относительно большей скоростью и меньшими потерями вдоль погребенной полосы плотных магматических пород.

Итак, мы рассмотрели область крупных аномалий силы тяжести, которая далека от какого бы то ни было изостатического равновесия — в центре этой области аномалии отрицательны, по краям положительные.

Движения земной коры в этой области совершались вопреки силам изостазии, так как «недогруженная» зона депрессии длительно и упорно прогибалась, а в «перегруженных» зонах максимума столь же настойчиво подымались тяжелые массы магмы. Талыш — Мугань, низовья Прикуринской низменности, Кабристан, Апшеронский п-ов и прилегающие части Каспийского моря представляют собой область тектонически активную в третичную, четвертичную и современную эпохи, т. е. наиболее подвижный участок Кавказской геосинклинали в позднейшее время.

В то время как центральные части Большого Кавказа испытали значительный подъем и складкообразование начиная уже с майкопского века, рассматриваемая область Юго-Восточного Кавказа и прилегающие части Каспийского моря были ареной накопления осадков в плиоцене и постплиоцене, с одновременным образованием типичных тектонических куполовидных и диапировых форм. Такой прогиб земной коры сопровождался на периферии поднятием из глубинных слоев магматических пород, которые поднимались вверх и интродировали осадочные толщи. В результате этого процесса мы наблюдаем теперь на земной поверхности сложную систему интенсивных гравитационных и магнитных аномалий.

Можно предположить, что физические процессы, происходящие в недрах геосинклиналей, ведут к изменению плотности земной коры в больших объемах и являются движущей силой тектонических процессов в геосинклинали, как на это указывал впервые А. Д. Архангельский, объясняя причины больших отрицательных аномалий Буге в горных областях.

Вот почему предгорная впадина Апшеронского п-ова и прилегающих районов, являющаяся наиболее подвижной в позднейшее время частью Кавказской геосинклинали, характеризуется интенсивными гравитационными аномалиями.

Но особенно важно подчеркнуть, что не только «сверхглубокие», но и поверхностные массы (до глубины в 5—6 км) участвуют в образовании интенсивных аномалий силы тяжести в области этого прогиба. На данное обстоятельство указывают простые подсчеты, если принять во внимание малую плотность (менее 2,5) и огромную мощность (несколько километров) рыхлых песчано-глинистых плиоценовых и постплиоценовых осадков. О том же говорят и магнитометрические данные: для более плот-

ных пород с повышенной магнитной восприимчивостью установлен порядок глубины залегания всего в 1—4 км.

### ПРИБАЙКАЛЬЕ

В 1935—1941 гг. геофизической службой нефтяной промышленности были проведены значительные работы по маятниковой съемке Прибайкалья (Л. В. Петров, И. Э. Зоммер и др.). При этом из 380 маятниковых пунктов свыше 30 было определено на льду оз. Байкал.

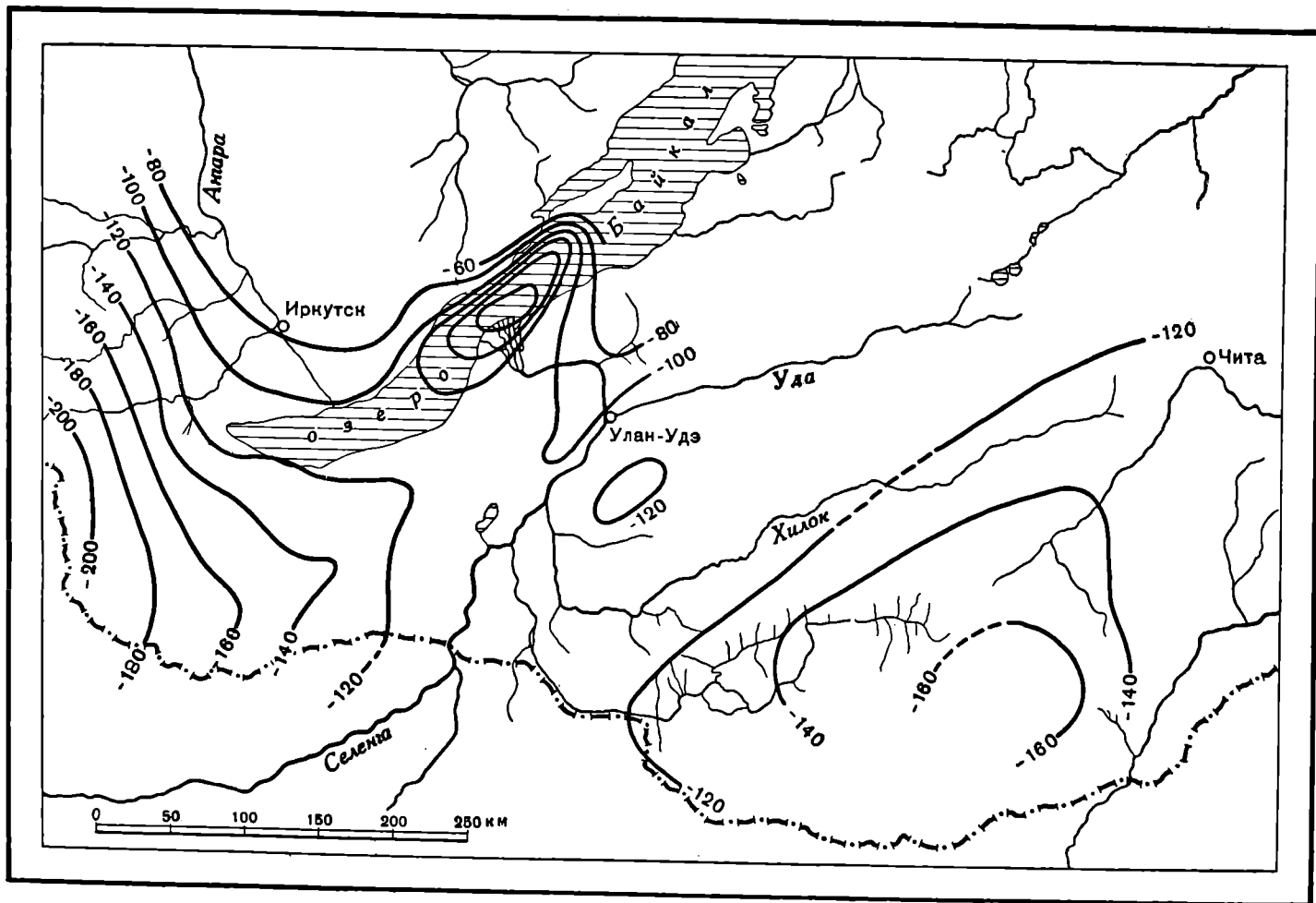
Использование гравиметрических данных затруднено в Прибайкалье контрастным рельефом, который характерен для этого участка земной коры. В то время как дно оз. Байкал опускается почти на 1300 м ниже уровня океана, опоясывающие озеро горные хребты Хамар-Дабан, Улан-Бургасы и Баргузинский возвышаются на многие сотни метров выше этого уровня. Главные долины Забайкалья лежат на высоте 500—600 м, гребни хребтов достигают высоты 1000—1200 м, а Баргузинские горы имеют абсолютные отметки около 2000 м. При столь контрастном рельефе, имеющем амплитуду свыше 3 км, влияние топографических особенностей на аномалии силы тяжести весьма значительно.

С целью учета притяжения рельефа и критической оценки возможных глубинных влияний, в 1939 г. автором совместно с С. А. Панфиловой была выполнена работа по вычислению топографических и топографо-изостатических поправок. В результате этой работы были составлены карты аномалий силы тяжести Прибайкалья в редукциях Буге и изостатических.

На карте аномалий Буге (фиг. 3) вырисовываются два обширных минимума на юго-востоке и юго-западе. Первый из них расположен в районе массива Сохондо и западных отрогов Яблонового хребта, а второй совпадает с территорией района хребта Хамар-Дабан, Тункинской долины и окружающих эту долину горных массивов. Восточный минимум, достигающий —160 мгал, совпадает с архейским гранитным массивом с отдельными пятнами нижнепалеозойских отложений. Западный минимум (—180, —190 мгал) занимает область развития протерозойских и нижнекембрийских пород, во многих местах прорванных и интродуцированных гранитными и зеленокаменными породами типа габбро.

В данном случае отрицательные аномалии соответствуют горным массивам, сложенным достаточно тяжелыми породами. Принимая во внимание относительно небольшие градиенты аномалии, приходится объяснить эти отрицательные аномалии глубинными дефектами масс под горными массивами. Можно было предположить, что эти дефекты компенсируют поверхностный рельеф. Это предположение было проверено введением изостатических редукций. Однако, хотя на карте изостатических аномалий описанные расплывчатые и обширные минимумы значительно уменьшаются по величине (минимум Сохондо до —20 мгал, а минимум Хамар-Дабан до —40 мгал), общий отрицательный фон сохраняется и, таким образом, глубинные дефекты и здесь не подчиняются схемам гипотезы изостазии.

Кроме этих минимумов, отделяемых от Байкала довольно спокойной зоной, которая доходит до западных отрогов Яблонового хребта, на картах виден очень интенсивный и резко очерченный минимум в районе дельты р. Селенги. Гравитационная депрессия здесь выражена узкой полосой, а градиенты аномалии достигают большой величины. Этот мини-

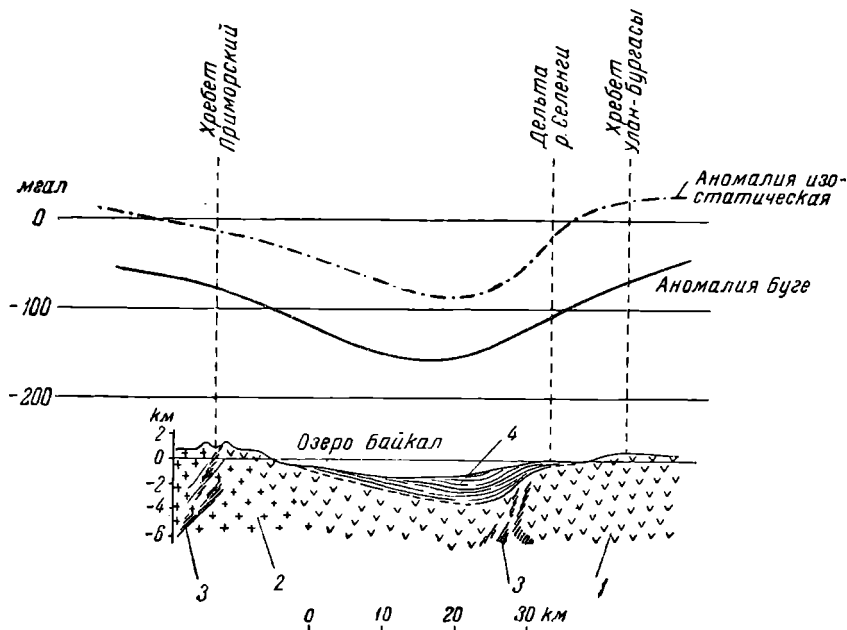


Фиг. 3. Аномалии силы тяжести Прибайкалья. Редукция Буге.



мум остается почти неизменным как по относительной амплитуде аномалии, так и по конфигурации изоаномал, какие бы редукции мы ни употребляли. Контраст между этим минимумом и обширными гравитационными зонами Сохондо и Хамар-Дабан выступает во всех редукциях достаточно выпукло.

К северу от селенгинского минимума располагается область повышенных аномалий в районе мыса Ольхон, к сожалению пока еще плохо изученная.



Фиг. 4. Схема строения земной коры и аномалии силы тяжести в районе оз. Байкал.

1—2 — кристаллические породы (1 — более легкие кислые, 2 — более тяжелые основные); 3 — интрузии в зоне раскола; 4 — осадочные породы.

Итак, Прибайкалье в целом характеризуется общим отрицательным фоном аномалий, который нарушается резкими еще более глубокими минимумами. Следовательно, здесь изостатическое равновесие также не имеет места. Особенно интересно, что интенсивная местная отрицательная аномалия приурочена к одной из древнейших дельт земного шара — дельте р. Селенги, в то время как по представлениям Боуи, сформулированным им в 1912 г., и других сторонников изостази дельты являются механизмами изостатического выравнивания масс. Однако в древней дельте р. Селенги, несмотря на ее длительное существование, равновесия нет и в помине.

Сопоставление результатов гравитационных наблюдений с магнитными данными, с результатами геологических работ на юго-восточном берегу Байкала и глубинами этого озера приводит к выводу о том, что причиной минимума силы тяжести вблизи устья р. Селенги является глубокий прогиб земной коры во всей ее толще, верхняя часть которого (от 2 до 4 км от поверхности земли) заполнена легкими третичными осадками.

Кристаллические породы протерозоя и архея, выходящие на юго-восточном берегу оз. Байкал (фиг. 4), погружаются в районе дельты р. Селенги на большую глубину. Принимая плотности воды, третичных осадков и гранито-гнейсового фундамента в крайних возможных вариантах, а именно 1,0—2,1—3,0 или 1,0—2,3—2,8, можно на основании простых расчетов определить порядок максимальной мощности третичных отложений.

Судя по геофизическим данным, гранито-гнейсовое дно Байкала погружается от зеркала воды озера на глубину порядка свыше 1 км. В наиболее глубокой части этой гранито-гнейсовой чаши скопилась мощная линза песчано-глинистых осадков, достигающая максимальной толщины вблизи восточного берега озера и выступающая в районе дельты р. Селенги поверх вод озера. Единая глубокая впадина южной половины Байкала, тянущаяся к югу от линии Малое море — устье р. Баргузин и достигающая наибольшей глубины вблизи устья Селенги, как бы засыпана в этой наиболее глубокой части подводной песчано-глинистой дамбой огромной мощности. Эта подводная дамба, созданная в результате недавнего тектонического погружения, сопровождавшегося многовековой работой р. Селенги, долгое время принималась за промежуточную межгорную перемычку, разделяющую Южный Байкал на две части (см., например, у Е. В. Павловского, 1939).

Зона опускания и накопления осадков в средней части озера Байкал имеет характер грабена с крутыми бортами. Кроме того, характерны незначительные по площади размеры депрессии. Такая структура Байкальского прогиба связана с глыбовым характером молодой складчатости, перерабатывающей некогда консолидированный и жесткий в наши дни участок земной коры.

Итак, мы видим, что в Прибайкалье наиболее интенсивные отрицательные аномалии силы тяжести приурочены к такому участку земной коры, который подвергался энергичному погружению в самое позднее геологическое время.

Как можно видеть из работ, посвященных геологической структуре Прибайкалья (Обручев, 1939; Павловский, 1939; Павловский и Цветков, 1939), недавние движения омолодили древний рельеф этой страны. После возникновения древней складчатой структуры в нижнепалеозойское время, горная страна Прибайкалья была под действием размыва превращена в плоскую область со сглаженным рельефом. Много позже, начиная с конца мелового периода, эта страна вновь подверглась серии сложных вертикальных движений, возможно сопровождавшихся надвигами и расколами. Одни участки суши поднимались, другие опускались, создавались новые хребты и глубокие межгорные впадины. Простирающие современных хребтов нередко совершенно инос, чем древнее простирающие пород, которые складывают эти хребты. Древние долины рек указывают на изменение направления размыва в позднейшее геологическое время.

Движения земной коры продолжают и в настоящее время, как об этом свидетельствуют землетрясения, достигающие вблизи Байкала 9—10 баллов, а также непосредственные изменения береговой линии Байкальского озера в историческое время, в частности образование залива Провал в XIX в.

Аномалии силы тяжести хорошо обрисовывают наиболее подвижный в третичное и четвертичное время участок этой своеобразной современной геосинклинали, в которую превратилась древняя, некогда консолидированная глыба. Причиной этой аномалии являются как глубинные, так и

поверхностные массы, влияние которых изучено благодаря геофизическим работам, проведенным в Прибайкалье.

Схематически можно рассматривать область интенсивной гравитационной аномалии Байкальской впадины как грабеноподобное опускание земной коры в наиболее подвижном за последнее время участке Прибайкалья.

### ЗАПАДНЫЙ УРАЛ

В 1937 г. автор имел возможность составить первую гравиметрическую карту Урала на основании свыше 730 маятниковых измерений, произведенных на территории от 51 до 62° с. ш. и между 54 и 58° долготы от Гринвича.

Маятниковые определения силы тяжести, послужившие основой для составления карты, были произведены главным образом в порядке общегосударственной гравиметрической съемки СССР, проводившейся Главным управлением геодезии и картографии при СНК СССР. После этого, в порядке сгущения сети гравиметрических пунктов, в нефтеносных районах Башкирии велись также значительные работы партиями геофизической службы нефтяной промышленности, которые определили под руководством Р. Ф. Володарского 200 маятниковых пунктов и значительно уточнили полученную ранее картину аномалий силы тяжести.

Аномалии Буге в пределах Уральской складчатой зоны и в прилегающих к ней областях колеблются в пределах от  $-60$  до  $+85$  мгал. Изоаномалы имеют отчетливое меридиональное простирание, повторяя во многом направления, намечающиеся на геологической карте.

Интересное и характерное пересечение Уральского хребта можно проследить к юго-западу от Нижнего Тагила. По мере перехода от палеозойских осадочных отложений к полосе зеленокаменных основных пород, аномалия Буге возрастает от  $-9$  до  $+73$  мгал на расстоянии всего около 20 км. Это обстоятельство указывает с полной очевидностью на относительно неглубокое залегание аномальных возмущающих масс. Полоса Нижний Тагил — Кушва является зоной максимальных положительных аномалий, к востоку от которой аномалия вновь уменьшается, но не так резко, как на запад. От Кушвы до Верхотурья, по мере перехода от зоны основных пород к кислым гранитным интрузиям, аномалия силы тяжести убывает на 100 мгал на расстоянии около 90 км. Совершенно аналогичная картина наблюдается южнее. В районе развития тяжелых основных внедрений, а именно вблизи горы Магнитной, Верхне-Уральска, Фершампенуаза аномалия силы тяжести достигает  $+22$  мгал; восточнее же, на гранитном массиве к западу от Полтавки, отмечается аномалия Буге — 52 мгал. Убывание аномалии составляет примерно ту же величину, а именно 74 мгал. Равным образом, к востоку от Орска уменьшение аномалии Буге составляет 90 мгал.

К западу от зоны метаморфизованной толщи лежит обширная Западно-Уральская предгорная депрессия, характеризующаяся отрицательными аномалиями до  $-60$  мгал и занимающая полосу с запада на восток около 150 км, а с севера на юг около 500 км от параллели г. Чкаловска. На юге эта зона гравитационной депрессии сливается с Урало-Эмбенской областью солянокупольных структур, в которой также преобладают отрицательные гравитационные аномалии.

На основании этой картины А. Д. Архангельский (1932) по поводу основных соотношений гравитационных аномалий с геологическим

строением Уральской складчатой страны сделал следующие заключения: 1) зона основных интрузий характеризуется положительными аномалиями; 2) зона распространения граштов имеет отрицательные аномалии Буге; 3) к западу от Урала существует обширная Западно-Уральская предгорная впадина, выполненная значительной толщей легких осадочных пород. К этим выводам можно добавить, принимая во внимание более поздние работы, что в Западно-Уральской предгорной депрессии имеется ондуляция, вызванная в районе Уфимского плато приближением к дневной поверхности более древних и тяжелых пород.

Две восточные полосы аномалий — положительная и отрицательная — находят свое объяснение, таким образом, в различном характере и плотности интрудированной в геосинклиналь магмы. Тяжелые основные и более легкие кислые породы магмы обычно различаются в плотности на 0,2—0,3. Расчеты показывают, что при наблюдающейся амплитуде колебаний порядок глубины дифференциации плотности должен составлять 15—12 км, что хорошо согласуется с данными Сейсмологического института АН СССР по Коркинскому взрыву, на основании которых мощность гранитного слоя была определена в 9,9 км.

Что же касается Западно-Уральской предгорной депрессии, то здесь имеет место глубокий прогиб каменноугольных отложений при огромной мощности пермских отложений, измеряемой тысячами метров. Так, буровая скважина в Красноярске прошла свыше 2000 м по толще гидрохимических осадков кунгурского возраста. Скважина в Каировке на глубине 1800 м еще не вскрыла артинских известняков.

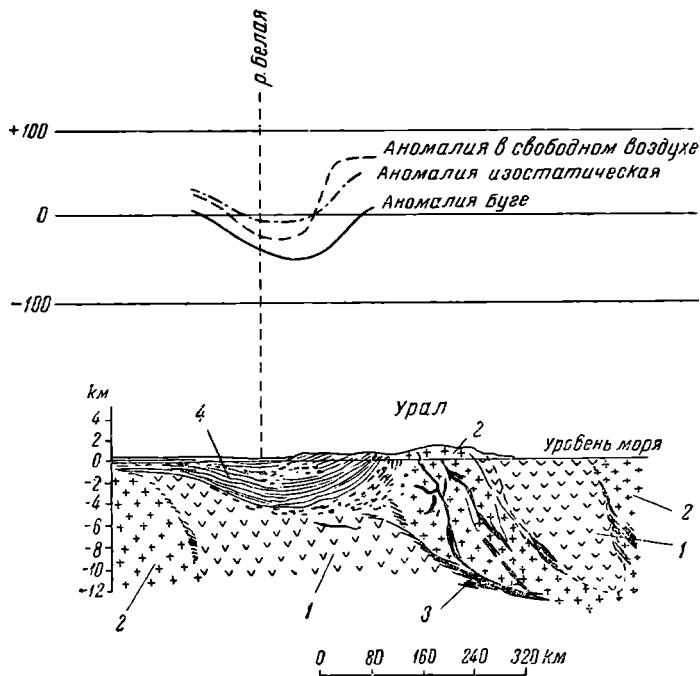
Зона этого глубокого прогиба каменноугольных пород и скопления мощных гидрохимических и красноцветных толщ перми совпадает с обособленной западной частью гравитационной депрессии (фиг. 5). На маятниковой карте видна довольно узкая минимальная полоса, хорошо выделяющаяся к западу от линии гор «одиночек» («шиханов») Стерлитамакского района. Еще лучше можно рассмотреть как очертания этой полосы, так и необычайно сложное пестрое поле местных аномалий в ней, связанное с распределением плотностей и наличием структур в осадочной толще, на сводной гравиметрической карте, составленной на основании многолетних работ с гравитационным вариометром и гравиметром Башкирской геофизической конторы (Л. В. Петров, Н. Л. Гушни, А. А. Глухов и др.).

Для Уральской складчатости насчитываются по крайней мере четыре главные фазы. После первой — астурийской, имевшей место на границе среднего и верхнего карбона и сформировавшей Центральный Урал, и второй — саальской, проявившейся уже на периферии и создавшей антиклиналь Ишимбаево в конце артинского века, наступило длительное прогибание всего комплекса осадочных пород. В этот период начали накапливаться пачки пермских осадков и формироваться структуры диапирового типа, особенно характерные для наиболее глубокой южной части Западно-Уральской предгорной депрессии. Кристаллическое основание и субстрат ушли здесь на большую глубину, что доказано магнитными исследованиями, проведенными в Башкирии в 1931—1938 гг. (Б. М. Яновский, Ф. К. Пейзе, Л. А. Кунин, С. А. Безрукавый). Сопоставляя магнитную карту с гравитационной, мы видим, что в области Предуральской депрессии нет ни одной крупной и обширной аномалии вертикальной составляющей геомагнитного поля.

Если на территории Русской платформы, где буровые скважины достигают кристаллического фундамента на глубине 1,5—2 км, мы находим ряд крупных магнитных аномалий, свыше 1000 гамм, вызванных породами

этого фундамента, то в области Предуральской депрессии кристаллический фундамент опущен на значительную глубину и не может вызвать крупных и резких аномалий геомагнитного поля.

Итак, на западной периферии Уральской складчатой страны имеется зона отрицательных аномалий силы тяжести, бывшая наиболее подвижной в относительно позднее геологическое время, когда сформировавшийся



Фиг. 5. Схема строения земной коры и аномалии силы тяжести по профилю через Урал.

1—2— кристаллические породы (1— более легкие кислые, 2— более тяжелые основные); 3— интрузии; 4— осадочные породы.

Уральский хребет уже возвышался над дневной поверхностью. Здесь образовалась крупная мульда, в которой накопились мощные толщи перми и образовались своеобразные структуры диапирового типа.

Характер гравитационного поля последней весьма далек от условий изостатического равновесия. Несмотря на это аномалии, связанные с прогибом, имевшим место в верхнепалеозойское время, не исчезли и в нашу эпоху. Они запечатлели наиболее поздние по времени интенсивные движения земной коры в Уральской геосинклинали.

### ОБЩИЕ ВЫВОДЫ

Рассмотренные нами три геосинклинали впадины — зоны погружения и накопления осадочных пород в самых разнообразных геологических условиях — характеризуются интенсивными аномалиями силы тяжести. Процесс изменения физических свойств в недрах и дифференциация

плотности пород в земной коре приводит к образованию аномального гравитационного поля, характеризующегося наличием противоположных положительных и отрицательных элементов. Здесь нет ничего похожего на идеальную картину «изостатического равновесия». Основному свойству геосинклиналей — их подвижности — соответствует резкое и интенсивное аномальное гравитационное поле. Главные черты этого поля тесно увязаны со структурой земной коры во всей ее толщине и отчетливо отражают строение поверхностных ее слоев. Именно вследствие этого обстоятельства гравиметрическая карта повсюду помогает тектоническому районированию изучаемых областей.

Этот вывод, который прочно основывается на обширном и богатом материале, добытом советскими геофизиками, коренным образом противоречит воззрениям, существующим в зарубежной литературе по вопросам изостази.

Сто лет назад Пратт и Эри высказали предположение, что наблюдаемые аномалии силы тяжести могут быть объяснены тем, что нагрузка внешних масс (горных цепей) полностью уравнивается соответствующими глубинными дефектами. На основе этой метафизической гипотезы, согласно которой земная кора рассматривалась не в движении и развитии, а в состоянии пассивного равновесия, были разработаны приемы математической обработки гравитационных наблюдений и объяснялась их физическая сущность и геологическое значение.

В США, Финляндии, Голландии и Германии возникла школа сторонников изостази, последователи которой имеются еще и среди наших ученых.

Однако даже сторонники изостази не могут не отметить противоречий между защищаемой и развиваемой ими гипотезой и фактическим материалом наблюдений (Венинг-Мейнец, 1940).

А. Д. Архангельский сумел в свое время, располагая еще довольно ограниченным материалом, рассмотреть лженаучный характер гипотезы изостази, которая не могла дать ни одного действенного прогноза, и противопоставил этой гипотезе взгляды, основанные на признании развития и движения земной коры, как ее закономерного состояния, в то время как гипотеза изостази упорно выдвигала на первый план равновесие масс земной коры.

Уже в 1933 г. А. Д. Архангельский высказал мысль, что для объяснения характера аномалий силы тяжести необходимо прибегать к историко-геологическому методу и что гипотеза изостази только мешает правильно понять соотношения между аномалиями силы тяжести и геологическим строением страны. Тогда же он поставил вопрос, не являются ли отрицательные аномалии одним из характерных признаков геосинклинальных прогибов на определенной стадии их развития и не превращаются ли впоследствии эти отрицательные аномалии в положительные (Архангельский, 1933).

Через четыре года, основываясь на сводке обширного фактического материала по СССР, А. Д. Архангельский пришел к заключению, что подвижным геосинклинальным областям свойственны большие аномалии силы тяжести, обязанные своим происхождением ненормально высокой или ненормально низкой плотности глубоких частей земной коры (Архангельский, Михайлов, Федынский и Люстих, 1937). При этом А. Д. Архангельский, формулируя гипотезу об изменении плотности и объема подкоровых масс, тем самым видоизменил свое первоначальное положение о том, что аномалии силы тяжести обусловлены строением земной коры только в

верхних 10—15 км ее толщи. Для геосинклинальных областей выдвигаются, наряду с поверхностными факторами, вызывающими аномалии силы тяжести, также факторы глубинные.

Только такая точка зрения позволяет дать последовательное объяснение ряда фактов, которые ранее казались случайными и разрозненными, и связать глубинное строение геосинклиналей с их поверхностной тектоникой. В частности, мы видели, что гравитационные аномалии предгорных впадин могут быть удовлетворительно объяснены именно с этой точки зрения.

Глубокие прогибы земной коры, возникающие на периферии геосинклинальных зон, и межгорные впадины, являющиеся ареной накопления осадков и возникновения своеобразной вторичной складчатости, характеризуются гравитационными депрессиями. Крупная геосинклинальная область обычно характеризуется системой таких аномалий, окаймляющих эту область по периферии. Достаточно подробные гравиметрические работы позволяют охарактеризовать структуру отдельных участков в геосинклиналях и облегчают задачу ее геотектонического районирования. Следовательно, гравиметрическая съемка в геосинклинальных областях имеет большое практическое значение. Она должна широко и планомерно использоваться повсюду, где ставятся задачи регионального геологического исследования.

Понимая важность такого вывода, необходимо вспомнить с чувством глубокой признательности ту настойчивость, с которой А. Д. Архангельский выдвигал и обсуждал разбираемый в настоящей статье вопрос. Благодаря Андрею Дмитриевичу, обладавшему огромной эрудицией в области геологии и проявлявшему живой интерес к геофизическим исследованиям, был сделан значительный шаг вперед в развитии идей, относящихся к гравитационной характеристике структур земной коры вообще, геосинклиналей и их предгорных впадин в частности.

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

- Абакелия М. С. К проблеме Кюрдмирского хребта Закавказья. «Азерб. нефт. хоз.», 1937, № 9.
- Архангельский А. Д. Значение гравиметрии в геологии и проблема изучения геологического строения Западно-Сибирской низменности. «Бюлл. МОИП», 1932, № 3—4.
- Архангельский А. Д. Геология и гравиметрия. М., 1933.
- Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. «Тр. XVII сессии Международного геологического конгресса», т. 2, 1939.
- Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. М.—Л., 1941.
- Архангельский А. Д., Михайлов А. А., Федынский В. В. и Люстих Е. Н. Геологическое значение аномалии силы тяжести в СССР. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1937, № 4.
- Архангельский А. Д. и Федынский В. В. Геологические результаты гравиметрических работ в Восточном Азербайджане. «Бюлл. МОИП», 1932, т. 10, № 3—4.
- Боуи В. Изостазия. Пер. с англ. ОНТИ, М.—Л., 1936.
- Венинг-Мейсц Ф. Гравиметрические наблюдения на море. Пер. с англ., М., Геодизиздат, 1940.
- Губкин И. М. Тектоника юго-восточной части Кавказа в связи с нефтеносностью этой области. Гос. н.-техн. нефт. изд-во, 1934.
- Ковалевский С. А. Грязевые вулканы Юго-Восточного Кавказа. Баку, 1928.
- Ковалевский С. А. Грязевые вулканы Южного Прикаспия. Баку, 1940.
- Кузнецов Е. А. Развитие взглядов на тектонику Урала от А. П. Карпинского до наших дней. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1937, № 4.

- Михалевский А. И. Землетрясения Кавказа и их связь с дислокацией края. Баку, 1926.
- Михалевский А. И. Материалы по землетрясению 19 февраля 1924 г. в Азербайджане. Баку, 1928.
- Обручев В. А. Докембрий Сибири. «Тр. XVII сессии Международного геологического конгресса», т. 2, 1939.
- Павловский Е. В. Впадина озера Байкал. «Тр. XVII сессии Международного геологического конгресса», т. 2, 1939.
- Павловский Е. В. и Цветков А. И. Докембрий Прибайкалья. «Тр. XVII сессии Международного геологического конгресса», т. 2, 1939.
- Сельский В. А. Изучение строения земной коры на основании данных геофизики. Ч. 1. М.—Л., 1940.
- Федынский В. В. Аномалии силы тяжести в Азербайджане. Баку, 1937.
- Шатский Н. С. К вопросу о возрасте складчатого основания Русской платформы. «Сов. геол.», 1940, № 10.



---

---

В. В. ТИХОМИРОВ

## СХОДНЫЕ ЧЕРТЫ ВЕРХНЕМЕЛОВОЙ ИСТОРИИ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ И МАЛОГО КАВКАЗА

Среди многочисленных научных положений и идей, выдвинутых А. Д. Архангельским, особое место по их значимости занимают его геотектонические выводы. Один из них, сформулированный в фундаментальной совместной работе А. Д. Архангельского, Н. С. Шатского, В. В. Меннера и др. (1937), гласит, что в течение геотектонического цикла платформы и окружающие их геосинклинали испытывают вертикальные движения в общем одного направления. При этом, как правило, смена направленности движения происходит несколько раньше, в геосинклиналях, распространяясь затем постепенно на платформу. Такое, в общем, совпадение в направлении колебательных движений между геосинклиналью и платформой характерно, по мнению А. Д. Архангельского, для крупных отрезков времени, т. е. для тектонического цикла в целом, первая половина которого как в геосинклиналях, так и на платформах характеризуется опусканиями, а вторая — воздыманиями. Это положение А. Д. Архангельского — Н. С. Шатского диаметрально противоположно так называемому «закону Ога», установленному в 1900 г. и сформулированному следующим образом: «Всякий раз, когда некоторый определенный член осадочной серии является на континентальных площадях трансгрессивным, этот же член в геосинклиналях является регрессивным. И наоборот: всякий раз, когда некоторый определенный член является в геосинклиналях трансгрессивным, на континентальных площадях он регрессивен.

«Другими словами, движения в известном направлении являются синхроничными на континентальных площадях, и эти движения компенсируются в геосинклиналях движениями в обратном направлении» (Ог, 1938, с. 441).

Как можно видеть из приведенной цитаты, так называемый «закон Ога» не совместим с выводами А. Д. Архангельского и полностью ими отрицается.

В. В. Белоусов (1948) целиком принимает в данном вопросе точку зрения А. Д. Архангельского и, критикуя «закон Ога», приводит ряд примеров, показывающих одинаковую направленность в развитии геотектонического цикла на платформе и в геосинклиналях. При этом В. В. Белоусов, так же как и А. Д. Архангельский, подчеркивает некоторое «запаздывание» движений платформы.

Все перечисленные исследователи устанавливали соотношение движений платформ и геосинклиналей для тектонического цикла в целом, но не рассматривали детали этого процесса на более коротких отрезках

времени. В настоящей заметке делается попытка частично осветить этот вопрос, для чего приводится сравнение истории тектонического развития геосинклинали Малого Кавказа и Русской платформы в течение верхнемелового времени.

Малый Кавказ, бывший в свое время объектом детальных исследований автора настоящих строк, расположен во внутренней части альпийской геосинклинали, окаймляющей Русскую платформу с юга.

Альпийский геотектонический цикл начался на Малом Кавказе в лейасе. С этого времени наметилась энергично погружавшаяся область, ограниченная с юга унаследованным от палеозоя Мисхано-Зангезурским поднятием, а с севера — областью размыва, располагавшейся в пределах современных депрессий Риона и Куры. На этой территории, охватывающей как северо-восточную, так и центральную часть Малого Кавказа, в течение всей юры происходило мощное осадконакопление, прерывавшееся кое-где местными поднятиями (Храмский и Локский массивы, Алавердский район и др.). Непрерывный ход осадконакопления прекратился с наступлением нижнемелового времени, когда почти вся описываемая область вышла из-под уровня моря и наступил длительный период общего поднятия, складкообразования и интрузивной деятельности. Исключение составляли только два участка — Чхеримельский и Воротанский, в пределах которых в течение почти всего нижнего мела сохранялся морской режим.

Первые признаки вновь начинающихся погружений были зафиксированы в верхнеаптское время, когда вдоль северо-восточной периферии Муровдагского хребта отложилась серия прибрежных, а кое-где дельтовых образований. Верхнеаптское море скорее всего трансгрессировало с северо-запада. Однако эти первые прогибания быстро сменились поднятиями, в результате которых ниже- и среднеальбские осадки на Малом Кавказе не отлагались.

Наступление верхнеальбского времени ознаменовало начало нового этапа в истории геологического развития Малого Кавказа. Обширные площади описываемой области были охвачены погружениями, и море покрыло большую часть этой территории. Трансгрессия, повидимому, развивалась как с северо-запада, из области Абхазии и окрестностей Дзирульского массива, так и с юго-востока, из низовьев р. Воротан и прилегающих частей бассейна р. Аракс. Однако наряду с преобладающими отрицательными движениями, охватившими почти все описываемое пространство, выделялись отдельные участки, сохранившие попрежнему свой геантиклинальный режим. В пределах исследованной области наметились три полосы устойчивых поднятий, разделенные прогибавшимися зонами (см. схему).

Наиболее северная геантиклинальная полоса протягивалась из долины р. Рион через Дзирульский массив и далее на восток по левобережью р. Куры. Она прослеживается примерно до района г. Мцхета, после чего теряется под толщей более молодых осадков. Вторая полоса поднятий от окрестностей г. Артвина шла почти в широтном направлении через Храмский и Локский кристаллические массивы до бассейна р. Акстафы и, плавно поворачивая в юго-восточном направлении, протягивалась дальше через Кедабекский район и Муровдагский хребет до окрестностей г. Агдама. Дальнейшее прослеживание этой полосы невозможно, так как по мере приближения к р. Аракс мезозойские отложения скрываются под четвертичными образованиями.

Третья полоса устойчивых поднятий может быть намечена в районе

Мисханского, Южно-Севанского и Зангезурского хребтов и прослежена на юго-восток до левобережья р. Аракс в Кафанском районе. Как и в предыдущей полосе, по мере движения с запада на восток простираение ее меняется с широтного на общекавказское. Некоторое усложнение описанной схемы происходило в юго-восточной части Малого Кавказа, где между второй и третьей полосами поднятий существовала небольшая суша, приуроченная к району Карабахского хребта. Последняя связывалась с центральной полосой поперечным поднятием, примыкавшим к ней в Агдамском районе.

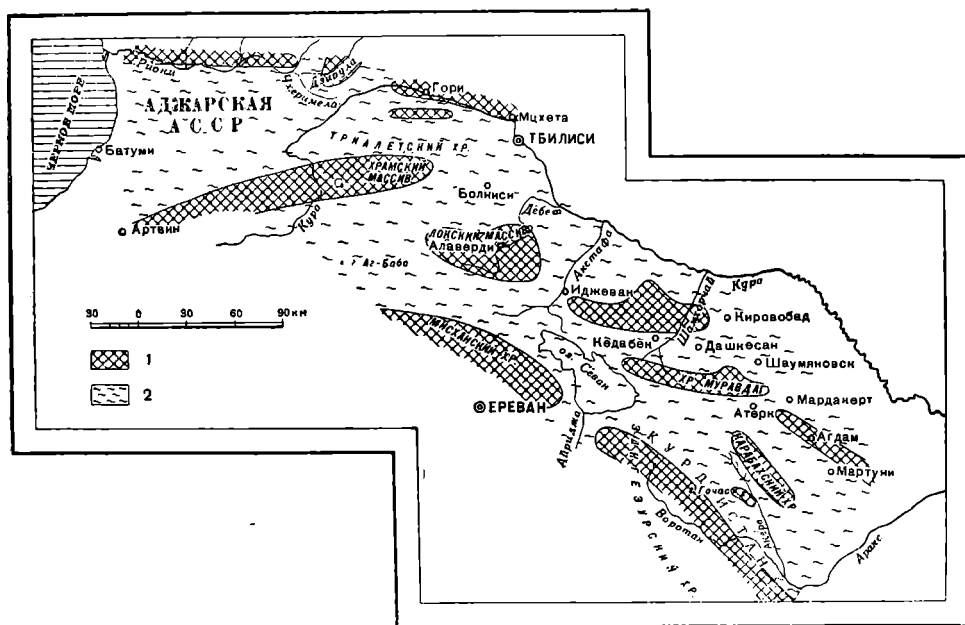


Схема расположения поднятий и прогибов на Малом Кавказе в верхнемеловое время.

1 — области поднятий и размыва; 2 — области погружений и осадконакопления.

Описанные полосы не представляли собой сплошных барьеров, они были разбиты поперечными прогибами на ряд кулисообразно расположенных островов. Поперечные седловины были охвачены погружениями, правда меньшей амплитуды, чем в соседних бассейнах.

Возникшие в альбе три полосы поднятий продолжали существовать в течение всего верхнего мела и только при переходе от яруса к ярусу несколько меняли свои очертания. Столь же устойчивыми в верхнемеловое время были и области погружений, наметившиеся еще в верхнем альбе. Так, между северной и центральной полосами поднятий в альбе существовали Аджаро-Триалетский, Акстафинский и Шаумяновский бассейны, являвшиеся частями единой Аджаро-Кировобадской геосинклинали. Между центральной и южной полосами возникли Присеванская, Акеринская и Мартунинская зоны накопления осадков, также связанные в одну общую геосинклинали. К югу от Мисхано-Зангезурского геоантисклинали участка располагалась Южно-Армянская область погружений. Все три полосы устойчивых поднятий в течение верхнеальбского времени испытывали непрерывавшиеся восходящие движения, что вызвало

непрерывный и довольно энергичный размыв, способствовавший обогащению грубым песчаным материалом прибрежных участков соседних бассейнов.

Наряду с отложением нормальных осадков в некоторых впадинах происходила подводная эффузивная деятельность. Наиболее энергично она проявлялась в северо-восточной части Аджаро-Триалетской области погружений и в Гуляплинском районе Мартунинского бассейна.

Переход от альба к сеноману ознаменовался кратковременным поднятием и осушением участков, оконтуривавших геантиклинальные районы. Море отошло к центральной части прогибов, и это сопровождалось заметным изменением фациальных условий почти на всей площади бассейнов. Только в редких случаях, обычно в центральной части прогибов, переход от альба к сеноману был вполне постепенным.

После непродолжительного отступления моря последовала новая трансгрессия, охватившая не только всю территорию, покрытую прежде верхнеальбским морем, но и значительно зашедшая за ее пределы в глубь суши.

Эффузивная деятельность, которая проявлялась в некоторых прогибах уже в альбское время, заметно усилилась в сеномане. Правда, теперь она была приурочена только к северной (Аджаро-Кировабадской) зоне прогибаний. В этой же области происходили также и максимальные погружения. Все извержения имели подводный характер и центры их, как правило, были приурочены к наиболее интенсивно погружавшимся участкам. Повидимому, вокруг вулканов периодически возникали небольшие острова, быстро уничтожавшиеся действием волн. Следует отметить, что интенсивность вулканизма резко возросла к концу сеномана и достигла своего максимума в нижнем туроне.

Хотя площадь суши в сеноманское время и сократилась по сравнению с альбом, она попрежнему отчетливо намечается по обилию довольно грубого терригенного материала в обрамляющих ее осадках. Очевидно, восходящие движения на геантиклинальных участках были достаточно интенсивными, а вновь возникшие возвышенности энергично разрушались.

Судя по характеру фауны, а особенно по наличию орнаментированных толстостенных гастропод и пелеципод, обильных в сеноманских отложениях всего Малого Кавказа, море повсеместно было мелким и достаточно бурным. Аммониты и иноцерамы, встречающиеся обычно в удаленных от берега участках, попадают в сеноманских отложениях реже других окаменелостей.

Переход от сеномана к турону сопровождался вдоль северо-восточных предгорий Малого Кавказа заметным усилением погружений во впадинах. В то же время море несколько отступило от прежних границ геантиклинальных участков, и последние заметно расширились. В центральной геантиклинальной области исчезли Иджеванский, Дашкесанский и Мардакертско-Атеркский проливы, существовавшие в сеномане и делившие эту область на ряд островов. Возникла единая полоса поднятий от Артвина на северо-западе до Агдама на юго-востоке. Переход от сеномана к турону сопровождался либо некоторым изменением фациальных условий, либо вовсе никак не отразился на характере разреза. Повсюду в северной полосе в течение нижнего турона происходило довольно энергичное осадконакопление. Во всех пунктах, в которых происходили значительные прогибания, имел место также и энергичный эффузивный вулканизм; мощность нижнетуронской вулканогенной толщи достигает здесь 800—1000 м.

Расположение и конфигурация северной области осадконакопления оказались в общем почти такими же, какими они были в сеномане. Попреж-

нему здесь отчетливо выделяются Аджаро-Триалетская впадина, Акстафинский прогиб и Шаумяновская область погружений.

В центральной (Севано-Курдистанской) геосинклинальной полосе переход от сеномана к нижнему турону ознаменовался резким уменьшением площади морского бассейна. Полностью осушился Акеринский прогиб; заметно уменьшилось Мартунинское море. Южная геоантиклинальная полоса (Мисхано-Зангезурская) сохранила в общем свое месторасположение и несколько расширилась по сравнению с сеноманским временем. Северное и восточное побережья Присеванской области отступили весьма значительно во внутреннюю часть бассейна, что привело к резкому сокращению занимаемой им площади.

Регрессия продолжалась в течение всего нижнетуронского времени, пока не была приостановлена верхнетуронской трансгрессией, благодаря которой значительная часть осушившейся было поверхности вновь покрывалась морем.

В Аджаро-Триалетской области верхнетуронский бассейн обладал примерно теми же очертаниями, что и нижнетуронский, но режим его существенно изменился, и взамен нижнетуронских туфогенных пород начала отлагаться толща известняков с кремнями. Только в Болнисском заливе попрежнему продолжалась энергичная эффузивная деятельность. Акстафинский и Шаумяновский бассейны занимали в верхнетуронское время ограниченную площадь. Их южный борт заметно отодвинулся в северо-восточном направлении. Вследствие этой продолжающейся регрессии существенно расширилась центральная полоса поднятий. В пределах Айриджинского пролива, связывавшего Присеванский и Южно-Армянский бассейны, между нижним и верхним туроном, так же как и в других частях Малого Кавказа произошел отчетливо выраженный перерыв. Вернувшееся в этот район верхнетуронское море захватило опять примерно ту же площадь, которую оно занимало в нижнем туроне. Так же, как и в нижнем туроне, южная геоантиклинальная полоса состояла из двух участков: Мисханского и Зангезурского, а центральная протягивалась сплошным барьером от Артвина через Алаверди, Шахдагский и Муровдагский хребты до окрестностей Агдама.

Переход от верхнего турона к коньякскому веку не повлек за собой каких-либо существенных изменений в очертании границ поднятий и оконтуривавших их бассейнов. В Аджаро-Триалетской области режим, установившийся в конце турона, сохранился в течение всего коньякского века. К востоку вдоль полосы Шамхорского и Муровдагского поднятий коньякское море проникло несколько далее границ верхнетуронского бассейна, не достигнув, однако, размеров нижнетуронского моря. В центральной полосе прогибаний коньякское море распространилось несколько шире верхнетуронского, соединив Акеринский и Присеванский бассейны и захватив юго-восточное окончание Мисханской суши.

В пределах Аджаро-Кировабадской области погружений отлагались известняки и мергели, и только в Болнисском заливе продолжалась эффузивная деятельность, начавшаяся еще в сеноманское время.

Пространство между центральной и южной полосами поднятий, как и прежде, было занято Севано-Курдистанской геосинклиналью. В юго-восточной части этой области, в районе Карабахского хребта, существовало унаследованное еще с предыдущих времен небольшое поднятие, связывавшееся, так же как и в туроне, с Агдамской сушей. Акеринский бассейн в отличие от туронского времени получил связь с Присеванской областью, соединявшей прежде Зангезурское и Карабахское поднятия.

Присеванский бассейн в коньякский век несколько расширился по сравнению с границами, которые он занимал в течение турона. Его северо-восточный борт приблизился, повидимому, к району Муровдагского хребта, а юго-западный край захватил часть Мисханского поднятия. Благодаря расширению Айриджинского прогиба усилилась связь между Южно-Армянским и Присеванским морями. Так же, как и на севере, в Севано-Курдистанской области преобладали карбонатные осадки, содержащие ту или иную примесь терригенных частиц.

Как амплитуда погружений, так, в особенности, и интенсивность поднятий в коньякский век были невелики. За исключением отдельных незначительных участков, нигде в толще коньякских отложений не попадает грубообломочных пород, или сколько-нибудь заметной концентрации терригенного материала. Очевидно, геантиклинальные участки, занимавшие в коньякской век довольно большую площадь, лишь на короткое время и незначительно поднимались выше уровня океана. Поэтому разрушались они слабо и обломочный материал был очень мелким. При переходе к сантонскому времени сколько-нибудь принципиальных изменений в пределах описываемой области не произошло. Перерыва на границе обоих ярусов не было, и контуры распространения нижнесантонских отложений почти совпадают с контурами коньякского бассейна. Изменения были только в деталях: так, в Кировабадской и Мисханской зонах нижнесантонское море несколько отступило к северу, тогда как на юге Курдистана оно проникло кое-где на участки, бывшие в коньякское время сушей. Мисханское же поднятие заметно расширилось и слилось с Зангезурской сушей, закрыв тем самым Айриджинский пролив.

Если, как было сказано, переход от коньяка к нижнему сантону не сопровождался сколько-нибудь существенным изменением очертаний поднятий и прогибов, то в составе накопльшихся пород произошли резкие перемены. Причиной этого была энергичная подводная эффузивная деятельность, широко проявившаяся во всей центральной части Малого Кавказа, от Нагорного Карабаха и Курдистана на юго-востоке до Агбабинского района на северо-западе. Начало подводных излияний в этой области совпало с резким усилением прогибания дна, в результате которого мощность нижнесантонской толщи достигла 1000—1500 м.

В Шаумяновском и Акстафинском бассейнах излияний не было, однако туда из Присеванской области поступали пеплы и другой мелкий пирокластический материал, образовавшие значительные пропластки в нижнесантонских отложениях северо-восточных предгорий Малого Кавказа.

В Аджаро-Триалетской области режим и характер накопльшихся осадков в коньякское и нижнесантонское время были одинаковыми. Некоторая примесь туфогенного материала, поступавшего сюда из Болнисского района, наблюдается как в нижнесантонских, так и в коньякских отложениях.

Выше уже отмечалась весьма слабая эрозионная деятельность на протяжении коньякского века, что было обусловлено незначительной амплитудой восходящих движений в геантиклинальных участках. Зато нижнесантонское время ознаменовалось резким усилением поднятий в областях размыва и значительным ускорением прогибания дна в зонах осадконакопления. Особенно отчетливо это проявилось в центральной части Малого Кавказа, где с быстро поднимавшихся Муровдагских и Карабахских высот в прилегающие части бассейна поступал не только обычный песчаный материал, но и гигантские глыбы, сползавшие в море с подмытых крутых берегов.

Несмотря на столь резкое усиление различно направленных движений, общая конфигурация поднятий и прогибов осталась в нижнесантонское время почти такой же, какой она была в коньяке. Следует при этом отметить, что начиная с нижнего сантона впервые можно с уверенностью говорить о существовании Агбабинской области погружения, являвшейся западным продолжением Присеванского бассейна (осадки древнее сантона в Агбабинском районе не вскрыты).

После накопления мощной нижнесантонской толщи почти на всей территории Малого Кавказа произошло осушение, вызванное быстрым отступлением моря.

Таким образом, за отрезок времени от альба до нижнего сантона включительно в пределах Малого Кавказа произошло несколько мелких трансгрессий и регрессий, причем в развитии отдельных участков отмечаются иногда заметные различия. Однако, если отбросить явления низших порядков, то в целом тектоническое развитие Малого Кавказа за этот отрезок времени может быть представлено следующей схемой: 1) нижний и средний альб — общее поднятие; почти повсеместный размыв; 2) верхний альб — сеноман — общее погружение; развитие широкой трансгрессии моря; 3) турон — нижний сантон — постепенная регрессия, сопровождаемая интенсивным углублением впадин.

Следующий этап развития Малого Кавказа наступил в верхнесантонское время и ознаменовался почти повсеместными погружениями, в результате которых произошла новая широкая трансгрессия. Верхнесантонское море покрыло не только всю площадь нижнесантонского бассейна, но проникло также довольно глубоко в районы прежней суши. Так, под водой оказался значительный участок междуречья Дебета и Акстафы, в результате чего разомкнулись Алавердское и Шамхорское поднятия и произошло широкое соединение Акстафинского и Присеванского бассейнов через вновь возникший Иджеванский прогиб.

В Мардакертско-Атеркском районе также возник прогиб, разобщивший Муровдагскую и Агдамскую суши; исчезла и поперечная перемычка, соединявшая на протяжении турона, коньяка и нижнего сантона Карабахское и Агдамское поднятия. Только в Мисхано-Зангезурской области нет следов особой активности верхнесантонской трансгрессии и даже Айриджинский прогиб, существовавший в течение сеноман-коньякского времени и исчезнувший в нижнем сантоне, повидимому, так и не был перекрыт водами верхнесантонского моря. Перерыв между нижним и верхним сантоном отчетливо фиксируется почти на всем Малом Кавказе, и только в центральной части Аджаро-Триалетской области в течение всего сантона, очевидно, никаких перерывов в осадконакоплении не было.

Хотя наступление верхнесантонского времени и ознаменовалось резким уменьшением площади суши, все же ее размыв постоянно дает о себе знать благодаря широкому разносу терригенного материала, примесь которого отмечается почти повсеместно. Несмотря на широкое развитие верхнесантонской трансгрессии, погружение дна в прогибах было сравнительно небольшим, на что указывает малая мощность отложившихся пород. Следует подчеркнуть, что общий план расположения поднятий и прогибов и теперь сохранился таким же, каким он наметился еще в верхнеальбское время.

Наступление кампана ознаменовалось дальнейшим расширением трансгрессии. Площадь, занятая поднятиями, сократилась до минимума, причем сами возвышенности были небольшими и разрушались слабо, поставляя в бассейн лишь незначительное количество обломочного материала. Некоторые поднятия, как например Агдамское, превратились в кампанское

время в маленькие островки, другие же (например, Карабахское) совсем погрузились под уровень океана и сами сделались участками накопления осадков — хотя сравнительно и небольшой мощности.

Кампанские породы на всем Малом Кавказе литологически весьма схожи между собой, что говорит за повсеместное однообразие фациальных условий. Только в непосредственной близости от сохранившихся поднятий, таких, например, как Агдамское, южная часть Зангезурского и некоторые другие, отмечается заметная примесь терригенного материала, вследствие чего эти участки по характеру осадков несколько отличаются от остальной площади Малого Кавказа.

Своего максимума трансгрессия достигла, повидимому, в первую половину кампанского времени, после чего началось некоторое сокращение бассейнов и даже появились отдельные острова (Карабахский, Гочаский и др.). Это, однако, не означало общего усиления воздыманий, наоборот — погружения в геосинклинальных участках усилились, вследствие чего смогла накопиться свита карбонатных осадков до 500—800 м мощности.

Переход к маастрихтскому времени ознаменовался усилением восходящих движений на геантиклинальных участках. В первый момент морде даже покинуло довольно обширные районы, особенно в юго-восточной части Малого Кавказа, но вскоре вернулось вновь, почти достигнув границ верхнекампанского бассейна.

Резкое усиление поднятий геантиклинальных участков, а следовательно, и более энергичное их разрушение, привело к увеличению количества терригенных примесей в составе морских осадков. Изменился и общий фациальный режим бассейнов: в большинстве случаев они стали значительно более мелководными. Наименьшие изменения при переходе от кампана к маастрихту произошли в Аджаро-Триалетской области, особенно в ее западной части. Ограничивающие ее с севера Дзирульское и Горийско-Мцхетское поднятия сохранили почти те же контуры, которые они имели в кампанское время. На юге произошло слияние Храмского и Алавердского поднятий, в результате чего прекратилась непосредственная связь Болнисского залива с Агбабинским морем.

Шамхорско-Муровдагская суша расширилась незначительно. В основном обломочный материал сносился с нее в северные бассейны, тогда как на юг он поступал лишь в ограниченном количестве и в тонко раздробленном состоянии. В Агдамском районе намечилось некоторое увеличение площади, занятой сушей, за счет появления небольшого островка. В бассейне р. Айриджи вновь возник поперечный прогиб, расчленивший Мисхано-Зангезурское поднятие на две части и способствовавший связи Южно-Армянского и Присеванского бассейнов.

Размер погружений геосинклинальных участков несколько сократился по сравнению с кампанским временем, оставаясь в общем достаточно большим. В самом конце маастрихта началось общее поднятие, вызвавшее повсеместную регрессию моря. В результате к наступлению датского времени в географии Малого Кавказа произошли существенные перемены. Прекратила свое прогибание и осушилась Севано-Курдистанская геосинклинальная полоса. Нигде в пределах этой области датских осадков нет. Вновь исчезли все проливы, расчленившие Артвинско-Агдамское поднятие. Его северо-восточная граница заметно отодвинулась к северу, захватив большой участок, который прежде был занят морем.

Центральная (Артвинско-Агдамская) и южная (Мисхано-Зангезурская) области поднятий слились, очевидно, в одну большую сушу. Продолжала существовать лишь Аджаро-Кировабадская геосинклинальная



полоса, сильно сократившаяся в размерах. Там, где в датское время сохранялся морской режим, накопились маломощные терригенно-карбонатные образования.

Таким образом, к концу верхнего мела Малый Кавказ был почти полностью покинут морем и представлял картину, близкую к той, которая существовала перед началом альб-сеноманской трансгрессии. Если отбросить мелкие явления, осложнявшие общую картину истории развития Малого Кавказа от сантонского до датского века, то схематически в ней можно выделить следующие этапы:

1) верхний сантон — начало кампана: общее погружение и широкая трансгрессия;

2) вторая половина кампана — маастрихт: медленное регрессивное отступление моря при энергичном погружении в прогибах;

3) верхи маастрихта — начало датского века: общее поднятие и почти полная регрессия моря.

Такова в краткой схематичной форме история развития Мало-Кавказской геосинклинали в верхнемеловое время.

Что же происходило в это время на Русской платформе?

Эта обширная область была в свое время тщательно исследована А. Д. Архангельским (1932), установившим для нее общую схему геотектонического развития. Особенно детально А. Д. Архангельский (1912) изучил историю Русской платформы в течение верхнего мела, наметив время проявления на ней главных трансгрессий и регрессий.

В последние годы накопился новый обширный фактический материал, который позволил В. Н. Соболевской<sup>1</sup> составить серию палеогеографических карт и уточнить детали истории развития этой области в верхнемеловое время.

В. Н. Соболевская смогла довольно точно установить расположение положительных и отрицательных структурных форм (антеклиз и синеклиз), существовавших в пределах Русской платформы к началу верхнемелового времени.

Изучая распространение отложений различных ярусов верхнего отдела меловой системы, мощности, литологический состав и фации, В. Н. Соболевская нарисовала довольно четкую картину развития трансгрессий и регрессий, и ей удалось выделить эпохи общего преобладания в пределах Русской платформы повсеместных поднятий или погружений.

К концу нижнемелового времени море занимало лишь небольшую площадь в пределах платформы (наиболее пониженные ее части), захватило Прикаспийскую синеклизу и краевую впадину, обрамлявшую платформу с юга и запада, а также проникло в пределы Московской синеклизы.

Наступление верхнемеловой эпохи ознаменовалось повсеместным погружением Русской платформы, сопровождавшимся альб-сеноманской трансгрессией. Море покрыло всю Днепровско-Донецкую впадину, значительные площади в пределах Балтийской синеклизы и Польской впадины, а также проникло в Приуральском районе далеко в глубь территории, покрытой континентальными и прибрежными осадками нижнего мела.

Хотя сеноманская трансгрессия и захватила обширные площади в пределах Русской платформы, море все же не покрыло всей ее поверхности,

<sup>1</sup> См. стр. 67 данного сборника.

оставляя незахваченными участки, приуроченные к антеклизам, наметившимся еще в нижнемеловое время. Дальнейшее развитие трансгрессии приостановилось, после чего (в туроне) начался новый своеобразный этап, характеризовавшийся усилением прогибания дна во впадинах при некотором общем расширении суши.

Таким образом, наряду с отступлением моря, вызванным расширением областей поднятий, на участках, занятых синеклизами, продолжались погружения, интенсивность которых превзошла прогибания сеноманского времени. Благодаря резкому углублению впадин, в их пределах отложились толщи значительной мощности, причем во внутренних частях бассейнов терригенные осадки сеномана уступили место карбонатным образованиям турона. Наиболее сильно регрессия сказалась, по данным В. Н. Соболевской, в конце коньякского и в самом начале сантонского времени. Особенно большие площади были покинуты морем в пределах Балтийской и Московской синеклиз, а также по восточному борту Прикаспийской впадины. В центральной же части синеклиз продолжалось непрерывное осадконакопление, и никаких перерывов не фиксируется.

Во второй половине сантонского времени наступило новое общее погружение платформы, в результате которого развилась крупная трансгрессия. Море не только вернулось в районы, захваченные в свое время сеноманской трансгрессией, но и проникло кое-где еще далее в глубь суши (в Приуралье, по периферии Балтийской синеклизы и в пределах Припятского прогиба). Несмотря на широкое развитие трансгрессии, мощность сантонских отложений значительно уступает мощности турон-коньякских образований, а в осадках повсеместно отмечается общее обилие терригенного материала, что указывает на широкий его разнос по площади мелководных морей.

Позже, в кампанское и маастрихтское время, в пределах Русской платформы наблюдается картина, аналогичная той, которая существовала здесь в течение турона и коньяка, а именно: расширение бассейнов прекращается, кое-где начинает отмечаться даже регрессия, в то время как в центральных частях синеклиз происходит интенсивное погружение и отлагается мощная толща чистых известняков.

Общее поднятие, охватившее Русскую платформу в самом конце маастрихтского времени, повлекло за собой широкое развитие регрессии, в результате чего осушилась огромная площадь, примерно тех же размеров и контуров, как и в эпоху, предшествовавшую началу верхнемеловой регрессии. К наступлению датского века море совершенно покинуло Московскую и Днепровско-Донецкую синеклизы, а на востоке отступило за пределы западной половины Прикаспийской впадины.

Таким образом, как явствует из изложенных выше данных В. Н. Соболевской, в пределах Русской платформы в верхне-меловое время намечается такая схема развития:

- 1) нижний мел: осушение значительных площадей и размыв;
- 2) верхний альб — сеноман: общее погружение, сопровождавшееся широкой трансгрессией моря;
- 3) турон — коньяк — местами низы сантона: медленная регрессия, сопровождавшаяся энергичными прогибаниями в центральных частях впадин;
- 4) сантон: общее погружение платформы и трансгрессия, превзошедшая по площади сеноманскую;

Сходные черты верхнемеловой истории Русской платформы и Мало-Кавказской геосинклинали

Мало-Кавказская геосинклинали (по В. В. Тихомирову, 1950)		Русская платформа (по В. П. Соболевской)	
Верхи маастрихта — начало датского времени	Общее поднятие и почти полная регрессия моря	Конец маастрихта — начало датского времени	Общее поднятие и максимальная регрессия, близкая по размерам к нижнемеловой
Вторая половина кампана — маастрихт	Медленное отступление моря при энергичном погружении в прогибах	Кампан — маастрихт	Постепенное отступление моря при энергичном погружении во впадинах
Верхний сантон — начало кампана	Общее погружение и широкая трансгрессия, превзошедшая альб-сеноманскую	Сантон	Общее погружение платформы и трансгрессия, превзошедшая по площади сеноманскую
Турон — нижний сантон	Постепенная регрессия, сопровождаемая интенсивным углублением впадин	Турон — коньяк — местами низы сантона	Медленная регрессия, сопровождаемая энергичными прогибаниями в центральных частях впадин
Верхний альб — сеноман	Общее погружение; развитие широкой трансгрессии моря	Верхний альб — сеноман	Общее погружение, сопровождаемое широкой трансгрессией моря
Нижний и средний альб	Общее поднятие; почти повсеместный размыв	Нижний мел	Осушение значительных площадей и размыв

5) кампан — маастрихт: постепенное отступление моря при энергичном погружении во впадинах;

6) конец маастрихта — начало датского века: общее поднятие и максимальная регрессия, близкая по размерам к нижнемеловой.

Для удобства сравнения особенностей развития Мало-Кавказской геосинклинали и Русской платформы в верхнемеловое время, намеченные для обеих областей схемы сведены нами в одной таблице.

При первом же взгляде на эту таблицу бросается в глаза поразительное сходство не только общих планов развития Русской платформы и Мало-Кавказской геосинклинали в верхнемеловое время, но даже и отдельных деталей их тектонической истории.

Единственное, что несколько не совпадает, это первый этап сантон-кампанской трансгрессии, который начался на платформе, повидимому, немного раньше, чем в Мало-Кавказской геосинклинали.

Не следует, однако, забывать, что Мало-Кавказская геосинклиналь не примыкала непосредственно к Русской платформе, а между ними находилась еще геосинклинали северного и южного склонов Главного Кавказского хребта.

Весьма интересным оказалось бы подобное же сравнение тектонических движений и с этой областью. По мнению В. Н. Соболевской, трансгрессии и регрессии в пределах Северо-Кавказской геосинклинали не совпадают по времени проявления с аналогичными событиями на Русской платформе. Повидимому, такое заключение является преждевременным, тем более, что оно не подкреплено столь же детальными геотектоническими исследованиями, какие были произведены В. Н. Соболевской для Русской платформы и автором настоящих строк для Малого Кавказа.

Рассмотренный пример является, конечно, частным случаем, что не дает возможности делать широкие обобщения, однако следует оттенить два бросающиеся в глаза явления.

1. Полное совпадение характера колебательных движений на платформе и в прилегающей геосинклинали не только в течение крупных промежутков времени (тектонический цикл в целом), как это установил А. Д. Архангельский, но и на значительно более коротких отрезках времени, соответствующих одному ярусу.

2. Запаздывание движений платформы по сравнению с геосинклиналью проявляется, повидимому, не всегда. В некоторых случаях, как видно из рассмотренного примера, отмечается полное совпадение во времени проявления равнозначных колебательных движений. Было бы чрезвычайно интересно проверить два этих положения на серии других примеров.

## ВЫВОДЫ

Полное совпадение характера колебательных движений земной коры на Русской платформе и в Мало-Кавказской геосинклинали в течение всего верхнемелового времени не является, конечно, случайностью. Приведенные факты вступают в явное противоречие с так называемым «законом Ога» и лишней раз подчеркивают его несостоятельность. В то же время описанный пример еще раз подтверждает правильность концепции А. Д. Архангельского об общем совпадении в направлении и во времени колебательных движений платформы и прилегающей геосинклинали.

## ЛИТЕРАТУРА

- Архангельский А. Д. Верхнемеловые отложения востока Европейской России. СПб., 1912.
- Архангельский А. Д. Геологическое строение СССР. Георазведиздат, Л.—М., 1932.
- Архангельский А. Д., Шатский Н. С., Меннер В. В., Павловский Е. В., Херасков Н. П. и др. Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР. Изд-во АН СССР, М.—Л., 1937.
- Белюсов В. В. Общая геотектоника. Госгеолиздат, 1948.
- Ог Э. Геология. Изд. 7, ОНТИ, М.—Л., 1938.
- Тихомиров В. В. Малый Кавказ в верхнемеловое время (основные типы отложений и условия их образования). Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 1950, вып. 123, № 44.

**В. П. КОЛЕСНИКОВ**

## **К ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ КРАСНОВОДСКОГО ПЛАТО**

Первым геологом, посетившим в 1887 г. описываемый район, был Н. И. Андрусов (1905). Он поднялся на Устирт по Киаджолу у уроч. Джанак и прошел через колодцы Косаше на Карасай. Весь путь Н. И. Андрусова пролегал по сарматским известнякам. Несколько позже, в 1897 г., во время вынужденной стоянки «Красноводска» — судна Карабугазской экспедиции — у мыса Тюбагал, Н. И. Андрусов (1899) обнаружил здесь выходы чокракских слоев.

В 1926 г. этот же район пересек почвовед Г. И. Доленко. Он отметил здесь карстовые воронки и широкое развитие сарматских отложений (Доленко, 1930).

В последующие годы северный берег Кара-Богаз-Гола посетили многие исследователи (Ф. Ф. Бадер, В. Г. Богачев, С. Ю. Геллер и Б. А. Федорович), но результаты их наблюдений остались неопубликованными.

Таким образом и сейчас север Красноводского плато попрежнему остается одной из наименее освещенных в литературе частей Туркменской ССР. Поэтому я считаю необходимым опубликовать геологическую карту этого района с кратким стратиграфическим очерком и палеогеографическими выводами, которые были просмотрены академиком А. Д. Архангельским.

Геологическое строение описываемой местности весьма простое; здесь нет серьезных тектонических нарушений, слои залегают почти горизонтально. На западе (южный Мангышлак) они имеют небольшой наклон на запад-юго-запад, и только у северной косы Кара-Богаз-Гола наблюдается северо-восточное падение. Углы падения очень невелики и едва ли превышают 1—2°. На востоке (Устирт) слои также лежат почти горизонтально, но здесь намечается очень пологая антиклиналь, о которой более подробно будет сказано ниже.

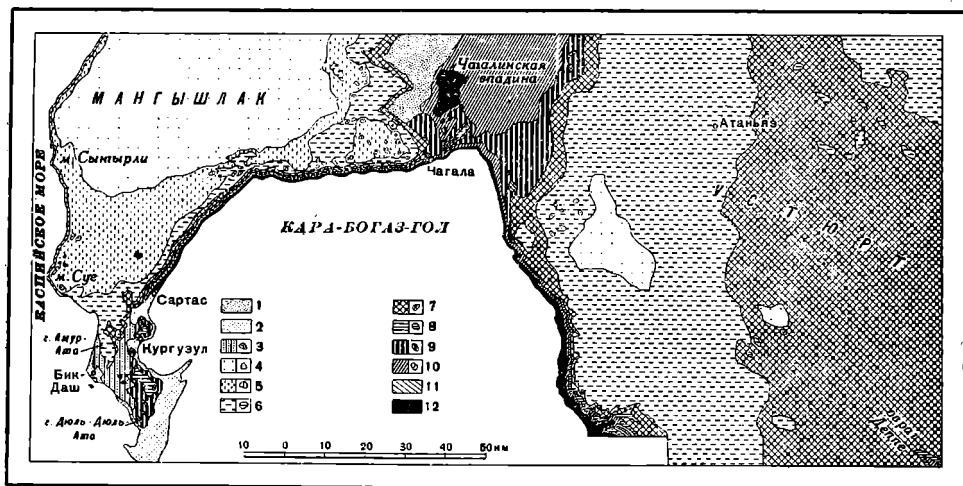
### **СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК**

В районе развиты почти исключительно третичные отложения — начиная от палеогена до акчагыла включительно. Четвертичные отложения представлены преимущественно песками (террасы, косы, пляжи). На Мангышлаке и на плато Устирта четвертичный покров почти отсутствует (фиг. 1).

**П а л е о г е н.** Из третичных отложений наиболее древними являются «палеогеновые» глины.

Характер пород однообразен. Это обычно зеленовато-серые сланцеватые глины с мергелистыми конкрециями, расположенными слоями; в конкрециях встречаются остатки моллюсков, в том числе *Ostrea*.

Фауна верхов так называемых палеогеновых глин, к сожалению, еще не изучена. Судя же по залеганию на них без перерыва чокракских слоев, можно ожидать, что верхняя часть этого «палеогена» может иметь средне- и нижнемиоценовый возраст.



Фиг. 1. Геологическая карта северной части Краснодарского плато.

1 — пески; 2 — каспийские отложения; 3 — анчагыл; 4 — понт и маотис; 5 — верхний сармат; 6 — средний сармат; 7 — чокракские слои; 8 — караганские слои; 9 — конские слои; 10 — гипсы; 11 — чокракские слои; 12 — палеоген.

Средний миоцен более разнообразен; он представлен тремя горизонтами: чокракским, караганским и конкским. К северу от описываемого района на размытые олигоценовые глины обычно налегают караганские слои. На северо-западном же берегу Кара-Богаз-Гола чокракские слои не размыты. Как уже указывалось, их обнаружил здесь в 1897 г. Н. И. Андрусов.

Чокракские слои представлены серо-зелеными глинами с прослоями гипсов, мергелей и рыхлых песчаников. Весьма обычны детритусовые прослои, содержащие как обломки, так и целые раковины моллюсков: *Spaniodontella intermedia* Andrus., *Ervilia praepodolica* Andrus., *Tapes tauricus* Andrus., *Tellina sokolovi* Golub., *Cardium*, *Arca*, *Cerithium* и др.

К северо-востоку происходит обогащение чокракских слоев гипсами; одновременно исчезают песчаные прослои и фауна, за исключением мелких *Spaniodontella intermedia* Andrus. Створки этих моллюсков еще различимы в 14 км к северо-востоку от Сартаса. Здесь они встречаются в глинистых прослоях пачки гипсов. Далее к востоку в гипсах, соответствующих чокракскому горизонту, фауны нет.

Караганские слои, всюду залегающие согласно на чокракских, представлены довольно грубозернистыми, нередко косвеннослоистыми песками с редкими прослоями глин, раковинных известняков и мергелей. Из фауны весьма обычны *Spaniodontella pulchella* Bailey, *Sp. andrussovi* Toula,

*Mohrensternia barboti* A n d r u s. Пески местами неравномерно сцементированы гипсом и переходят в рыхлые песчаники.

По мере продвижения на восток от Сартаса к Чагалу количество гипсов увеличивается; в окрестностях последнего промысла широкое развитие получают довольно плотные песчаники, в которых гипс встречается не только в качестве цемента, но и в виде прослоев.

На восточном берегу Кара-Богаз-Гола гипсовые прослои в караганских слоях начинают преобладать, и здесь уже невозможно отграничивать эти слои от нижележащих чокракских гипсов.

Мощность описываемого горизонта невелика, а на востоке, в области широкого развития гипсов, повидимому несколько увеличивается.

Почти всюду караганские слои венчаются маломощным пластом (0,1—0,2 м) темных ноздреватых плотных известняков, верхняя поверхность которых носит следы размыва. Местами эти известняки совершенно размыты.

Гальки темных ноздреватых плотных известняков весьма обычны в вышележащем детритусовом пласте небольшой мощности (от 0,6 до 2 м). Среди детритуса иногда различимы обломки раковин *Ervillea dissita* E i c h w., *Tapes vitalianus* d'O r b., *Cardium praeplacatum* H i l b., *Pholas*, но в большинстве случаев детритус состоит исключительно из обломков *Pholas*. Обилие последних, несомненно, свидетельствует о конкском его возрасте.

Не везде конкский горизонт имеет такой характер и малую мощность. Местами конкские слои выражены светлыми плитчатыми мергелями с прослоями песчаников и известняков, с многочисленными, но плохо сохранившимися раковинами *Donax dentiger* E i c h w., *Cardium ruthenicum* (H i l b.) L a s k., *Tapes vitalianus* d'O r b., *Potamides mitralis* E i c h w., *Mohrensternia*, местами песчаниками и песчанистыми известняками с *Pholas*.

К востоку от Сартаса, на северном и на значительной части восточного берега Кара-Богаз-Гола развиты описанные выше детритусовые слои, и только в юго-восточной части района появляются более мощные конкские отложения. На гипсах несомненно чокракско-караганского возраста местами залегают загипсованные известняки с обильными остатками моллюсков: *Barnea kubanica* Z h i z., *Cardium turkmenicum* Z h i z., *C. multicosatum* B r o s s., *Cardita (Glans)* ex gr. *rudista* L m k., *Dosinia exoleta* L., *Lucina (Megaxinus) incrassata* D u b., *Venus (Clausinella)* cf. *cincta* E i c h w., *Phacoides (Linga) columbella* L m k., *P. (L.) columbella* L m k. var. *ustjurtensis* Z h i z., *Tellina (Macoma)* cf. *elliptica* B r o s s., *Oxystelesuborientalis* Z h i z., *Potamides* cf. *rubiginosum* E i c h w., *Potamides* sp., *Terebralia* cf. *bidentata* G r a t., *Bittium* sp., *Smaragdia* sp. (определения Б. П. Жижченко).

Над ними располагаются зеленоватые глины с большим содержанием гипса в виде зерен. Затем следуют марающие известняки с прослоями гипса, количество которых кверху увеличивается; встречаются плохие отпечатки конкских раковин: *Cardium*, *Mastra*, *Potamides mitralis* E i c h w. и др. Выше следуют нижнесарматские слои.

С а р м а т с к и й я р у с. Нижнесарматские слои резко отличаются от среднего миоцена как фаунистически, так и литологически. Они представлены главным образом синевато-серыми мергелями и только в районе Кургuzuла встречаются мшанковые (*Membranipora*) известняки с ядрами *Cardium lithopodolicum* D u b., *C. ruthenicum* (H i l b.) L a s k., *C. sar-maticum* В а r b., *Ervillea dissita* E i c h w. Эти известняки сохранились



здесь в виде небольших останцов. Мембранипоровые скалы лежат на песчаниках и известняках конкского горизонта.

Среди мергелей весьма обычны тонкие прослои песчаников и глин, а иногда даже прослои гипсов и загипсованных известняков.

Фауна, встречающаяся в мергелях, обладает тонкими створками и по своему видовому составу небогата. В нижней части мергелей раковины имеют небольшие размеры; выше величина створок увеличивается; наибольших размеров раковины достигают в верхах нижнего сармата — в светлоголубых плотных мергелях с прослоями глин. Здесь весьма характерна форма *Modiola muta* Z h i z., которая обычно сопровождается *Cardium lithopodolicum* D u b., *Tapes aksajicus* B o g., *Ervilia dissita* E i c h w., *Mactra eichwaldi* L a s k., и изредка — *Cardium gracile* P u s c h. В остальной части нижнесарматских мергелей фауна представлена следующими видами: *Modiola sarmatica* G a t., *Syndesmya reflexa* E i c h w., *Ervilla dissita* E i c h w., *Erv. andrussowi* K o l e s., *Tapes aksajicus* B o g., *T. vitalianus* d' O r b., *Mactra eichwaldi* L a s k., *Cardium uiratamense* K o l e s., *C. lithopodolicum* D u b., *C. praeplicatum* H i l b., *C. sarmaticum* B a r b., *C. gracile* P u s c h., *C. ruthenicum* (H i l b.) L a s k., *Calliostoma* sp., *Acteocina lajonkaireana* B a s t.

Средний сармат, пользующийся большим распространением в исследованном районе, залегает согласно на нижнем сармате. Он представлен главным образом глинами с прослоями мергелей и песчаников; только в самой его верхней части получают большое развитие песчаники, раковинные и облитовые известняки.

В глинах встречаются раковины *Cardium obsoletum* G a t. non E i c h w., *C. michailowi* T o u l a, *Tapes gregarius* P t., *Modiola naviculoides* K o l e s.

В известняках и песчаниках весьма обычны отпечатки *Modiola naviculoides* K o l e s., *Tapes gregarius* P t., *Donax priscus* E i c h w., *Mactra pallasii* B a i l y, *M. subvitaliana* K o l e s., *Cardium obsoletum* G a t. non E i c h w., *C. fittoni* d' O r b., *Solen subfragilis* M. H ö r n., *Gibbula picta* E i c h w., *Barbotella grossocostata* R a d. et P a v l., *Duplicata omnivaga* K o l e s., *D. daveluina* d' O r b., *Cylichna ustjurtensis* E i c h w., *Acteocina lajonkaireana* B a s t., *Hydrobia elongata* E i c h w.

Средний сармат описанного типа прослеживается по всему району с большим постоянством, за исключением каспийского побережья Мангышлака. Здесь глины встречаются редко; они замещены белыми и розовыми мергелями с прослоями известняков, количество которых в низу незначительно, но вверху начинает преобладать. Наиболее широко развиты известняки на севере. В южном направлении мощность их уменьшается, и, наконец, известняки исчезают. В мергелистой же толще появляются многочисленные желвакообразные, больших размеров рифовые скопления мшанок с обычной для мшанковых рифов фауной: *Mactra fabreana* d' O r b., *Cardium obliquobsoletum* K o l e s., *C. obsoletum* G a t. non E i c h w., *Modiola naviculoides* K o l e s., *Calliostoma papilla* E i c h w.

Верхний сармат развит на гораздо меньшей площади, чем средний, совершенно отсутствуя на Устюрте. На южном Мангышлаке верхнесарматские отложения не всегда согласно налегают на среднесарматские. Они здесь легко подразделяются на две части: 1) нижнюю мергелистую и 2) верхнюю известняково-песчанистую.

Нижняя часть представлена светлосерыми, почти белыми, большей частью рыхлыми мергелями с прослоями известковых глин и детритусовых известняков, состоящих из обломков раковин *Mactra naviculata* B a i l y.

*M. subvitaliana* Koles., *Solen subfragilis* M. Högn. На востоке в основании этих слоев встречаются грубозернистые песчаники, залегающие на размытых мергелях и глинах среднего сармата. На западе мергелистая толща залегает согласно на среднесарматских известняках.

Верхняя, более мощная часть верхнего сармата выражена главным образом песчанистыми известняками, обычно белыми или светлосерыми. На каспийском побережье некоторые слои окрашены в розовый цвет. Песчанистые известняки по простиранию часто переходят в песчаники. Как те, так и другие имеют очень характерный вид вследствие сильной ноздреватости. Последняя обусловлена пустотами, образовавшимися после растворения многочисленных толстостенных раковин *Maetra crassicollis* Sinz., *M. bulgarica* Toula и *M. naliokini* Koles.

Мэотис представлен исключительно белыми оолитовыми известняками с очень плохими отпечатками раковин *Syndesmya tellinoides* Sinz., *Lucina pseudonivaea* Andrus., *Congerina subnovorossica* Ossaul., *Potamides disjunctoides* Sinz., *Micromelania gorianovici* Andrus., *Neritina*. В верхней части известняков различимы только *Congerina* и *Neritina*.

На Мангышлаке площадь их распространения та же, что и верхнего сармата, но на Устьюрте они далеко проникают на юго-восток, где залегают на размытых средне- и нижнесарматских слоях.

Понт. На геологической карте понт и мэотис показаны вместе. Это сделано из-за небольшой мощности названных отложений и сопряженной с этим трудности выразить их распространение на штриховой карте.

Выходы понтических слоев встречаются довольно редко. Обычно они венчают небольшие останцы, разбросанные на большой площади. Судя по останцам, понтические отложения гораздо менее распространены, чем мэотические. На Устьюрте они отсутствуют. На юго-западе, в районе Суе они содержат гальки мэотических известняков и даже на некоторых останцах представлены галечниками и конгломератами. Обычно же понт выражен оолитовыми известняками с тонкими прослоями раковинных известняков, содержащих отпечатки раковин: *Dreissensia* cf. *rostriformis* Desh., *Dr. tenuissima* Sinz., *Dr. simplex* Barb., *Monodacna pseudocatillus* Barb., *M. cf. subdentata* Desh., *Didacna* aff. *subincerta* Andrus., *D. ex gr. planicostata* Desh., *Prosodacna littoralis* Eichw., *Pr. aff. rumana* Font., *Paradacna abichi* R. Hoern., *Limnocardium* cf. *odessae* Barb., *L. cf. subodessae* Sinz., *Parvivenus widhalmi* Sinz., *Syndesmya*, *Melanopsis*, *Pyrgula*, *Valvata*, *Bythinia* (определения А.Г. Эберзина). Состав фауны свидетельствует о новороссийском возрасте понтических известняков Мангышлака.

В обнажениях эти известняки сильно разрушены. Они имеют красновато-бурый цвет, очень пористы и настолько рыхлы, что легко крошатся руками.

Акчагыл залегают на сильно размытом миоцене, отдельные участки которого выступают в виде останцов. Среди акчагылских отложений можно наметить два типа: 1) грубозернистые, нередко косвеннослоистые песчаники, песчанистые и детритусовые известняки, 2) тонкозернистые правильно слоистые породы, преимущественно мергели.

В грубозернистых породах раковины (*Avimactra subcaspia* Andrus., *Av. karabugasica* Andrus., *Cardium dombra* Andrus. и др.) встречаются обычно в виде детритуса. В мергелях же раковины, хотя и тонкостенные, но целые. Здесь большие акчагылские *Avicardium* находятся

с раскрытыми, но не разобщенными створками. Из этого следует, что они были погребены в условиях спокойной воды.

Мергели расположены между миоценовыми останцами. Грубозернистые же породы прослеживаются в виде неширокой полосы, которая отделяет область развития мергелей от современного Каспийского моря. Почти вся эта полоса состоит из небольших вздутий, напоминающих барханы кос Кара-Богаз-Гола.

Мощность ачкагыльских слоев не поддается точному определению, так как нижняя их граница залегает ниже уровня моря.

Древнекаспийские отложения приурочены к берегам Каспийского моря и Кара-Богаз-Гола. У наиболее пологих участков берегов ширина полосы каспийских отложений достигает нескольких километров. У обрывистых берегов она очень узка, а часто и совершенно отсутствует.

Древнекаспийские отложения залегают на нешироких остатках древних террас, увязка которых из-за отсутствия точных карт встречает большие трудности.

Количество террас точно не установлено. Из намеченных Ф. Бадером четырех террас только две нижние не вызывают сомнений. Первая из них сохранилась небольшими участками у берега Кара-Богаз-Гола (галечники и конгломераты).

На побережье Каспийского моря к северу от Бик-Даша остатки этой террасы очень редки. Здесь к пескам примешиваются крупные плоские гальки.

Более высокие террасы, несомненно, имеются в этом районе, но они, естественно, сильнее разрушены, чем нижние, а поэтому установление их при маршрутных работах не всегда возможно. Мне на верхних террасоподобных уступах не приходилось встречать каспийские отложения, Целая и битая ракуша, изредка попадающаяся здесь на поверхности, конечно, является недостаточным доказательством существования террас именно на этом уровне.

Современные отложения в исследованном районе не отличаются разнообразием. На плато южного Мангышлака и Устюрта они представлены глинами и мелкой щебенкой; последняя приурочена к наиболее высоким точкам рельефа и встречается на вершинах останцов. Глины с примесью той же щебенки покрывают пологие склоны.

Примерно такой же характер носят современные отложения и в области широкого развития гипсов, только здесь щебенка состоит не из известняков и мергелей, а из гипсов.

Широким развитием пользуются мелкозернистые пески. Песками, но уже более крупнозернистыми, с примесью битой ракуши, сложена северная коса Кара-Богаз-Гола. В северной части той же косы довольно широко развиты сыпучие пески.

Современные прибрежные отложения Каспийского моря и залива Кара-Богаз-Гол прослеживаются очень узкими полосками. У крутых берегов они состоят из плохо отсортированных галечников с большой примесью песка, преимущественно раковинного. У пологих берегов эти полосы расширяются иногда до одного километра. Здесь галечники встречаются реже, преобладают пески. На Каспийском побережье к пескам примешивается большое количество целой и битой ракуши.

### ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ВЫВОДЫ

В настоящее время трудно притти к какому-либо заключению об условиях образования палеогеновых глин — наиболее древних отложений, встреченных в исследованном районе. Не известен более или менее точно даже их возраст.

Вполне возможно, что верхняя их часть принадлежит миоцену. Ясно только, что во время отложения этих глин море покрывало весь рассматриваемый район. Нет также основания говорить о существовании здесь значительных участков суши в последующие эпохи, начиная от чокрака до среднего сармата включительно.

В связи с фаціальными особенностями слоев, отлагавшихся в этот период, возникает ряд вопросов, из которых заслуживает особого внимания вопрос об условиях образования гипсов.

Гипсовая толща, так широко развитая в восточной и отчасти центральной части района, не вторичного происхождения. Она отлагалась в бассейне, сообщение которого с остальной частью моря было затруднено. Наличие тонких глинистых прослоек и отсутствие песков, повидимому, свидетельствуют о том, что в этот бассейн выносилось очень мало терригенного материала.

О соотношениях бассейна с чокракским морем судить трудно, так как наши сведения о чокракских слоях ограничены. Севернее исследованного района чокракские слои, несомненно, размыты в караганское время. Здесь караганские слои залегают на размытых палеогеновых глинах. Последнее обстоятельство имеет немаловажное значение, если вспомнить о том, что на северном берегу Кара-Богаз-Гола караганские слои выражены косвеннослоистыми песчаниками. Эти данные могут служить указанием на условия соотношений караганского моря с бассейном, в котором происходило отложение гипсов. Несомненно, что в области развития караганских косвеннослоистых песчаников существовала отмель, на которой, повидимому, располагались косы. Это предположение подтверждается разрезом конкских слоев.

В то время как на западе, у Каспийского моря, конкский горизонт имеет значительную мощность и выражен известняками и мергелями, на северном берегу Кара-Богаз-Гола он представлен маломощными детритусовыми слоями. На востоке, где он выражен загипсованными известняками, мощность его вновь увеличивается; к тому же конкские слои здесь залегают на гипсах. Вполне возможно, что в конкское время, в частности в начале этой эпохи, отмель представляла собой сушу.

Таким образом, я допускаю существование отмели примерно меридионального направления, пересекавшей современный южный Мангышлак и центральную часть Кара-Богаз-Гола. На отмели развивались косы, а временами значительные ее участки осушались. Косы отшнуровывали восточную часть среднемиоценового моря, что вело здесь к созданию благоприятных условий для отложения гипсов. Судя по распространению их на Устюрте, отшнурованная часть моря достигала больших размеров, далеко распространяясь к востоку и северу за пределы исследованного района.

Если образование здесь гипсовых толщ поддается кое-какому объяснению, то наличие крупных морских раковин в конкских слоях оврага Денге объяснить труднее. Описанная выше отмель затрудняла сообщение конкского моря с его восточной, устюртской, частью, и казалось бы, что условия для существования здесь морских форм не могли быть благоприят-

ными. Вспомним, что в этой области в чокракское и караганское время отлагались гипсы. В конкских слоях той же местности также много гипсов (преимущественно загипсованных известняков).

Повидимому, здесь гипсы вторичного происхождения. Этот участок конкского моря, несомненно, имел повышенную соленость, но последняя, по всем данным, была обусловлена не концентрацией солей в результате испарения, а связью его с южным, повидимому иранским, нормально-солевым миоценовым морем, откуда, вероятно, и проникли сюда крупные морские моллюски, не встречающиеся в более восточной части конкского моря.

Сарматская трансгрессия положила конец существованию среднемиоценовой отмели, что совершенно изменило палеогеографическую обстановку. В нижнесарматское время на всей исследованной площади отлагались мергели, и только между Сартасом и Дюль-Дюль-Ата были слабо развиты мембранипоровые известняки.

Примерно такое же расположение фаций имело место и в первой половине среднесарматского века, а именно: плистые осадки нижнего сармата сменились плистыми же среднесарматскими осадками, а на юго-западе мшанки возводили новые рифовые постройки.

К концу среднесарматского века море начинает мелеть, появляются детритусовые известняки и песчаники. Одновременно отчетливее выявляются неровности дна, связанные, возможно, с тектоникой района. Намечаются две, повидимому, параллельные полосы мелководья. Западная располагается в области существовавшей в среднем миоцене отмели; восточная полоса протягивается, примерно, по линии Атаьяз-Деппе. Судя по останцам, расположенным к востоку от Атаьяза, здесь в конце среднего сармата отлагаются пески, нередко содержащие гальки среднесарматских известняков.

Эти мелководные полосы, прикрытые более рыхлыми отложениями, несомненно, должны были в дальнейшем оказывать большое влияние как на конфигурацию береговых линий мелководных морей, так и на развитие рельефа суши.

При сокращении размеров моря в верхнесарматском веке весь Устюрт превратился в сушу. Осушилась также, повидимому, и южная часть западной мелководной полосы. Иначе трудно себе представить, почему на останцах, расположенных в 15 км к западу от Чагала, мэотис залегает на среднем сармате, в то время как к востоку и западу от останцов он лежит на верхнесарматских слоях. Повидимому, здесь мы имеем северную оконечность западной отмели, которая или не покрывалась водами верхнесарматского моря, или же верхний сармат в этой местности был размыв в мэотическое время.

Верхнесарматская суша, несомненно, должна была подвергнуться наиболее интенсивному разрушению в областях развития рыхлых отложений, т. е. там, где ранее существовали отмели. Повидимому, в это время начали формироваться депрессии современного Кара-Богаз-Гола и района восточных колодцев.

Мэотическая трансгрессия, вторгнувшаяся на Устюрт, захватила не только пониженную часть местности, расположенной между двумя бывшими отмелями, но проникла еще далее на восток в область восточной отмели. Здесь мэотис, как об этом уже говорилось, залегает на нижнем сармате. Южная часть западной отмели, к этому времени также, повидимому, значительно разрушенная, подверглась, может быть, частичному затоплению.

В последующую понтическую эпоху размеры моря сильно сократились, оно покинуло Устюрт. На юго-западе его берег располагался примерно по параллели Сартаса.

В период с конца мэотиса и до начала акчагыла на осушившейся площади начинает формироваться рельеф, сохранившийся с сравнительно небольшими изменениями до наших дней. Наибольшему разрушению подверглись, конечно, области развития более рыхлых отложений, т. е. те, где располагались отмели третичных морей. Не менее сильно были разрушены также и те участки суши, где сарматские и мэотические известняки не обладали большой мощностью.

Развитые здесь средне- и нижнесарматские мшанковые известняки не образуют сплошного пласта, а залегают в виде больших глыб (ископаемых мшанковых рифов). Эта особенность геологического строения оказала большое влияние на характер формирования доакчагыльского рельефа. Мягкие мергелистые породы, заполнявшие пространство между отдельными рифами, несомненно, разрушались быстрее, чем сами рифы или слоистые известняки, развитые в наиболее высоких частях современного плато Мангышлака и Устюрта. В местах, где в доакчагыльское время сармат и мэотис занимали, несомненно, большую площадь, процессами разведения были выработаны небольшие, но глубокие впадины (дно их ниже уровня современного Каспийского моря). В это время, повидимому, сформировалась в основных своих чертах и впадина (или группа впадин) Кара-Богаз-Гола.

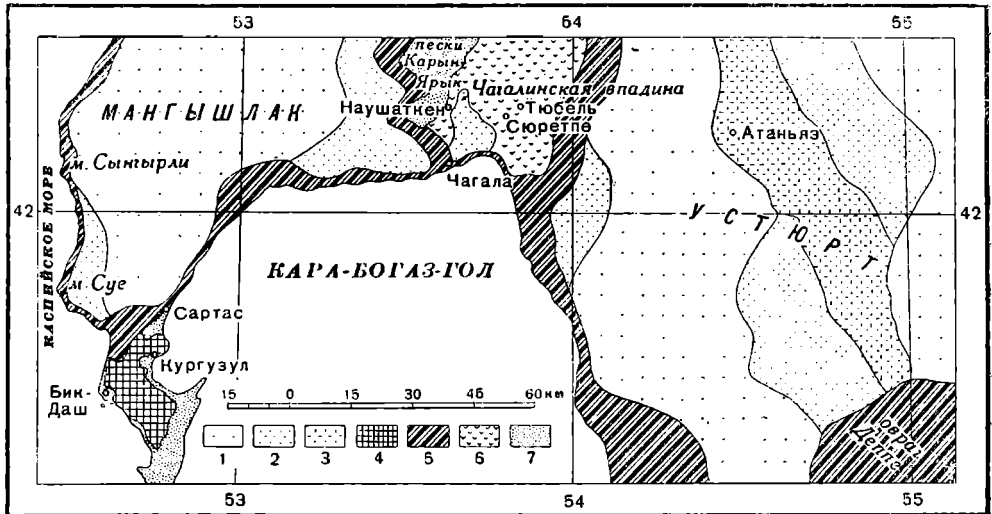
Акчагыльское море, проникнув в эти впадины, оставило здесь отложения в виде рыхлых марающих мергелей, образовывавшихся, несомненно, в спокойном заливе, усеянном небольшими островами (миоценовые останцы) и защищенном со стороны моря косой. Остатки этой косы наблюдаются у Амур-Ата и Бик-Даша в виде косвеннослоистых песчаников и детритусовых известняков.

Мергелистые акчагыльские отложения, конечно, не могли оказывать серьезного сопротивления разведению в послеекчагыльское время. На месте впадин, частично выполненных акчагыльскими отложениями, сформировались новые впадины, по своей глубине не уступающие старым. Акчагыльские слои сохранились во многих из них только в виде узкой каемки, расположенной по склонам. В области же современного Кара-Богаз-Гола разрушение акчагыльских пород шло еще более интенсивно, так как здесь едва ли миоценовые останцы были столь многочисленны, как в описанной ранее местности. Во всяком случае, каспийская трансгрессия застала впадину Кара-Богаз-Гола вполне сформировавшейся, о чем свидетельствуют остатки каспийских террас на берегах залива. Дальнейшая судьба последнего определяется нарастанием кос, затруднивших связь с Каспийским морем.

Современный рельеф изученного района, конечно, всецело зависит от изложенной выше геологической истории. Здесь совершенно отсутствуют хорошо развитые эрозионные формы рельефа, но следы водотоков встречаются всюду. Они располагаются очень редкой сетью, которая обнаруживается главным образом по присутствию крупных кочек. Водотоки не отличаются большой длиной и обладают очень пологими склонами. Заканчиваются они на такырах или чинках; в последнем случае на чинке образуются короткие, но глубокие каньонообразные овраги. В общем эрозионные формы рельефа в этом районе имеют весьма небольшое распространение.

Основной характер рельефа зависит от других, более крупных форм,

а именно впадин и останцов, обладающих, кстати сказать, большим однообразием, обусловленным довольно постоянным составом пород и их почти горизонтальным залеганием. Высота останцов невелика, и в их расположении нет какой-либо закономерности, за исключением того, что они обычно приурочены к краевым частям больших понижений. Впадины же обычно располагаются цепочками, ориентированными, примерно, с севера на юг.



Фиг. 2. Геоморфологическая карта северной части Красноводского плато.

1 — слабо рассеченное плато (слабо волнистая поверхность, небольшие такыры); 2 — значительно рассеченное плато (большое количество мелких останцов и такыров); 3 — сильно рассеченное плато (глубокие впадины, останцы почти отсутствуют); 4 — очень сильно рассеченное плато (глубокие впадины сливаются друг с другом, останцы высокие); 5 — краевые части плато (чинки и прилегающие к ним водотоки); 6 — область гипсового карста (гипсовые кочки, воронки, пещеры и пр. редки); 7 — пески.

В общем намечается несколько типов рельефа (фиг. 2). Одним из наиболее широко развитых типов является плато, усеянное такырами и небольшими холмами, покрытыми щебенкой, с очень неявно выраженными водотоками. Большие участки такого слабо волнистого, местами совершенно ровного плато, наблюдаются как на Устюрте, так и на южном Мангышлаке. Они расположены обычно в центральных частях плато.

Некоторые участки этих плато значительно рассечены. На них имеются такие же такыры и водотоки, как и на слабо рассеченном плато, но встречаются также и невысокие останцы. В местах густого скопления останцов плато нередко делается ступенчатым. Этот тип рельефа географически тесно связан с первым. Менее распространен тип слабо волнистого плато, на котором останцы почти отсутствуют, но значительно развиты глубокие впадины. Этот тип мы наблюдаем на Устюрте.

Четвертый тип плато — сильно рассеченного небольшими, но глубокими сливающимися друг с другом впадинами, является для исследованного района наивысшей степенью расчленения плато.

Первые три типа плато занимают громадные площади на Мангышлаке и Устюрте. По краям они окаймлены высокими обрывами — чинками. В некоторых местах обрывы сменяются крутыми склонами. Чинки во

многих местах рассечены короткими оврагами, судя по расположению которых область стока в сторону чинков очень незначительна. Основная масса атмосферных вод остается на тақырах плато.

Несколько обособленно стоит область развития гипсового карста. Карстовые явления наблюдаются лишь там, где выходы гипсов занимают большие площади; здесь встречаются провальные воронки, как сухие, так и заполненные водой, а также длинные ходы в гипсах.

Небольшая мощность гипсов и незначительное количество атмосферных осадков (130—140 мм), конечно, не благоприятствовали развитию здесь крупных форм карста, но все же, если судить по местами нарушенному, вследствие провалов, залегающим сарматским слоям, карстовые явления играли основную роль в развитии некоторых депрессий.

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

- А н д р у с о в Н. И. Замечания о миоцене прикаспийских стран. «Изв. Геол. ком.», 1899, т. 18, № 12.
- А н д р у с о в Н. И. О геологических исследованиях в Закаспийской области, произведенных в 1887 г. «Тр. Арало-Каспийск. экспед.», 1905, вып. 6.
- Д о л е н к о Г. И. Краткое описание ландшафтных районов западного Усть-урта и равнинного Мангышлака. Отчет о работах почвенно-ботанического отряда Казахстанской экспедиции АН СССР, 1930, ч. 2, вып. 4.



---

---

**В. А. ЖУКОВ и А. Э. КОНСТАНТИНОВИЧ**

## **РАЗВИТИЕ ИСКОПАЕМОГО РЕЛЬЕФА ПОВЕРХНОСТИ КАМЕННОУГОЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ЗАПАДА МОСКОВСКОЙ ПАЛЕОЗОЙСКОЙ КОТЛОВИНЫ**

В 1939 г. Институтом геологических наук Академии Наук СССР была организована под руководством академика А. Д. Архангельского экспедиция по изучению Русской равнины. Сотрудниками подмосковного отряда этой экспедиции, авторами настоящей статьи, в числе других структурных карт в 1939—1940 гг. была составлена для юго-запада Московской палеозойской котловины схематическая карта подземного рельефа поверхности каменноугольных отложений. Этой картой освещена в бассейнах верховий Волги, Мсты, Западной Двины, Днепра, Дона и среднего течения Оки площадь около 200 000 км<sup>2</sup>. Для составления карты был проработан обширный материал (около 1000 разрезов) по геологии центральных районов Европейской части СССР. Проработка названных материалов и интерпретация их на карте дали возможность установить некоторые, не описанные еще в геологической литературе элементы подземного рельефа каменноугольных отложений и подметить закономерности в их развитии и распределении на картированной площади.

А. Д. Архангельский, руководивший нашей работой, считал ее весьма существенной для познания геологического прошлого обширной территории Московской палеозойской котловины и ее структуры. Посвящая памяти своего учителя настоящую статью, авторы надеются, что она принесет посильную помощь в дальнейшем изучении недр Московской палеозойской котловины и будет небесполезной для освоения скрытых в этих недрах минеральных ископаемых и подземных вод Московского артезианского бассейна.

### **I. КРАТКИЙ ОБЗОР РАБОТ, В КОТОРЫХ ОТМЕЧЕНЫ НЕРОВНОСТИ ПОДЗЕМНОГО РЕЛЬЕФА КАРБОНА**

Первые отрывочные сведения об ископаемом рельефе поверхности каменноугольного фундамента имеются в дореволюционной литературе. Так, еще Мурчисон во время своего путешествия по России в 1840—1841 гг. отметил неровности в поверхности каменноугольных известняков, то поднимающихся, то опускающихся под лежащими над ними юрскими слоями. В 1882 г. Траутшольд впервые сообщил об ископаемой эрозионной ложбине в Москве у Серпуховских ворот (1882, с. 333—343).

С. Н. Никитин (1890<sub>2</sub>) на профилях, приложенных к описанию 57 листа Общей геологической карты России, отметил опускание контакта юры и карбона под Мытищами и под Ленинскими (Воробьевыми) горами. В своем классическом труде, посвященном каменноугольным отложениям Подмосквового края, С. Н. Никитин (1890<sub>1</sub>), рассматривая неровности верхней поверхности каменноугольных известняков под Москвой, пришел к выводу, что эти неровности образованы мощными процессами денудации, происходившими в континентальный период между карбоном и юрой, в третичный и ледниковый периоды и в послеледниковое время (с. 91—99). Наиболее интенсивной, по мнению С. Н. Никитина, была денудация между карбоном и юрой. Впервые для Москвы им было отмечено в скважине с. Богородского присутствие песчано-глинистых пород и гальки, залегающих между палеонтологически охарактеризованными юрой и карбоном (1890<sub>2</sub>, с. 174; 1890<sub>1</sub>, с. 94).

В 1907 г. А. П. Павлов в геологическом очерке окрестностей Москвы в немногих, но ярких строках дал общую картину денудационных и абразионных процессов, создавших выполненные юрой неровности в поверхности каменноугольных известняков в знаменитых каменоломнях с. Мячково (с. 38—39, 70).

Позднее М. М. Пригоровским были описаны и отнесены предположительно к «пресноводным?» богатые растительными остатками песчано-колчеданистые отложения у сс. Алпатьева, Свистова, г. Рязани, с. Победенки и в некоторых других местах юго-запада Рязанской области (1911, с. 737—741). На приводимом названным автором разрезе через г. Рязань эти образования изображены на неровной поверхности каменноугольных известняков между последними и палеонтологически охарактеризованными осадками келловая (с. 772—773).

Первые попытки связать отдельные пункты пониженного залегания кровли каменноугольного фундамента и вытянутые доюрские ложбины были сделаны А. П. Ивановым (1911), который отметил обусловленное доюрским размывом мульдообразное понижение поверхности каменноугольных отложений вдоль левобережья долины р. Москвы в б. Бронницком уезде. Им же было описано меридиональное корытообразное углубление поверхности карбона, протягивающееся с восточной стороны г. Москвы от Пушкина к Чагину (Иванов, 1914). Это углубление А. П. Иванов был склонен объяснять тектоническими процессами.

Значительно позднее Б. М. Даньшин дал общий анализ форм доюрского рельефа центральной и юго-восточной частей б. Московской губернии (1927). Им впервые были увязаны разрозненные элементы эрозионного рельефа в стройную систему большой широтной ложбины, протягивающейся с запада на восток через Очаково, Москву, Шатуру в сторону Рязано-Костромского прогиба. Эту широтную ложбину Б. М. Даньшин назвал Главной Московской ложбиной, считая ее основной формой доюрского рельефа. Им отмечены также и притоки этой ложбины: слева — Мытищинская, справа — Пахринская ложбина и водораздельные холмы: Америкский, Кудиново-Русавкинский, Богородский и др., ограничивающие Главную Московскую ложбину с севера (с. 5—6). Установив эрозионное происхождение Московской ложбины, Б. М. Даньшин отмечал, что на отдельных участках в б. Московском и Бронницком уездах на ее направление оказало влияние общее простирание каменноугольных отложений, вследствие более легкого размыва прослоев красных глин и известняков, залегающих на контакте среднего и верхнего карбона и падающих на северо-восток. Им также указаны случаи несовпадения современных и до-

ледниковых долин с доюрским рельефом и прижатость современной р. Москвы ниже г. Москвы до меридиана р. Нерской к склону северо-восточной экспозиции древней ложбины (с. 7). Более подробно Б. М. Даньшин останавливался на истории развития рельефа поверхности карбона в работах, посвященных геологии Москвы. «В течение палео-мезозойского континентального времени, — писал Б. М. Даньшин (1934, с. 59), — сформировался на поверхности земли сложенный преимущественно карбонатными породами своеобразный рельеф, где элементы эрозийного ландшафта переплетались с карстом... Это была почти равнина с средним уклоном поверхности земли в придольных частях 12 м на 1 км, а в приводораздельных, по видимому, значительно меньше... Действительные уклоны склонов ложбин вряд ли превышали несколько градусов. Среди сети эрозийных ложбин местами были разбросаны карстовые воронки». Наличием последних, по мнению Б. М. Даньшина, объясняются скачки глубин залегания поверхности карбона близ тальвега главной ложбины. В верхнемеловое время этот рельеф был совершенно сивелирован, и в ближайших к Москве местах он уже не оказывал влияния на направление доледниковых долин (1934, с. 60).

В обзоре геологического строения Московской области Б. М. Даньшин (1936) называл бат-келловеем континентальные песчано-глинистые осадки, залегающие между нижним келловеем и карбоном в глубоких понижениях рельефа поверхности последних<sup>1</sup>. Они являются, по его мнению, древним аллювием юрского периода (с. 22—23). Одновременные с ними по образованию тугоплакие глины гжельско-кудиновского типа, наоборот, приурочены к понижениям микрорельефа водораздельных повышений доюрского рельефа, на которых они залегают гнездообразно. В отличие от предположения А. Д. Архангельского (1923—1924, с. 38), считавшего эти глины пластовыми, заканчивающими собою серию каменноугольных образований, Б. М. Даньшин (1936, с. 23) определял их частью как почвенный элювий, частью как озерно-болотный аллювий нижнего келловея и бата.

Первую увязку форм ископаемого рельефа поверхности карбона, связанных с деятельностью ледника и его вод, дал М. С. Швецов для северо-западной четверти 58 листа карты масштаба 1 : 420 000. Им установлена и подробно описана Суходревская впадина, даны схемы предполагаемого доледникового и послеледникового дренажа в северо-западной четверти 58 листа и подробно освещено формирование долины современной р. Оки на участке ее течения от Лихвина до Каширы (с. 11—21).

О доледниковой гидрографической сети кратко упоминает и В. Г. Хименков, считавший, что направление многих крупнейших рек — Москвы, Западной Двины, Днепра и в особенности Волги с некоторыми ее притоками (Молодым Тудом, Вазузой и др.) — находится в известной связи с долинами древних доледниковых рек.

В посмертной статье Ю. П. Карпинского (1937) дан краткий обзор поверхности каменноугольных отложений и доюрского рельефа участка Окско-Цнинского вала к югу от р. Оки и пространства на запад от вала до

<sup>1</sup> Подробное освещение литологического состава этих осадков, их отношения к элементам докелловейского рельефа и вероятного возраста («скорее всего юрского») сделано было в докладе А. Н. Розанова в Московском отделении Геологического комитета («Вестн. Геол. ком.», 1927, № 5).

В 1929—1931 гг. изучением распространения докелловейских континентальных осадков занимался В. Г. Хименков. Сводная работа по составу и распространению континентальных осадков, вскрытых буровыми скважинами, им не была закончена.

г. Рязани. Ю. П. Карпинским отмечен «водораздельный гребень», протягивающийся параллельно течению р. Оки через верхнее течение рек Плетенки, Павловки и Вожи, а также понижения доюрского рельефа, выполненные песчано-глинистыми докелловейскими осадками, частью пересекающие этот гребень в районе Рязани, частью идущие к северу от него по долине Оки. На Окско-Цнинском валу Ю. П. Карпинским отмечены доюрские ложбины в средней части течения р. Пет между сс. Танкачева и Гридина, в верховьях р. Азы выше дер. Колтырина и по Оке ниже с. Балушев Починок. Из элементов доледникового рельефа Ю. П. Карпинский отметил «впадины» — одну, пересекаемую Окой между сс. Малеевым и Бабенским-Булыгиным, и другую — по среднему течению р. Ежачки, выше с. Большие Пруды (1937, с. 79—81).

На основании работ В. А. Котлукова, С. Я. Льогенького, Л. П. Нелюбова и др., А. И. Москвитин дал краткую характеристику Селищенской котловины и некоторых других форм ископаемого доледникового рельефа Калининской области.

Следует упомянуть также работы других авторов, освещающие на меньших площадях доюрские, доледниковые и ледниковые размывы каменноугольного фундамента.

Н. Т. Зонов и А. Э. Константинович дали по буровым скважинам краткий обзор рельефа верхней поверхности каменноугольных отложений в Егорьевском, Шатурском, Коробовском и Куровском районах Московской области (1932, с. 9—11, 33—34, 58—60).

Несколько доюрских ложбин и разделяющих их холмов по правобережью р. Клязьмы в Орехово-Зуевском, Петушинском и Куровском районах Московской области было установлено Е. А. Молдавской (1933, с. 29—30).

Б. Л. Личковым в 1935 г. был констатирован глубокий размыв ниже 50—60 м абс. выс. каменноугольных слоев в районе Перервинской плотины у пос. Кухарского. Этот размыв выполнен глинистыми и песчаными континентальными отложениями бат-келловея, мощностью от 5 до 20 м. Он входит в систему Главной Московской ложбины Б. М. Даньшина.

А. Н. Сокольской (1937) дана карта рельефа поверхности каменноугольных отложений в долине р. Москвы между сс. Спасским и Шелепихой. На карте и в тексте автором отмечена Карамышевская доюрская ложбина и другие формы подземного рельефа (с. 6—7, 24). Одновременно Ц. И. Уфлянд была установлена доюрская ложбина, ориентированная с юго-востока на северо-запад, от верховьев рек Семиславки и Мезенки через с. Хорлово на с. Ванилово, где она соединяется с Главной Московской ложбиной. Кроме того, на эфельном поле Лопатинского фосфоритного рудника и к северо-востоку от д. Воропаево ею были отмечены депрессионные понижения замкнутой конфигурации, образованные, по видимому, карстом.

Несколько поперечных профилей через долину р. Оки даны А. С. Рябченковым. На этих профилях отмечены как современные (у дер. Воровой Калужского района, у дер. В. Колычево Коломенского района), так и доюрские (с. Иващино Рыбновского района) размывы каменноугольного фундамента (1937, с. 66, 69 и 88).

Современные размывы каменноугольных слоев по Окскому руслу от г. Лихвина до г. Каширы, выполненные аллювиальными наносами, впервые были указаны Б. М. Овчинниковым в 1932 г.

Краткое обобщение опубликованных и архивных данных об ископаемом рельефе поверхности карбона для юго-западной части Московской палеозойской котловины было сделано В. А. Жуковым и М. П. Толстым

в монографии «Артезианские воды каменноугольных отложений Подмосковной палеозойской котловины», опубликованной в 1939 г. (с. 57—60). Приложенная к этой монографии схематическая карта подземного рельефа верхней поверхности каменноугольных отложений в масштабе 1 : 1 000 000 была нами в значительной степени дополнена новыми материалами и переработана в 1939 г.

## II. ОТДЕЛЬНЫЕ ФАЗЫ РАЗВИТИЯ ПОДЗЕМНОГО РЕЛЬЕФА И ГЛАВНЕЙШИЕ ЕГО ФОРМЫ, ВЫРАБОТАННЫЕ ВО ВРЕМЯ ЭТИХ ФАЗ

В конце палеозоя и начале мезозоя на юго-западе Московской котловины установился континентальный режим. Береговая линия морского бассейна каменноугольного, а затем и пермского времени постепенно отодвигалась к северу, и суша захватывала все большие и большие пространства. Область глубокого погружения морского дна также отодвигалась на север. Борты этого глубокого погружения для последующего регрессирующего морского бассейна составляют уже прибрежные участки. На таких вновь образовавшихся участках суши начинают развиваться процессы денудации, вырабатывается усложняющаяся постепенно гидрографическая сеть. На возвышенных участках начинают вести работу процессы выветривания, разрушая обнаженные «скалы» каменноугольных, а местами и пермских известняков.

Трудно установить, как выглядел описываемый нами участок суши Подмосковья в длительный континентальный период, продолжавшийся от конца палеозоя до начала мезозоя, пока его не захватила вновь наступившая юрская морская трансгрессия. Можно лишь весьма приблизительно судить о том, что собою представлял этот участок суши в великий континентальный период, вернее в конце его, так как до нас не дошло почти никаких следов первых этапов существования этой суши, а возможно, что мы еще и не научились их находить и расшифровывать.

Легче распознаются формы подземного рельефа, заложенные во второй континентальный период, начавшийся для подмосковных мест с регрессии верхнемеловых морей. Этот период захватывает все третичное время и продолжается до настоящего времени. Однако в установлении форм подземного рельефа, выработанного в начале этого периода, также встречаются значительные трудности. Надвигавшиеся с севера ледники первой половины четвертичного времени не только уничтожали и сглаживали сеть рельефа, выработанную в третичный период, но и в значительной мере разрушали верхнюю часть коренного дочетвертичного фундамента. Более легко распознаются формы, связанные с ледниковым временем. Некоторые из них унаследовали неровности доюрского рельефа; многие продолжают развивать сеть, заложенную предледниковыми и ледниковыми потоками, и после окончательного ухода ледникового покрова с Восточно-Европейской равнины; наконец, довольно значительная часть заполнена наносами ледников и сопровождавших их вод (предледниковых и ледниковых) и сохранилась до наших дней в виде ископаемого рельефа, в одних случаях согласного с современным, в других — не нашедшего в нем своего отражения.

По своему происхождению формы подземного рельефа каменноугольного массива по времени и способу их формирования в названных континентальных фазах могут быть подразделены на следующие основные виды

1) формы, связанные с тектоническими процессами, начавшими формировать Московскую палеозойскую котловину еще до начала фазы первого длительного континентального периода;

2) формы, выработанные денудацией доюрского времени в фазу великого континентального периода;

3) формы, выработанные денудацией четвертичного времени в фазу второго континентального периода. Эти формы по своему основному генезису подразделяются на: а) связанные с ледниковым выпахиванием, б) образованные водными потоками ледниковых и межледниковых эпох и в) выработанные современной (последледниковой) эрозией.

Рассматривая в дальнейшем изложении отдельные виды перечисленных форм, мы даем более подробное описание тех из них, которые или устанавливаются нами впервые, или являются основными формами подземного рельефа, отражающимися в современном поверхностном рельефе или имеющими значение для освещения вопросов прикладной геологии (поиски огнеупорных глин и других полезных ископаемых) и гидрогеологии (распределение и циркуляция подземных вод в каменноугольных отложениях).

## 1. Формы подземного рельефа, связанные с тектоническими процессами

Исходной поверхностью для формирования подземного рельефа кровли каменноугольных отложений послужили неровности в залегании каменноугольных слоев, обусловленные теми тектоническими процессами, которые вызвали прогибание Московской палеозойской котловины и образовали в ее пределах антиклиналеобразные подьемы слоев палеозоя, так называемые валы, и синклиналеподобные понижения — прогибы или рвы (Архангельский, 1919, 1923), а также террасообразные уступы, связанные с неравномерным падением палеозойских слоев от периферии к внутренним частям котловины (Жуков, 1940).

Эти неровности в той или иной степени отличаются абсолютными высотными отметками отдельных участков поверхности каменноугольного фундамента Московской котловины. Они являются формами ее подземного рельефа, связанными с тектоникой.

К таким тектоническим формам принадлежат прежде всего участки с высокими отметками кровли карбона, наблюдаемые по периферии котловины, и обширные площади с низкими отметками ее внутренних частей. Те и другие образовались в результате общего прогибания котловины к северо-востоку.

В поверхности подземного рельефа каменноугольных отложений периферийные участки, прилегающие к девонскому ограничению, на западе и юге оконтуриваются в области современных междуречий отметками более 200—250 м высоты над уровнем моря. Вследствие такого высокого залегания каменноугольный фундамент в дальнейшем подвергается усиленному эродированию, и поверхность карбона прорезается здесь густой сетью притоков извивающихся понижений, в значительной степени отражающих современные речные системы и их водоразделы.

Во внутренних частях котловины кровля слоев карбона спускается в Москве до 100—130 м, а по Волге между городами Калинин и Кимрами, а также в верхнем течении р. Клязьмы — ниже 100—50 м абс. выс. В этой полосе низкие отметки поверхности карбона отражают главным образом глубокие размыты доюрского времени. Далее на северо-восток, к Ярославлю и Иванову, поверхность каменноугольных отложений про-

должает опускаться от 0 до 200—230 м ниже ур. м. Следов деятельности эрозии на ней уже не заметно и поверхность карбона более или менее равномерно спускается от периферии к глубоким частям котловины, отражая ее общее прогибание, вызванное тектоническими процессами.

Исключение составляет юго-восточная часть рассматриваемого пространства. Здесь кровля карбона в бассейнах рек Лесной Шары, Тырницы и по Оке от устья р. Тырницы до впадения р. Гуся и далее к Владимиру опускается близ Шацка до 15 м, у с. Борки до 62 м, а в г. Владимире до 10 м ниже ур. м. Эти низкие отметки оконтуриваются с запада более сближенными горизонталями, очерчивающими отлогий склон западного борта Рязано-Костромского прогиба (Шилово-Владимирского рва) — формы подземного рельефа поверхности карбона, связанной с тектоникой.

Восточный борт прогиба резко оконтуривается узкой полосой весьма сближенных горизонталей, поднимающихся выше названных отрицательных отметок сначала до 100 м абс. выс., а в бассейнах рек Азы, Алешни и Цета выше 140—150 м. Высокие отметки кровли карбона ясно очерчивают здесь следующую тектоническую форму рельефа — Окско-Цнинский вал. Между Цной и Окой область высоких отметок не превышает по широте 20—30 км. Далее к северу, между Окой и Клязьмой, к югу от г. Коврова она расширяется до 70—80 км. Для подземного рельефа южной части характерны участки с высотами более 100—150 м. Эти участки в общем вытянуты с юго-востока на северо-запад и разделены понижениями. Они отражают тектонические особенности южной части Окско-Цнинского вала, известняковый массив которого, по наблюдениям В. А. Туруновского, распадается на ряд антиклиналеобразных подъемов и синклиналеподобных понижений каменноугольных слоев. К северу от Оки поверхность каменноугольных отложений более ровная, платообразная, на восток — приподнятая. Далее к востоку кровля каменноугольных отложений вновь опускается к низовьям р. Мокши и долине р. Оки от впадения Мокши до устья Клязьмы. Поверхность карбона прослеживается на следующих отметках над уровнем моря: в г. Кадоме 22 м, в с. Агеево (правый берег Мокши) 10 м, в г. Кулебаки 40 м. Эти пониженные отметки протягиваются в виде широкой меридиональной полосы, соответствующей Мокша-Окскому синклиналеподобному прогибу, отделяющему Окско-Цнинский вал от высокого залегания каменноугольных отложений в бассейне р. Алатыря.

Сопоставление высотных отметок, маркирующих горизонты карбона по скважинам, пробуренным на различных участках рассмотренных трех форм его лодземного рельефа, подтверждает их тектонический характер. Так например, в скважинах г. Шацка в глубоких частях Рязано-Костромского прогиба кровля отложений верейского горизонта среднего карбона залегает ниже ур. м. на 51 м, а в скважине у с. Тростяного на гребне Окско-Цнинского вала она поднята на 140 м выше ур. м., опускаясь вновь к востоку в скважине у с. Салтыковы Буты по западному склону Мокша-Окского прогиба до —21 м.

Из других менее ясно выраженных форм подземного рельефа, связанных с тектоническими процессами, следует упомянуть о пониженном залегании кровли каменноугольных отложений у юго-западной окраины котловины. Здесь между городами Дорогобужем и Жиздрой, в области мезозойского перекрытия, кровля каменноугольных отложений опускается в скважинах у с. Судимир до 133 м, у с. Ивоть до 145 м и у г. Ельни до 160 м. На северо-запад, северо-восток и юго-восток эти пониженные отметки на довольно близких расстояниях оконтуриваются высотами более 200 м над ур. м. Отмеченным низким отметкам кровли карбона

соответствуют и низкие отметки кровли девонских отложений, опускающихся с 150 м в Смоленске до 124 м в Ельне, 92 м в Рославле, 71 м в Бежице, 89 м в Брянске, и вновь поднимающихся к Орлу до 170 м (по данным Н. К. Чичеровой).

Приведенные низкие отметки кровли девона, по мнению Д. И. Погуляева (1938, с. 193), связаны с прогибанием Смоленско-Орловского вала, образовавшимся для трансгрессий мезозойских морей «девонские ворота» Г. Романовского (1865).

В рельефе поверхности каменноугольных отложений рассматриваемый участок юго-запада Московской котловины характеризуется разреженными горизонталями, не отвечающими современному эрозионному рельефу.

Наконец, некоторое отражение в подземном рельефе поверхности каменноугольных отложений находят и полосы более крутых падений маркирующих элементов карбона (Жуков, 1940). Над этими полосами более крутых падений горизонтали кровли каменноугольных отложений сближаются, понижение их идет в согласии с направлениями падения маркирующих слоев карбона, а уклоны поверхности кровли последнего местами несколько больше уклонов маркирующих горизонтов, например: к востоку от Сапожка — более 2 м/км, к юго-западу от Рязани — около 6 м/км, в районе ст. Икши — более 6 м/км, в районе Торжка — около 2 м/км. Перечисленные участки подземного рельефа каменноугольных отложений имеют вид более или менее широких полос, вытянутых в направлении простирания более крутых падений. В районе Рязани и Икши их прерывают короткие крутые ложбины доюрской гидрографической сети.

Из приведенного обзора форм подземного рельефа, связанных с тектоникой, видно, что для таких форм характерно:

- 1) наличие отрицательных отметок на участках более пониженного залегания кровли каменноугольных отложений (полоса Рязано-Костромского прогиба и внутренние части Московской палеозойской котловины к северо-востоку от р. Клязьмы);
- 2) большие амплитуды между находящимися на близких расстояниях друг от друга низкими и высокими отметками (полоса Окско-Цнинского вала и сопровождающих его прогибов);
- 3) значительная сближенность расстояний между низкими и высокими отметками;
- 4) определенная ориентировка к странам света высотных отметок, ооконтуривающих тектонические формы, и выдержанность направлений таких отметок на значительных протяжениях.

## **2. Формы ископаемого рельефа, выработанные денудацией доюрского времени**

Суша, возникшая после отступления на север морского каменноугольного бассейна, унаследовала основные элементы поверхности дна каменноугольного моря, т. е. сохранила в основных чертах наиболее крупные элементы его рельефа, зависящие преимущественно от тектонических причин. Такими формами рельефа были, как указано выше: Окско-Цнинский вал, Рязано-Костромской прогиб и области глубокого понижения на севере, где в пермское время еще существовал морской бассейн. Береговая линия последнего проходила приблизительно по направлению Владимир—Кимры — Углич, т. е. в общем совпадала с южной границей глубокого



погружения верхнекаменноугольных отложений. Повидимому, унаследованным элементом рельефа для описываемой суши было приподнятое залегание каменноугольных слоев в средней части Рязано-Костромского прогиба к югу от Владимира. Здесь, к югу от ст. Нечаевской в тальвеге прогиба наблюдается повышенная отметка кровли карбона — 40 м выше ур. м. Отсюда к югу и северу по тальвегу наблюдаются уже более низкие отметки. Так, к северу близ с. Остров имеется отметка 29 м выше ур. м., а у Владимира 10 м ниже ур. м. К югу от района Нечаевской, в Борках, поверхность карбона опускается до 62 м ниже ур. м. Интересно отметить, что в тальвеге соседнего Окско-Мокшинского прогиба приблизительно на той же широте также наблюдается наивысшая отметка кровли карбона у г. Кулебаки: 40 м, к северу от нее у г. Павлово кровля карбона опускается до 45 м ниже ур. м., к югу у г. Кадома до 22 м выше ур. м., а далее у Керенска — до 30 м ниже ур. м.

На той же приблизительно широте приподнятые относительно участки кровли карбона наблюдаются и к западу от Рязано-Костромского прогиба, примерно по линии Черусты — Гжель — Кудиново — Щелково — Москва — Крюково — Руза.

В истории развития доюрского рельефа эти высокие отметки имели очевидно большое значение. Они послужили водораздельной линией для вырабатываемой доюрской гидрографической сети. Не исключено, что они были вызваны мало еще выясненными тектоническими причинами.

Формы древнего рельефа, связанные с доюрской денудацией, представляют собой сеть ложбинообразных понижений иногда значительной глубины и протяженности. Доюрский возраст этих ложбин определяется выполняющими их верхнеюрскими, палеонтологически охарактеризованными отложениями, а происхождение их за счет эрозионной деятельности доюрской речной сети подтверждается: 1) наличием в них почти повсеместно пресноводно-континентальных отложений доверхнеюрского возраста; 2) их географическим распространением; 3) постепенно понижающимися абсолютными отметками их тальвегов.

Анализируя карту рельефа поверхности каменноугольных отложений, мы можем отметить следующие разновременные ложбины, не связанные непосредственно с современной речной сетью и в той или иной мере выполненные пресноводно-континентальными отложениями доюрского возраста. Часть их имела, повидимому, сток на юг — к наступавшим юрским морям. Другие же несли свои воды к северу и северо-востоку, следуя за регрессировавшими пермскими морями.

К первым принадлежит система Главной Московской доюрской ложбины, начинающейся в районе Можайска, пересекающей 57 лист в широтном направлении к югу от Москвы и на востоке сливающейся с Рязано-Костромским прогибом. Эта ложбина имеет ряд притоков. К правым ее притокам принадлежат следующие более короткие ложбины: Наро-Фоминская, Пахринская, Хорловская, Егорьевская, Шатурская, Коломенская, Рязанская.

К левым притокам относятся ложбины: Звенигородская, Братцевская, Карамышевская, Мытищинская, Ногинская, Орехово-Зуевская.

Эта система ложбин связана с южной половиной Рязано-Костромского прогиба.

Следующий ряд ложбин направляется на север. Они связаны с обширным северным понижением, располагающимся в северо-восточной части описываемой площади между городами Бежецком, Калинин, Кимрами, Александровом и Владимиром. В пермский период в рассматриваемом

северном понижении существовал еще морской бассейн. В него несли свои воды ложбины: Калининская, Завидовская, Можайско-Сенежская, Икшинская, Пушкинская, Фряново-Загорская, Монино-Ногинская, Северная Орехово-Зуевская, Северная Шатурская, Северо-Восточная. На прилагаемой схематической карте (фиг. 1) нанесены все указанные ложбины и отмечены скважины, достигшие известнякового фундамента и прошедшие пресноводно-континентальные отложения доюрского возраста. Для характеристики доюрских ложбин использованы лишь те скважины, в которых сохранились континентально-пресноводные отложения, подтверждающие доюрский возраст этих ложбин (см. ниже список скважин, встретивших пресноводно-континентальные отложения).

Как видно из карты (см. фиг. 1) и прилагаемого списка скважин, почти во всех ложбинах рельефа каменноугольных отложений обнаружены отложения пресноводно-континентальной толщи, являющейся характерной принадлежностью доюрских ложбин. Некоторые из скважин, прошедших пресноводно-континентальные отложения, приурочены к тальвегам доюрских долин, другие — к их склонам.

### Ложбины Южного бассейна

Основной формой доюрской гидрографической сети является Главная Московская ложбина, установленная, как уже сказано, впервые в своей средней части в 1927 г. Б. М. Даньшиным, считавшим ее «основной формой доюрского рельефа для центральной и юго-восточной части Московской губернии» (1927, с. 5). Тальвег этой ложбины и ее боковых ветвей четко оконтуривается на всем их протяжении. Направление тальвега приблизительно следующее: Можайск — Дорохово — Голицино — Власиха — Верхние Котлы — Перерва — левобережье р. Москвы к северу от Бронниц — Ванилово — Шатура — Лузгарино. К востоку от Спас-Клепиков он сливается с тальвегом Рязано-Костромского прогиба. Общая протяженность ложбины 400—420 км, ширина ее обычно 10—15 км; местами она увеличивается до 30—35 км. Абсолютные отметки кровли карбона по ее тальвегу следующие:

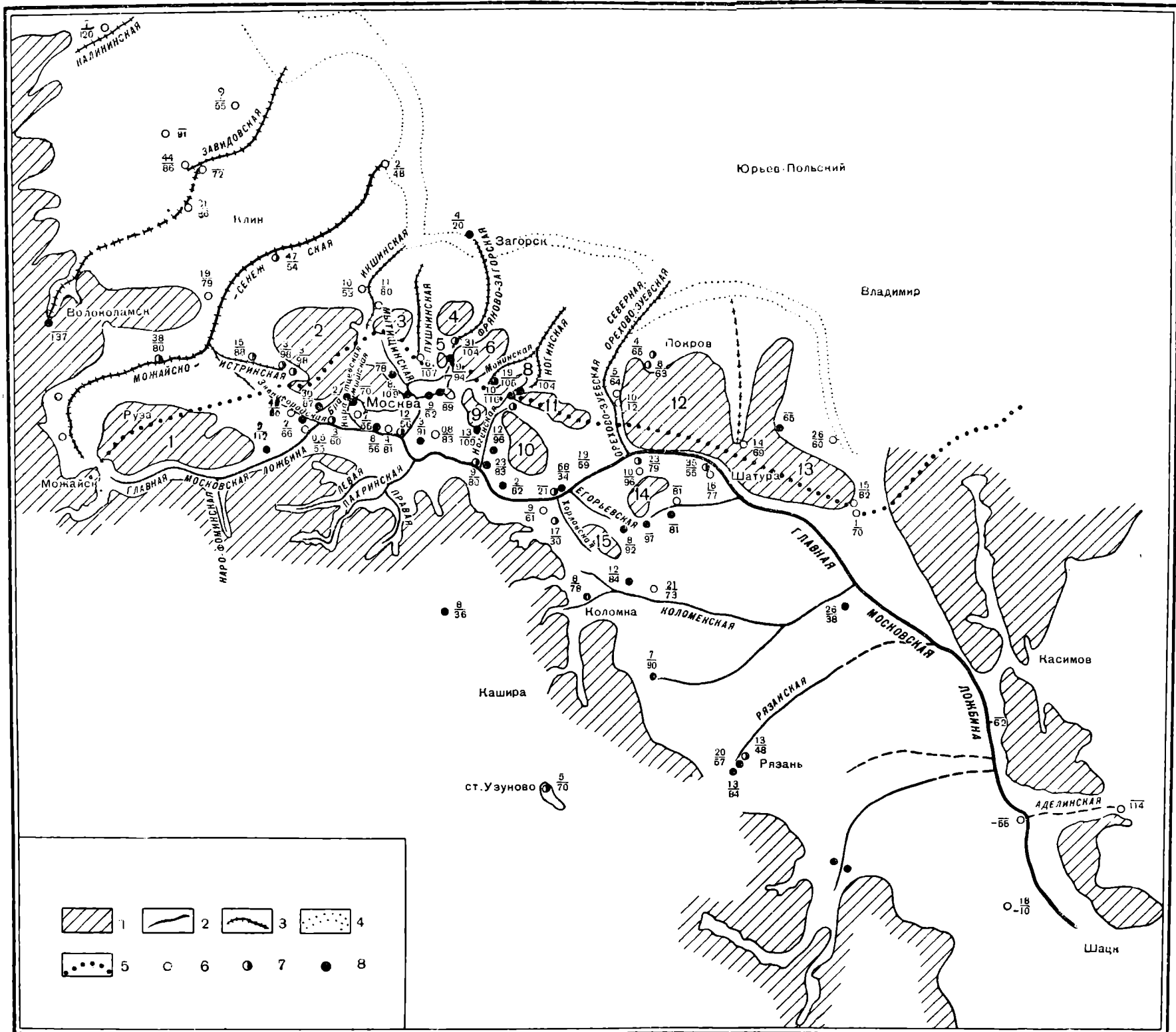
Дорохово + 128 м	Верхние Котлы + 56 м
Голицино + 112 »	Ванилово + 34 »
Власиха + 55 »	» + 21 »
	Борки — 62 »

Таким образом, общее падение дна Главной Московской ложбины от Дорохова до с. Борки равно 190 м, а средние уклоны:  $\frac{190 \text{ м}}{420 \text{ км}}$ , т. е. около 0,5 м/км.

На отдельных участках падение дна равно 0,8—0,5—0,4 м/км (см. табл.).

Судя по указанным более высоким отметкам кровли каменноугольного фундамента в районе ст. Нечаевской, водные потоки из Главной Московской ложбины направлялись по Рязано-Костромскому прогибу на юг. 1)

Главная Московская ложбина принимает значительное число притоков как справа, так и слева. Правые ее притоки, направляющиеся с юга и запада, отличаются большей протяженностью, чем левые.



Фиг. 1. Схема доюрского рельефа юго-западной части Московской палеозойской котловины (подмосковный участок).

1 — водораздельные участки вне сферы действия вод доюрской речной сети и их порядковые номера; 2 — основные ложбины южного доюрского бассейна; 3 — основные ложбины северного доюрского бассейна; 4 — предполагаемый прибрежный склон северного доюрского бассейна; 5 — предполагаемая линия водораздела северного и южного доюрских бассейнов, Сиванкина, встречающие пресноводно-континентальные отложения аллювиального типа, представленные: 6 — глинами, 7 — суглинками, 8 — песками.  
 Цифры при скважинах: числитель — мощность пресноводной континентальной толщи, знаменатель — подошва ее залегания над уровнем Балтийского моря (и м)

Таблица 1

## Среднее падение дна тальвегов доюрских ложбин

Местонахождение скважины	Высота залегания подошвы пресноводно-континентальной толщи (в м)	Разность между высотами в м (числитель)—расстояние между пунктами в км (знаменатель)	Средний уклон (м/км)
<b>Южный бассейн</b>			
<i>Главная Московская ложбина</i>			
Дорохово . . . . .	128	$\frac{73}{90}$	0,8
Власиха . . . . .	55		
Ванилово . . . . .	21	$\frac{34}{60}$	0,5
Борки . . . . .	-62	$\frac{83}{200}$	0,4
<i>Правые притоки Главной Московской ложбины</i>			
<i>Пахринская ложбина</i>			
Секирино . . . . .	140	$\frac{84}{40}$	2
Перерва . . . . .	56		
<i>Хорловская ложбина</i>			
Конобеево . . . . .	30	$\frac{9}{10}$	1
Ванилово . . . . .	21		
<i>Егорьевская ложбина</i>			
Егорьевск . . . . .	92	$\frac{71}{25}$	3
Ванилово . . . . .	21		
<i>Шатурская ложбина</i>			
Клеменово . . . . .	97	$\frac{16}{12}$	1,3
Чадилево . . . . .	81		
<i>Коломенская ложбина</i>			
Чанки . . . . .	78	$\frac{40}{105}$	0,4
Спас-Клепики . . . . .	38		
<i>Рязанская ложбина</i>			
Дашково . . . . .	84	$\frac{36}{7}$	5
Мервино . . . . .	48		
Борки . . . . .	-62	$\frac{110}{80}$	1,4

Таблица 1 (продолжение)

Местонахождение скважины	Высота залегания подошвы пресноводно-континентальной толщи (в м)	Разность между высотами, в м (числитель)—расстояние между пунктами в км (знаменатель)	Средний уклон (м/км)
<i>Левые притоки Главной Московской ложбины</i>			
Карамышевская ложбина			
Мневники . . . . .	105	$\frac{50}{15}$	3
Кунцево . . . . .	55		
Мытищинская ложбина			
Лосиноостровская . . . . .	78	$\frac{22}{30}$	0,7
Перерва . . . . .	56		
Ногинская ложбина			
Строкино . . . . .	99	$\frac{19}{20}$	1
Раменское . . . . .	80		
<i>Западный склон Окско-Цнинского вала</i>			
Аделинская ложбина			
Нестерово . . . . .	108	$\frac{163}{35}$	4,7
Аделино . . . . .	-55		
<i>Северный бассейн</i>			
Завидовская ложбина			
Назарьево . . . . .	137	$\frac{82}{105}$	0,8
Конаково . . . . .	55		
Можайско-Сенежская ложбина			
Глазово . . . . .	136	$\frac{56}{55}$	1
Покровское-Шереметьево . . . . .	80	$\frac{26}{60}$	
Ново-Петровская . . . . .	54	$\frac{12}{50}$	0,2
Вербилки . . . . .	42		
Среднее падение Глазово — Вербилки . . . . .		$\frac{94}{140}$	0,7
Истринская ложбина (приток Сенежской)			
Дедово . . . . .	98	$\frac{10}{15}$	0,7
Истра . . . . .	88		
Фряново-Загорская ложбина			
Фряново . . . . .	104	$\frac{84}{40}$	2,1
Загорск . . . . .	20		

### Правые притоки Главной Московской ложбины

**Н а р о - Ф о м и н с к а я** ложбина направляется от ст. Нары на с. Акулово и в верховья р. Тросны. Это единственная ложбина, в которой не обнаружена еще пресноводно-континентальная толща. Протяженность ее равна 15 км. Верховьями своими она близко подходит к долинам современных рек Окского бассейна — Наре и Истье, притоку р. Протвы. Здесь верховые элементы древней эрозионной сети захватываются современным размывом. Через долину р. Протвы Наро-Фоминская ложбина могла иметь сообщение с ее притоком р. Лужей, в долине которой, по последним данным Н. Т. Зонова, обнаружены отложения пресноводно-континентальной толщи с прослойками угля (юрские угли с. Кременско-го). Возможно, что эта ложбина имела связь и с древней долиной Суходрева, описанной М. С. Швецовым (1932).

**П а х р и н с к а я** ложбина, впадающая в Главную Московскую ложбину ниже Наро-Фоминской, также была уже отмечена Б. М. Даньшиным (1927). Она состоит из трех ветвей. Средняя, наиболее длинная, начинается у с. Гривна, проходит через восточную часть г. Подольска и направляется к устью р. Рожая. Здесь она соединяется с правой восточной ветвью, идущей от с. Константиновского. Близ с. Яковлева к ним присоединяется левая западная ветвь. Близ с. Мячкова Пахринская ложбина впадает в Московскую. В Пахринской ложбине пресноводно-континентальные отложения скважинами не обнаружены, но на р. Пахре близ с. Секирино имеется естественный выход этой толщи, представленной серой плотной песчанистой, иногда тонкослойистой глиной, содержащей углистые частицы, остатки растений и выветрелые гальки известняка. Растительные остатки, по предварительным определениям Л. М. Кречетовича, принадлежат к цикадовым и араукарневым. Отлагались они в очень беспокойной прибрежной среде, т. е. речной, а не озерной. Высота залегания подошвы этой толщи здесь около 130—140 м. Таким образом, и для этой ложбины отмечено наличие пресноводно-континентальной толщи. Длина ложбины около 40 км, среднее падение около 2 м/км.

**Х о р л о в с к а я** ложбина, описанная Ц. И. Уфлянд (1937, с. 47), идет от ст. Хорлово на с. Конобеево и далее у Вапилова сливается с Главной Московской ложбиной. Эта ложбина имеет узкую каньонобразную форму. Падение ее в нижней части около 1 м/км, длина около 20 км.

**Е г о р ь е в с к а я** ложбина направляется от г. Егорьевска к с. Вапилову. Общая ее протяженность около 25 км, падение около 3 м/км.

**Ш а т у р с к а я** ложбина начинается у с. Клеменово, проходит через Чадицево и соединяется с Московской ложбиной где-то в районе озера южнее Лузгарина. Протяженность ее около 38 км; среднее падение в верхней части около 1,3 м/км.

**К о л о м е н с к а я** ложбина начинается к югу от Хорлова в районе совхоза «Чанки», проходит к югу от Колычева, Левина и, сливаясь с долиной, идущей от Сарыбьева, достигает г. Спас-Клепики и впадает восточнее его в Московскую ложбину, идущую здесь, очевидно, уже по тальвегу Рязано-Костромского прогиба. Протяженность ложбины более 115 км, среднее падение 0,4 м/км.

**Р я з а н с к а я** ложбина начинается у Дашкова, проходит через г. Рязань, направляясь к руслу основной ложбины в районе с. Борки. В верхней части падение ее достигает 5 м/км, на большей части течения — около 1,4 м/км, среднее — около 1,2 м/км.

Весьма вероятно существование Пронской доюрской ложбины, но хорошо выраженная в поверхностном рельефе, она до настоящего времени еще не подтверждена наличием по ее тальвегу отложений пресноводно-континентальной толщи<sup>1</sup>.

#### Левые притоки Главной Московской ложбины

**Звенигородская** ложбина идет от с. Кузьмина мимо селений Лысая Гора и Усово и близ Власихи сливается с Главной Московской ложбиной. Протяженность ложбины около 26 км. Общее падение около 25 м. Средний уклон около 1,2 м/км. Ложбина имеет широкие очертания, верховьем она соединяется с Истринской ложбиной, принадлежащей уже к Северной речной системе. Близ с. Успенского ее пересекает современная долина р. Москвы. Юго-западный склон долины круче северо-восточного.

**Братцевская** ложбина берет начало от с. Братцева именно с тех мест, где современная р. Москва меняет свое направление с северо-восточного на юго-восточное. Эта ложбина проходит через Пушкино, Барвиху, Раздоры и сливается близ с. Власихи с Московской Главной ложбиной. Общая протяженность ее около 23 км. Общее ее падение около 60 м, среднее — 2,6 м/км.

**Карамышевская** ложбина проходит от Мневников на Карамышево, Очаково и Заречье близ ст. Кунцево. Эта ложбина была отмечена А. Н. Сокольской (1937, с. 6) и, по ее данным, имеет протяженность около 12—15 км, довольно крутые склоны и глубину до 50—60 м. По предположению того же автора, она соединяется с небольшими ложбинами в районе г. Москвы. Общее ее падение около 50 м. Среднее — 3 м/км.

**Мытищинская** ложбина является наиболее крупной и выработанной из всех левобережных ложбин. Начинается она в районе ст. Лобня к северо-востоку от Мытищ, идет на Лосиноостровскую, Измайлово, Соколинскую гору, Балашиху, Салтыковку и близ Перервы соединяется с Главной Московской ложбиной. Протяженность ее около 50 км, общее падение около 22 м, т. е. много меньше, чем у других ложбин, что указывает на ее более древний возраст. Среднее падение также небольшое — около 0,7 м/км. Глубина 98—100 м. Значительная глубина ложбины и наличие у нее небольших притоков подтверждает ее значительную выработанность и древность. Интересно, что выпадающие в эту ложбину притоки исключительно левые, идущие с востока. Наиболее крупный из этих притоков берет начало с Щелковских высот, а другой — в районе Салтыковки. Возможно, что в низовье имелся еще приток. Правый склон ложбины более крутой и лишен притоков.

**Ногинская** ложбина в литературе указана А. П. Ивановым (1914) и Б. М. Даньшиным (1927), отметившими синклиналиобразный прогиб каменноугольных слоев, протягивающийся на юг приблизительно по линии Пушкино — Чагино. Этим «корытообразным понижением» и воспользовалась древняя доюрская эрозия. Начинается эта ложбина к югу от Ногинска в районе торфоразработок «Прибыль» и далее проходит через сс. Строкино, Дементьево и Раменское, где соединяется с Главной Московской ложбиной. Длина ее более 20 км, глубина 50—60 м. Общее падение около 19 м, среднее 1 м/км.

<sup>1</sup> Следует отметить, что для большей части территории 58 листа общей карты мы еще имеем пока отрывочные данные, не позволяющие уверенно оконтурировать на значительных протяжениях главнейшие элементы эрозионной доюрской сети.

Южная Орехово-Зуевская ложбина берет начало близ г. Орехова, направляется на юг и впадает в Главную Московскую ложбину ниже Куровской. Эта ложбина описана Молдавской (1933, с. 29) под названием «Дулево-Куровской», протяженность ее около 20 км. Верховьями она соединяется с Северной Орехово-Зуевской ложбиной.

Наконец, непосредственно в системе самого Рязано-Костромского прогиба следует упомянуть об Аделинской ложбине, впервые отмеченной Ю. П. Карпинским (1937). Эта ложбина сильно отличается от всех описанных ранее. Начинается она в районе Нестерова и, прорезая крутой западный склон Окско-Цнинского вала, впадает в основной тальвег Рязано-Костромского прогиба близ Аделина. При небольшой протяженности в 35 км она имеет общее падение в 163 м, что дает средний уклон поверхности каменноугольного фундамента в 4,7 м/км, превышающий средние уклоны всех других ложбин. Крутое падение по тальвегу обусловлено здесь большой разностью высот кровли карбона по Окско-Цнинскому валу и в Рязано-Костромском прогибе, что характерно для тектонических форм рельефа (см. выше).

### Ложбины Северного бассейна

Ложбины, связанные с северным понижением, все направлены или на северо-восток или непосредственно на север. Наиболее западной из них является Калининская ложбина. Доюрский возраст ее не вполне установлен, так как здесь не обнаружены с достаточной ясностью отложения пресноводно-континентальной толщи. Такова и Завидовская ложбина, направляющаяся от Назарьева на Редькино, Завидово, Сенькино и Конаково. Далее, достигая области глубокого погружения каменноугольных отложений, она теряется. Выполнена она мощной толщей черных юрских глин, в нижней части с галькой, колчеданом и прослоями песчаника. Принадлежность нижней части этой толщи к пресноводно-континентальным отложениям не установлена, хотя и является вполне возможной. Длина Завидовской ложбины более 105 км, общий уклон 82 м, среднее падение 0,8 м/км.

Можайско-Сенежская ложбина — наиболее значительная ложбина Северного бассейна. Начинается она западнее Можайска в районе Глазова и проходит через Булычево, Акатово, Ново-Петровскую, Вербилки, Орудьево, где и сливается с областью глубокого погружения. Длина ее от Глазова до Вербилки равна 140 км, общее падение 94 м, среднее 0,7 м/км. Проследившая среднее падение на отдельных отрезках ложбины, можно отметить, что в верховье (Глазово—Покровское-Шереметьево) оно достигает 1 м/км, далее сильно снижается и составляет на участке Покровское-Шереметьево — Ново-Петровская 0,4 и на участке Ново-Петровская—Вербилки 0,2 м/км. Справа Сенежская ложбина принимает два довольно значительных притока: Истринскую ложбину, более 15 км длиной, со средним падением 0,7 м/км, идущую с востока на запад (Дедово — Истра), и вторую, верховьем своим сближающуюся с Звенигородской ложбиной Московского доюрского бассейна. Сама Сенежская ложбина интересна тем, что впоследствии ее левый берег близ с. Спас-Нудоль — Акатово послужил береговым уступом для верхнеюрских морей. Здесь на расстоянии 1—2 км разница в залегании известнякового фундамента достигает 100 м. Повидимому, этот высокий береговой уступ у с. Спас-Нудоль не покрывался водами верхнеюрских морей, а представлял береговую «скалу», у подножья которой сначала протекала широкая доюрская река, а позже разбивались волны верхнеюрского моря.



Продвигаясь вдоль границы области глубокого погружения далее на восток, мы встречаем последовательно И к ш и н с к у ю ложбину длиной около 30 км, направляющуюся от ст. Катуар к Икше и далее на север, затем П у ш к и н с к у ю ложбину, направляющуюся от г. Пушкина также на север. Возможно, что в районе с. Озерецкого эти две ложбины сливаются и идут далее на север к Язвцам.

Далее на востоке можно отметить Ф р я н о в о - З а г о р с к у ю ложбину, направляющуюся от Фрянова к Загорску, пункту наиболее низкого залегания пресноводно-континентальной толщи в северной сети речных доюрских ложбин (20 м абс. выс.). Общая длина ложбины 40 км, общее падение 84 м, средний уклон по тальвегу 2 м/км.

Намечающаяся далее М о н и н о - Н о г и н с к а я ложбина в верховье состоит из двух ветвей — Монинской и Ногинской, сливающихся в одну, направляющуюся в область глубокого погружения. Низовье этой ложбины очерчено неясно.

С е в е р н а я О р е х о в о - З у е в с к а я ложбина начинается в районе Орехово-Зуева; тальвег ее проходит западнее г. Покрова и Глубокова, где по буровым скважинам еще прослеживаются отложения пресноводно-континентальной толщи. Далее эта ложбина, повидимому, направляется на северо-восток к Кольчугину, сливаясь с областью глубокого погружения. Своим верховьем она соединяется с Ю ж н о й О р е х о в о - З у е в с к о й ложбиной.

Наиболее восточной, возможно совпадающей уже с северной половиной Рязано-Костромского прогиба, является С е в е р о - В о с т о ч н а я ложбина. Начинается она к северу от ст. Нечаевская в районе разъезда Ильичева, проходит к востоку от Бакшеевских торфоразработок в Уршельского завода и, возможно, сливается с тальвегом северной части Рязано-Костромского прогиба. Точных данных о направлении ее не имеется.

Внимательно взглядываясь в расположение скважин, обнаруживших осадки континентально-пресноводной толщи, мы должны отметить прежде всего тот факт, что все известные пункты нахождения этой толщи попадают в места развития описанных ложбинообразных понижений в поверхности карбона. Расположение и общие вытянутые контуры этих понижений на карте подчеркивают сходство их систем с речной эрозионной сетью: часть ложбин имеет основную связь с Главной Московской ложбиной, с которой и составляет один ясно выраженный речной бассейн; другая часть направляется в область северного погружения, еще плохо геологически освещенную для конца палеозоя и начала мезозоя. Мы до сего времени, например, точно не знаем, что представляла собою в пермское время указанная территория: морской бассейн или сушу. Возможно, что изучая более детально состав развитых здесь татарских и нижнетриасовых отложений континентального типа, мы найдем среди них и более молодые отложения аллювиального происхождения, аналогичные по генезису вышеописанным осадкам пресноводно-континентальной толщи. Подтверждением этого предположения может служить то, что в последнее время некоторые авторы (Б. Л. Личков) отмечают в районе г. Щербакон континентальные отложения, индексируя их как  $J_2^{cont. + bat}$ .

Аналогичные отложения могут быть также обнаружены и на юге, в 58 листе, где, благодаря отсутствию или позднему уничтожению более молодых отложений верхней юры и мела, трудно установить точный возраст встречающихся здесь континентально-пресноводных отложений. Такие континентальные отложения известны, например, в районе Серпу-

хова, по Пронс, в районе Чулковских копей, Победенки и в некоторых других пунктах (Пригоровский, 1911).

Из всех известных до сих пор пунктов нахождения отложений пресноводно-континентальной толщи лишь два не увязываются с намечающейся доюрской гидрографической сетью: близ Липитина по р. Каширке и близ Узунова. Последний, повидимому, связан с какой-то не обнаруженной еще ложбиной, впадающей, возможно, в Рязано-Костромской прогиб (Пронская или верховья Рязанской).

Рассматривая абсолютные отметки тальвегов доюрских ложбин, приводимые в табл. 1, мы повсюду можем отметить их постепенное понижение от верховий ложбин вниз к их низовым частям, что является, конечно, характерным признаком речных эрозионных долин.

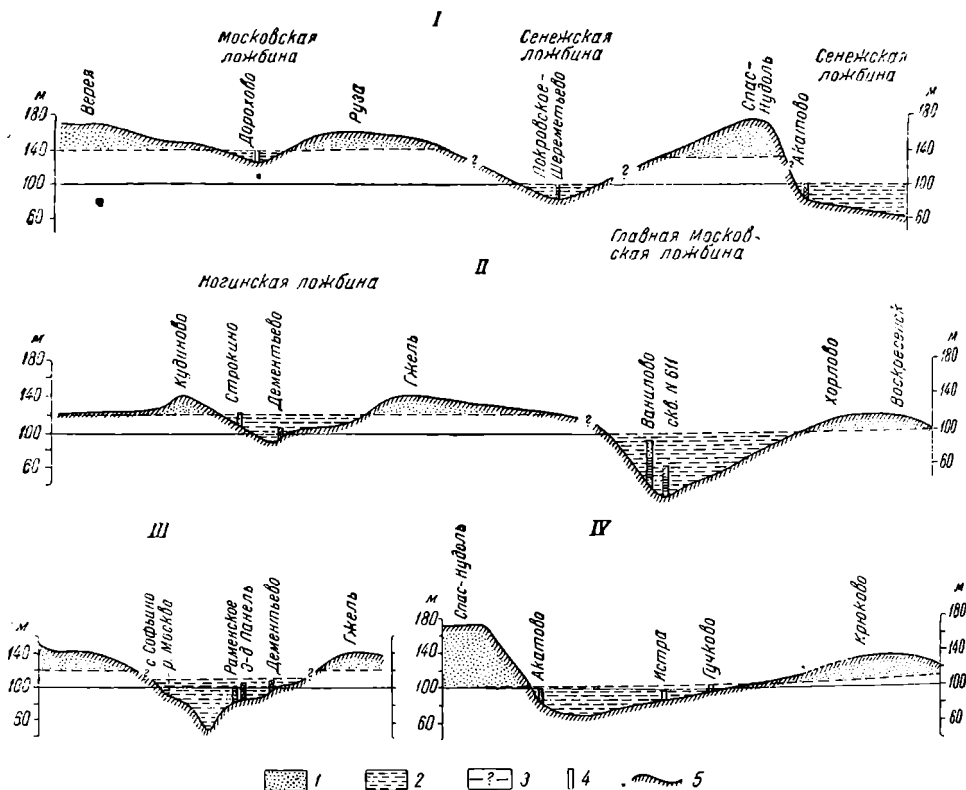
Наиболее высокие отметки для подошвы континентальной толщи, а следовательно, и для истоков доюрских рек, составляют 128 м для Московской ложбины и 136—137 м абс. выс. для долин, связанных с северным понижением. Следует отметить, что как Главная Московская ложбина, так и Можайско-Сенежская, являющаяся главной для Северного бассейна, берут начало с одних и тех же западных высот (ст. Батюшково — 220 м, ст. Уваровка — 200 м). Правым коренным берегом для Главной Московской ложбины являлись склоны южного края Московской палеозойской котловины, сложенные каменноугольными известняками, приподнимавшимися в процессе общего прогибания внутренних частей котловины. В этот известняковый массив врезались правые притоки Главной ложбины. Здесь, к югу от берега, наблюдаются высоты, превышающие 150—160 м абс. выс.; эти высоты уже не были доступны доюрским аллювиальным водам Московского бассейна, вследствие чего характерной особенностью правобережья Главной Московской ложбины является полное отсутствие на нем пресноводно-континентальных отложений доюрского возраста. Этому, повидимому, способствовали также значительная крутизна берегового уступа и отсутствие по нему речных террас (см. фиг. 2), на которых Московская ложбина имеет правый берег более крутой. Современная р. Москва к западу от г. Москвы проложила свое русло в основном к северу от верховий Главной Московской ложбины. В местах ее пересечения она, возможно, переуглубила доюрскую ложбину и уничтожила бывшие здесь доюрские аллювиальные отложения. Последние по правобережью встречаются лишь ниже впадения Хорловской ложбины. Левобережье Московской ложбины имеет совершенно другой характер. Оно представляет собой узкий водораздел, отделяющий Московскую ложбину с ее притоками от ложбин северного понижения. Этот водораздел между левыми притоками Московской ложбины и ложбинами Северной системы рассечен на отдельные участки — холмы доюрского рельефа.

Так, продвигаясь с запада на восток, мы можем, судя по карте (см. фиг. 1), отметить следующие более возвышенные участки водораздела, куда не достигали аллювиальные доюрские воды.

**Р у з а - К у б и н с к и й** бугор (1), отделяющий Московскую Главную ложбину от Северной Можайско-Сенежской. Как видно из профиля I (фиг. 2), высоты бугра не превышают 160 м абс. выс. Так как этот водораздельный участок относится к верховьям доюрских ложбин, то, как видно из того же профиля, ложбины здесь не отличаются большой шириной. Уровень Московской ложбины здесь находится почти на 40 м выше, чем Сенежской.

**К р ю к о в о - С е р е б р я н о б о р с к и й** бугор (2) составляет как бы правобережье Сенежской ложбины. С юга в него врезаются своими

верховьями притоки Московской ложбины: Звенигородская, Братцевская и Карамышевская. Восточный его борт является правобережьем для Мытищинской ложбины, а северо-восточная часть ограничивает верховья Икшинской ложбины. Правый берег Мытищинской ложбины, повидимому, был значительно круче левого. Из профиля IV (фиг. 2), на котором представлен Крюковский бугор, видно, что он не превышал 140 м абс. выс. (Крюково — 132 м, Серебряный Бор — 138 м) и поднимался над водами доурских ложбин не выше 40 м.



Фиг. 2. I. Профиль через верховье Московской и Можайско-Сенежской ложбин и их водораздел по линии Верей — Акатово. II. Профиль по линии Кудиново — Гжель — Ванилово — Воскресенск. III. Поперечный профиль Главной Московской ложбины по линии Софьино — Гжель. IV. Поперечный профиль Можайско-Сенежской ложбины по линии Спас-Нудоль — Крюково.

1 — участки каменноугольного массива вне действия вод доурской гидрографической сети; 2 — участки каменноугольного массива в сфере действия вод доурской гидрографической сети; 3 — неясные по генезису участки склонов каменноугольного массива; 4 — буровые скважины, отметившие отложения пресноводной континентальной толщи; 5 — поверхность подземного рельефа каменноугольного массива. Соотношение масштабов 1 : 100.

Новосильцевский бугор (3) служит водоразделом для Икшинской и Пушкинской северных ложбин и Мытищинской ложбины, впадающей в Московскую. Этот бугор не превышает 120 м абс. выс.; он занимает незначительное пространство.

Бугор Нагорный (4) является водоразделом для Пушкинской и Фряновской северных ложбин. Это один из наиболее северных бугров, почти граничащий с областью глубокого погружения. Максимальные абсолютные отметки здесь не превышают 122 м (дом отдыха «Нагорное»).

Западный Щелковский бугор (5) отличается малыми размерами и значительными высотами, равными 139 м в районе Щелкова. Здесь рельеф поверхности каменноугольного фундамента характеризуется значительной неровностью; амплитуда колебания абсолютных отметок достигает 40 м на очень близких расстояниях. Для обычно спокойного рельефа данной местности этот участок можно отнести к типу холмисто-скалистых.

К тому же «холмисто-скалистому» типу относится и Восточный Щелковский бугор (6), особенно его западная часть, где отметки также достигают 140 м абс. выс., а амплитуды доходят до 40 м. Этот бугор достигает значительных размеров; к востоку его высоты уменьшаются. Он является водоразделом для Фряповской и Моново-Ногинской ложбин. Как Западный, так и Восточный Щелковские бугры являются основным водоразделом Московской ложбины.

Бугор на Балашихе (7), в противоположность Щелковским «высотам», отличается незначительной высотой в 102 м; он, очевидно, представляет собой полуразмытый островок в районе обширной, хорошо разработанной и, по видимому, наиболее древней Мытищинской долины и ее левых притоков.

Подвязново-Тимохинский бугор (8) расположен между Моново и Ногинской ветвями Северо-Ногинской ложбины. Наивысшими абсолютными отметками для него будут 143 м в районе Подвязнова и 142 м в районе Тимохина. Он также служит водоразделом между Северной и Московской эрозионными системами.

Кудиновский бугор (9) имеет высоту 141 м, сходную с описанными выше. Его восточный склон, обращенный к Ногинской ложбине, более крутой, чем западный, обращенный к Мытищинской ложбине, в которую он, очевидно, постепенно переходит. Этот бугор интересен тем, что здесь имеется известное месторождение кудиновских огнеупорных глин, геленитов которых, а отчасти и возраст, являются не установленными и спорными.

Гжельский бугор (10) отличается большими размерами, максимальные его высоты также достигают 140 м (см. профиль III, фиг. 2). Он отделяет Ногинскую ложбину от Московской. Склоны его в сторону Ногинской ложбины более круты, чем в сторону Московской ложбины, где наблюдается очень пологое постепенное понижение. На профиле II (фиг. 2) ясно обрисовывается характер склонов этих двух бугров и заключенных между ними ложбин.

Электросталь-Дрезненский бугор (11) представляет как бы объединение двух типов бугров: Щелковского и Гжельско-Кудиновского. Северо-западный его участок напоминает щелковский тип. Здесь у пос. Электросталь имеются наивысшие точки +145 м и наблюдается очень ровная поверхность: близко расположенные точки имеют сильно колеблющиеся высоты 145, 122, 139, 127 м и т. д. Юго-восточный же участок, захватывающий большую часть бугра, отличается, наоборот, очень спокойным пологим понижением в сторону Московской ложбины. Бугор этот является водоразделом между Северной и Южной Ногинскими и Северной и Южной Орехово-Зуевскими ложбинами.

Губино-Туголесский бугор, возможно разделяющийся на два самостоятельных холма (12—13), по своим размерам превышает все описанные выше. Наивысшие отметки, хотя и менее значительные, а именно 121 м, имеются в районе Губина. Здесь Туголесский бугор не превышает 107 м. Этот бугор — самый восточный и служит водоразделом между

северной половиной тальвега Рязано-Костромского прогиба и Московской ложбиной.

Неясно положение Шу в о й с к о г о бугра (14): здесь поверхность карбона достигает 104 м. Превышение его над уровнем доюрских аллювиальных террас незначительно, и генезис пройденных скважиной континентальных отложений без детального их рассмотрения не может быть установлен.

Х о р л о в с к и й бугор (15) представляет собой водораздел между двумя правобережными притоками Московской ложбины — Хорловской и Егорьевской ложбинами. Наивысшая точка +112 м абс. выс. находится у Хорлова и поднимается не выше 12—15 м над доюрскими террасами. Повидимому, этот участок связан более тесно уже с южным массивом.

Проследив расположение холмов и доюрских ложбин, мы можем установить направление водораздельной линии между Северным бассейном и бассейном Главной Московской ложбины. От западных высот — области общих истоков — водораздельная линия направлялась на северо-восток через Можайск, Руза-Кубинский бугор и Звенигород, область истоков Звенигородской (Московской) и Истринской (Северной) ложбин. Далее она пересекала Крюковский бугор, проходила через истоки Икшинской (Северной) и Мытищинской (Московской) ложбин и, достигая Новосильцевского невысокого бугра, поворачивала на юго-восток. Пересекая высоты Западного и Восточного Щелковских бугров, она проходила через истоки Северной и Южной Ногинских ложбин, Электросталь-Дрезненский бугор. Отсюда, пересекая общие истоки Северной и Южной Орехово-Зуевских ложбин и постепенно снижаясь, она проходила через Губино-Туголесский бугор, и далее, еще более снижаясь, пересекала наиболее высокий участок тальвега Рязано-Костромского прогиба и переходила на Окско-Цицицкий вал в его наиболее высокой части в районе ст. Храповицкая и Мошки, имеющих отметки также около 140 м (фиг. 3, I, II, III).

Закапчивая на этом описании доюрского рельефа и подводя итоги всему изложенному, можно прийти к следующим выводам.

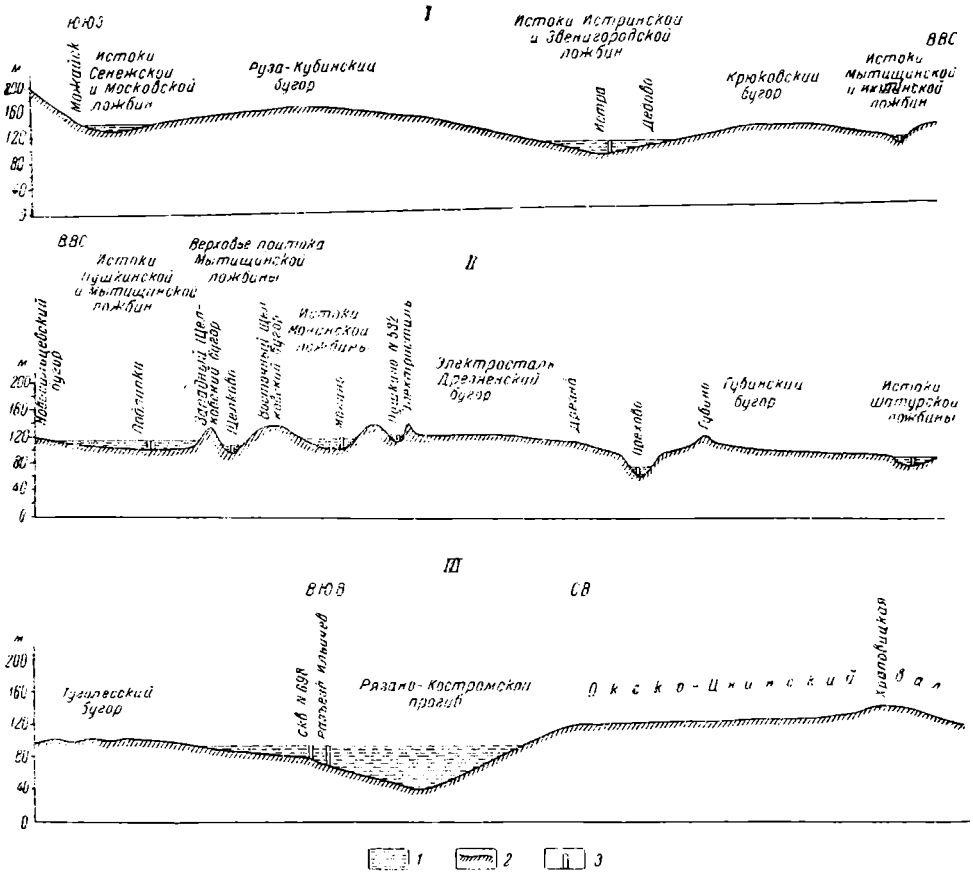
1. Описываемый участок доюрской суши образовался вследствие отступления на север вод верхнекаменноугольного моря; он представлял собой невысокую, прибрежную по отношению к пермскому морю, равнину с абсолютными отметками не выше 140—160 м. Максимальные превышения этого участка над уровнем пермского моря составляли не более 140—150 м. С запада к нему близко подступали высокие участки доюрского материка, доходившие до 200 м абс. выс. На юге также имелись высокие участки, но они не подходили вплотную, как на западе, а располагались не ближе правобережья Оки. На востоке эта равнина граничила с Окско-Цицицким валом, лишь на немного превышавшим ее. Это подтверждает сходство абсолютных высот Кудиновского, Щелковских и других бугров с наиболее высокими точками на валу (около 140 м абс. выс.).

2. Доюрская равнина имела хорошо разработанную гидрографическую сеть, представленную двумя системами: Северной и Южной (Московской). Реки Северной системы, направляясь на север и северо-восток, впадали в пермское море; реки Московской системы, соединяясь в одну мощную водную артерию, приуроченную к Главной Московской ложбине, пели свои воды на юг, где имелся другой — юго-восточный морской бассейн.

3. Доюрские реки брали начало с западных высот; правые притоки Московской ложбины — с южных. Не исключена возможность, что имелись и еще значительные самостоятельные реки, бравшие начало и с южных высот и впадавшие в Рязано-Костромской прогиб с запада,

например Пронская ложбина. О них в настоящее время, как уже отмечено, имеется, к сожалению, еще мало данных.

4. Описываемый участок суши, первоначально равнинный, в дальнейшем, вследствие эрозионной деятельности рек, разбился на ряд отдельных возвышенных участков — «бугров» или «холмов», максимальные высоты которых колебались от 160 до 100 м. Холмы имели преимущественно



Фиг. 3. I. Продольный профиль западной части водораздела северной и южной (Московской) доюрских эрозионных систем по линии Можайск — Икста. II. Продольный профиль по линии Новосыльцево — Шатура. III. Продольный профиль восточной части водораздела по линии Туголесский бугор — Храповицкая.

1 — участки каменноугольного массива в сфере действия вод доюрской гидрографической сети; 2 — поверхность подземного рельефа каменноугольного массива; 3 — буровые скважины, отметившие отложения пресноводной континентальной толщи. Соотношение масштабов 1 : 100.

спокойный пологий характер; исключение составляла лишь группа холмов района Щелкова, сохранившая свои исходные высоты в 140 м и имевшая более резкий «скалистый» облик.

5. На описываемом участке суши накапливались два типа континентальных осадков: а) наносы аллювиального типа, отлагавшиеся в доюрских речных долинах, и б) образования элювиального типа, обязанные своим накоплением выветриванию пород на месте (Архангельский и др., 1923—1924; Данышин, 1936) и деятельности атмосферных вод, сносивших материал в пониженные равнинные участки с наиболее высоких водораздельных

точек. К первым относятся отложения так называемой «Мещерской толщи». Петрографически они представлены разнообразными песчано-глинистыми породами: песчаными глинами, суглинками, песками, гравием и даже конгломератами. Эти породы содержат серпичий колчедан, кремневые, известняковые и кварцевые гальки, растительные остатки и даже небольшие прослойки бурого угля. Все известные до сих пор их выходы приурочены к пониженным участкам доюрского рельефа, т. е. к доюрским речным долинам. Ко второму элювиальному типу отложений принадлежат разновидности глин так называемого «гжельско-кудиновского типа» — мыловка, песчанка и другие. Почти все они в различной степени огнеупорны и представляют хорошее сырье для гончарной промышленности. Месторождения, как это было отмечено В. М. Даньшиным (1936, с. 23), приурочены к пологим доюрским буграм Гжель, Кудиново, Дрезна. Областью споса для них, возможно, являлись главным образом Щелковские «высоты», сложенные перхнекаменноугольными известняками (см. фиг. 3, продольный профиль *II*), а также другие местные возвышения.

### 3. Формы подземного рельефа, выработанные денудацией четвертичного времени

На западе и юго-западе, вблизи девонского ограничения, отложения каменноугольной системы залегают на больших пространствах непосредственно под четвертичными наносами. Поверхность карбона отражает здесь преимущественно деятельность четвертичной денудации. Подземный рельеф карбона в этой полосе в значительной мере повторяет неровности современного поверхностного рельефа. Отрицательные формы подземного рельефа здесь не перекрыты осадками мезозоя, а выполнены исключительно четвертичными наносами. В рассматриваемой периферийной полосе можно различить три вида форм подземного рельефа, различных по их происхождению: 1) связанные с ледниковым выпахиванием, 2) образованные водными потоками ледниковых и межледниковых эпох и 3) выработанные современной (последледниковой) эрозией. Названные виды форм отличаются друг от друга своими размерами, очертаниями в плане, ориентировкой к странам света и характером выполняющих их отложений.

1. Из форм, связанных с ледниковым выпахиванием, наиболее значительной является так называемая «Селищенская подземная котловина». В юго-восточной части она изучена довольно детально при разведках на уголь. По описанию А. Н. Давыдовой и А. И. Москвитина, восточный край ее располагается по линии: ст. Дор — оз. Сиг — оз. Волго, западный по линии: погост Овселуг — оз. Охват. Южный край котловины проходит через Березуи (южнее Селижарова), Острцово, Давыдово (у оз. Охват). Котловина вытянута в широтном направлении примерно на 70—80 км; ширина ее достигает 25 км. От северного ее берега, ближе к восточному краю, протягивается почти в меридиональном направлении на расстояние около 80 км через озера Глубокое, Сабло, Селигер (западная часть) к бассейну р. Черной полоса пониженных отметок кровли карбона. Южный и особенно восточный берега котловины крутые, западный и северный — более отлоги. В изображении В. А. Котлукова и С. Я. Львовского склоны берегов имеют ступенчатый уступ.

Берега котловины слагают сверху значительно разрушенные серпуховские известняки с кровлей около 230 м абс. выс. и выше; под ними идут

плотные окремные известняки, залегающие на рыхлые песчано-глинистые отложения нижней части окремной свиты, и угленосные слои. Последние спускаются и на дно котловины.

Более глубокие части этого дна под пестрыми глинами, индексируемыми В. А. Котлуковым как  $D_3 + C_1^*$ , образованы отложениями девица с кровлей, спускающейся до 120 м абс. выс. На них к юго-западу от с. Селище в более глубоких частях котловины залегают непосредственно четвертичные наносы; среди последних преобладают разнородные пески с прослоями суглинков. Суглинки, в некоторых прослоях более грубые, содержат валунистый материал и являются продуктами перемыва морены. Другие прослои состоят из тонкоотмученного пловатого материала и, повидимому, отложились в замкнутых озеровидных понижениях. Прослеживается до девяти суглинистых прослоев мощностью от 0,2 до 2 м. Общая мощность всей толщи четвертичных наносов в глубоких частях котловины несколько больше 86 м. Дно и борта понижения, уходящего на север от котловины, состоят осадки нижнего карбона, прикрытые сверху песчано-суглинистыми наносами. Мощность четвертичных наносов здесь, повидимому, меньше, чем в самой котловине; кровля карбона от 200 м абс. выс. и более на бортах понижения опускается в его дне до 130—140 м.

На южном берегу самой Селищенской котловины кровля каменноугольных отложений, по данным С. Н. Никитина, в скважине у с. Давыдово отмечается на уровне около 236 м абс. выс. (1899, с. 49), а в колодцах дер. Квашня и Мишкина—на уровнях около 235—239 м (1899, с. 53). По данным В. А. Котлукова, в подножье склона южного берега котловины кровля карбона опускается до 130—140 м. При разности между названными высотами около 100 м и расстояниях между ними около 10 км уклон южнобережного склона котловины на север около 10 м/км. По восточному берегу котловины уклон склона на запад, повидимому, еще круче. По западному и северному берегам уклоны склонов, обращенных на восток и юг, не превышают 4—6 м/км.

Приведенное распределение крутизны склонов различной ориентации говорит в пользу предположения А. И. Москвитина об образовании Селищенской котловины главным образом ледниковым выплыванием, а не доледниковой речной эрозией, как это предполагали В. А. Котлуков и С. Я. Льюгенький. Другим подтверждением предположения А. И. Москвитина являются: значительная разрушенность серпуховских известняков в берегах котловины и ненормально высокое, до 256—285 м абс. выс., нахождение нижнекаменноугольных пород, отмеченных С. Н. Никитиным на южном побережье Селищенской котловины у Мальцева, Клутова, Ранцева и Боброва (1899, с. 60). В. Г. Хименков склоны считает эти разрозненные выходы нижнего карбона за «валунные включения в морене». По нашему представлению, они являются «отторженцами», передвинутыми к югу. Ледник в его движении с севера на юг встретил на своем пути Остаховскую плоскую антеклизу слоев карбона и, возможно, несколько задержался около нее. Отмеченная выше значительная раздробленность серпуховских известняков по склону южного берега котловины указывает на усиление, благодаря этой задержке, общего напора масс льда, продолжавших поступать с севера. Этим усилившимся напором были сорваны более рыхлые каменноугольные отложения вплоть до плотных девонских доломитов, передвинуты ледником к югу и отложены в виде более или

\* На геологической карте (1940) масштаба 1 : 2 500 000 эти глины индексируются как отложения турнейского яруса.



менее значительных «отторженцев» в морене на твердых серпуховских и окских известняках, слагающих местность к югу от Селищенской котловины. В приведенной трактовке северный отрог котловины можно рассматривать как полого спускавшееся к югу ложе ледникового языка, упирившегося в южный берег Селищенской котловины. Ступенеобразные уступы на берегах, отмеченные В. А. Котлуковым, могли образоваться в результате действия водных потоков, сопровождавших ледник и прилимавших участки в окончательном формировании Селищенской котловины. Эти потоки перемыли ледниковую морену и отложили песчаные наносы, выполняющие в настоящее время эту котловину.

Близким по генезису к Селищенской котловине является другое большое котловинообразное понижение, оконтуриваемое высотными отметками кровли карбона у самой западной границы распространения отложений каменноугольной системы к западу от ст. Мостовая. Здесь в скважине пос. Нелидово под толщами серого суглинка мощностью 17 м и морены мощностью 47 м вскрыты окские известняки на уровне около 131 м абс. выс. против 208 м кровли карбона в скважине у ст. Мостовая. При расстояниях около 20 км между названными пунктами и разности в высотах кровли каменноугольных отложений в 77 м, имеем уклон поверхности карбона с востока на запад около 4 м/км. Следует отметить, что за границей распространения каменноугольных отложений к юго-западу и западу от пос. Нелидово кровля девона прослеживается на пониженных отметках: в скважине с. Морзино около 135 м, в скважине у ст. Западная Двица — около 144 м. Таким образом, депрессия в кровле карбона, наблюдаемая у Нелидова, переходит к западу и на поверхность отложений девона. Широкие очертания депрессии, направление ее оси, близкое к широтному, и мощное развитие в ней ледниковых отложений сближают ее с Селищенской котловиной и дают некоторые основания рассматривать ее как отрицательную форму рельефа, связанную с глубоким ледниковым выпахиванием.

Описанные формы подземного рельефа, связанные с ледниковым выпахиванием, характеризуются более или менее замкнутыми котловинообразными очертаниями, значительной глубиной и большей мощностью выполняющих их четвертичных отложений, среди которых преобладает морена (Нелидовская котловина) или продукты ее последующего перемыыва и отложения древнего озерного аллювия (Селищенская котловина).

2. К формам, образованным водными потоками ледниковых и межледниковых эпох, принадлежит Суходревская впадина, описанная подробно впервые М. С. Швецовым (1932, с. 16—17). Впадина прослеживается с юго-запада на северо-восток вдоль современной долины небольшой речки Суходрева. Общая длина впадины около 40 км, средняя ее ширина около 10—15 км. Глубина впадины, по мнению М. С. Швецова, весьма значительна. Юго-восточный ее берег более крут, чем северо-западный. С северо-запада и юго-востока в берегах впадины поверхность каменноугольных отложений поднимается до 180—190 м, а в области водоразделов до 200—210 м абс. выс. В дне впадины кровля карбона, повидимому, опускается ниже 130 м. Впадина выполнена четвертичными песчано-глинистыми наносами. Среди последних присутствует и морена, которая опускается на дно долины р. Суходрева и уходит под его воды. Начало образования впадины М. С. Швецов относит к доледниковому времени, когда впадина была продолжением на север уступаиваемой названным автором долины докалужской Оки. Действием ледника эта долина была местами частью неравномерно выпахана и расширена. На ледниковое выпахивание, по мне-

нию М. С. Швецова, указывает отмеченная выше асимметрия в крутизне восточного и западного склонов коренных берегов Суходревской впадины. Дальнейшее ее формирование шло за счет вод цепи озер и водных потоков между ними, отложивших мощные толщи песчано-глинистого аллювия, которыми сложен ряд террас долины р. Суходрева. По предположениям М. С. Швецова, водные потоки «докалужской Оки» через низовье рек Угры и Медынки направлялись по Суходревской впадине к северу, а у г. Малоярославца, «где-нибудь близ д. Немцовой и Шубинки», стекали по низовьям р. Лужи в направлении к древней долине р. Протвы. На юго-западе Суходревская впадина, по описанию М. С. Швецова, «довольно внезапно суживается и оканчивается у западной границы листа, не доходя до устья Суходрева» (с. 16).

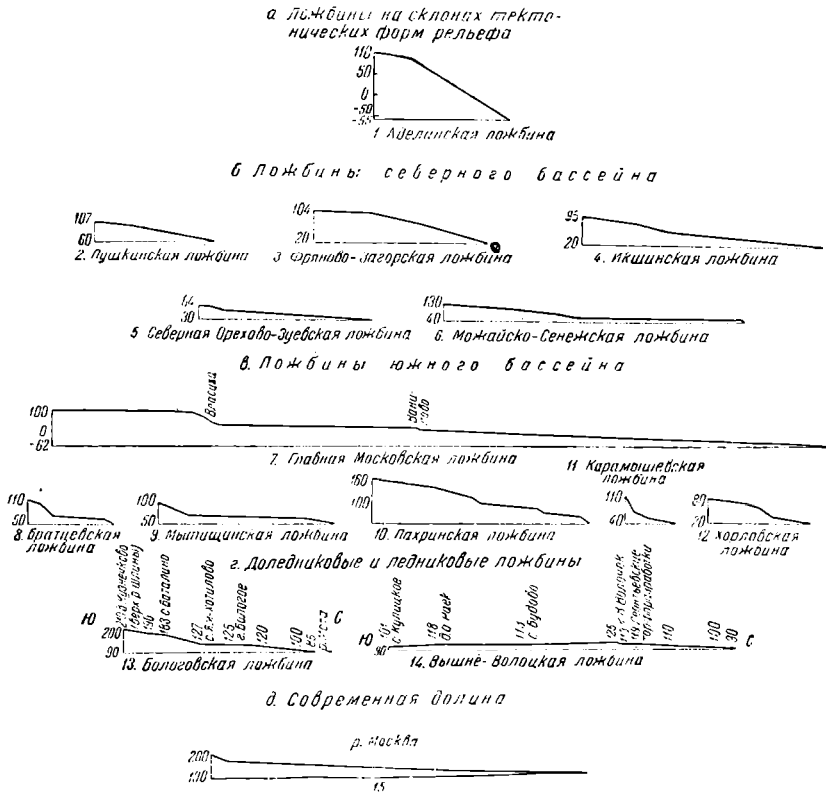
На запад от Суходревской впадины в нижнем течении рек Шаши и Медынки в поверхности карбона резко околупурируется другое понижение, возможно имевшее связь с Суходревской впадиной. По данным Н. В. Кулясовой, в этом понижении кровля карбона ( $C_1^h$ ) в скважине глубиной 99,64 м у с. Шеняны опускается до 86 м абс. выс., против 150 м кровли серпуховских слоев в скважине у с. Никольское. Горизонталы высот околупуривают здесь глубокую котловину, несколько вытянутую в широтном направлении и на юге соединяющуюся в пределах горизонтали 130 м с размывами по долинам р. Угры и низовью р. Медынки. В плане Шенянская впадина имеет очертания, близкие к ромбу. По длинной оси этого ромба с запада на восток ее ширина в пределах горизонтали 130 — около 28—30 км, а по короткой оси ромба с юга на север — около 15—20 км. Глубина впадины более 70—80 м. По северо-западному и северо-восточному ее берегам в поверхности карбона на уровне горизонталей 140—150 м намечаются некоторые террасообразные уступы. Берега впадины сложены известняковыми породами окской свиты, от тульских до ипесвских слоев, а приводораздельные участки — отложениями серпуховской свиты. Те и другие перекрыты четвертичными наносами. Последние в скважине у с. Шеняны налегают непосредственно на отложения угленосной тоащи. Мощность четвертичных образований в этой скважине 52,91 м. Сверху они представлены рисс-миндельскими песками мощностью около 13 м, подстилаемыми миндельской мореной мощностью 5,64 м. Под мореной залегает толща песков ( $Q^{Mn_1/Mfg}$ ) общей мощностью около 34 м.

Наличие в разрезе горизонта миндельской морены и подстилающих ее песков заставляет отнести начало образования Шенянской впадины к доледниковому времени и рассматривать ее как отрицательную форму подземного рельефа, выработанную преимущественно водными потоками доледникового и ледникового времени.

Более мелкие ложбины, связанные с деятельностью предледниковых и ледниковых вод, не имеют большого протяжения и глубины. Эти ложбины в свое время были описаны и более или менее подробно охарактеризованы рядом авторов (Даньшин и др., 1934, 1936; Никитин, 1890<sub>1</sub>, 1890<sub>2</sub>; Сокольская, 1937; Траутшольд, 1882) для различных мест 57, 58 и других листов карты масштаба 1 : 420 000. Вкратце о некоторых из них было уже упомянуто в начале статьи. Поэтому в настоящей части нашего обзора мы остановимся лишь на двух ложбинообразных понижениях, отмечаемых на значительной длине в бассейне р. Мсты. Оба понижения в основном имеют направления, близкие к меридиану.

Западное понижение или Бологовская ложбина начинается в верховье р. Шлины, где в скважине глубиной около 30 м у с. Баталино, по данным В. А. Котлукова, высота кровли нижнего

карбона около 183 м над ур. м. Отсюда на северо-восток к сел. Ям-Хотилово в скважине глубиной 49,65 м кровля карбона (серпуховские слои) опускается до 127 м абс. выс., а далее на северо-восток в г. Бологое до 125 м. От г. Бологое на север, через северную окраину оз. Кафтино и верхнее течение р. Березайки, описываемое понижение подходит к р. Мсте, где кровля карбона спускается ниже 90 м абс. выс. Общая протяженность понижения 95—100 км, ширина его в среднем не более 5 км. Глубина от поверхности земли, судя по мощности четвертичных наносов в скважинах с. Ям-Хотилово и г. Бологое не превышает 45—50 м. Западный склон



Фиг. 4. Схема кривых падений для ископаемых ложбин

Соотношение масштабов 1 : 100.

понижения отлого спускается от г. Валдая с 205—230 м абс. выс. Восточным берегом является склон на запад водораздельного повышения между описываемыми западной и восточной ложбинами, где кровля среднего карбона, по данным Б. М. Даньшина (1936), в районе ст. Бочановка поднимается до 165 м. В разрезах скважин с. Ям-Хотилово и г. Бологое в дне понижения на каменноугольные отложения налегают непосредственно предледниковые пески мощностью 0,78—3,43 м, покрываемые мореной. Последнее указывает на предледниковый возраст западного понижения. Средний уклон по его гальвегу около 1,25 м/км. Общий характер падения его дна представлен на фиг. 4 (13).

Восточное понижение или Вышне-Волоцкая ложбина, более или менее ясно околтуренная, шириной от 2 до 10 км,

прослеживается на расстояние около 180 км с юга на север вдоль долин рек Тверцы и Мсты: с нижнего течения р. Тверцы от скважины глубиной 53,67 м у с. Кулицкое с кровлей верхнего карбона на уровне около 101 м абс. выс. через скважину глубиной 40,86 м у дома отдыха «Раек» с кровлей среднего (?) карбона на уровне около 118 м, через г. Торжок, скважину глубиной 55,25 м совхоза «Тверца» близ с. Будово с кровлей мячковских слоев среднего карбона на уровне около 113 м и далее до г. Вышнего Волочка, где в скважине глубиной 54 м кровля верейских глин среднего карбона отмечена на уровне около 118 м абс. выс. На север от г. Вышнего Волочка ложбина идет на скважину глубиной 66,70 м у третьего поселка Леонтьевских торфоразработок. В этой скважине кровля карбона (верейских глин) отмечена на уровне 119 м. От Леонтьевских торфоразработок тальвег ложбины тянется прямо на север с восточной стороны современной долины р. Мсты, доходя, повидимому, до поворота р. Мсты на северо-запад ниже устья р. Уверь.

Западный берег ложбины образован высоким отлогим склоном на восток каменноугольного фундамента между Торжком и Вышним Волочком. Поверхность карбона опускается по этому склону с 200—210 м на водоразделе рек Тверцы и Цны до 113—120 м в долине р. Тверцы. К северу от Вышнего Волочка высота кровли среднего карбона западного берега опускается со 160—165 м в районе ст. Бочановки до 90—120 м в долине р. Мсты. По восточному берегу ложбины высоты поверхности каменноугольного фундамента ниже, например в скважине глубиной 48,63 м в пос. Спирово кровля карбона встречена на отметке 142 м.

Склоны западного берега ложбины круче и яснее очерчены, чем склоны ее восточного берега. Мощность четвертичных отложений по западному берегу колеблется от 16,91 м (Вышний Волочек) до 46,6 м (с. Светцово), а по восточному — от 30,50 м (пос. Спирово) до 78,90 м (с. Калашниково). В дне ложбины мощность четвертичных наносов в скважине глубиной 54 м в Вышнем Волочке — 38,15 м; к северу от Вышнего Волочка в скважине глубиной 66,70 м на Леонтьевских торфоразработках мощность четвертичных отложений увеличивается до 51,42 м; то же наблюдается и к югу, где между Вышним Волочком и Торжком в скважине глубиной 55,25 м в совхозе «Тверца», у с. Будово, мощность четвертичных наносов равна 51 м.

В нижней части восточного склона западного берега в составе четвертичных отложений прослеживаются два горизонта морены (г. Торжок, с. Светцово), причем нижний горизонт ложится непосредственно на каменноугольные слои. По восточному берегу значительное развитие имеют четвертичные пески (скважины поселков Калашниково и Спирово). В скважине глубиной 90,88 м в пос. Калашниково подстилающая эти пески морена, так же как и на западном берегу, ложится непосредственно на известняки карбона.

На дне ложбины непосредственное налегание морены на каменноугольные отложения наблюдается в скважине у дома отдыха «Раек», где мощность морены около 32 м. В Вышнем Волочке и к северу от него на Леонтьевских торфоразработках морена хотя и опускается в дно ложбины, но отделена от каменноугольного фундамента подморенными песками мощностью от 4,95 м (Леонтьевские торфоразработки) до 10,95 м (Вышний Волочек).

Приведенное распределение отдельных горизонтов четвертичных отложений в берегах и дне восточного понижения дает основание рассматривать эту отрицательную форму подземного рельефа как образование, сложное по своему происхождению. Северная его часть, повидимому,

связана с эрозией доледниковых водных потоков, песчаные наносы которых в последующем были перекрыты двумя горизонтами морены с разделяющими их песками. В образовании южной части понижения, возможно, существенную роль играло выпаживание каменноугольного ложа ледником, оставившим здесь свою морену непосредственно на коренных отложениях карбона.

С изложенным небезынтересно сопоставить отметки кровли каменноугольного фундамента в дне понижения. Эти отметки повышаются с юга на север на расстоянии около 120 км от с. Кулицкое (101 м абс. выс.) примерно до Вышнего Волочка (118—125 м), а затем на расстоянии около 60 км понижаются к северу от Вышнего Волочка к низовью р. Уверь (90 м). Средние уклоны кровли карбона по тальвегу ложбины к югу около 0,20 м/км, а к северу около 0,58 м/км. Кривая дна продольного профиля по тальвегу имеет вид, изображенный на фиг. 4 (14). В районе Вышнего Волочка, вернее к востоку от него, близ с. Тверестянки, намечается как бы слабый водораздельный перегиб, делящий восточное понижение на две рассмотренные части — северную и южную. Следует отметить, что понижение здесь суживается до 1—2 км. Здесь, повидимому, происходило перепиливание водораздела между северной и южной частями понижения. При развитии современной гидрографической сети, реки Тверца и Мста проложили свои долины по понижению в каменноугольном фундаменте, унаследованному от ледникового времени, причем верховья названных рек почти соединились.

Как видно из изложенного, для форм ископаемого рельефа, выработанных предледниковыми и ледниковыми водными потоками, характерны: 1) их значительная протяженность при сравнительно небольшой ширине, что сближает их с современными речными долинами; 2) меньшая глубина, чем у форм, связанных с ледниковым выпаживанием; 3) меньшая мощность выполняющих их четвертичных отложений, среди которых для понижений, выработанных доледниковыми потоками, характерно непосредственное налегание на каменноугольный фундамент подморенных предледниковых отложений.

3. Формы, выработанные современной (последледниковой) эрозией, располагаются главным образом между девонским ограничением и границей распространения мезозойских отложений. Наиболее резко они выражены на западе в верховьях рек Волги и Днепра и на юге в бассейне р. Оки. Представлены они преимущественно размывами в полосе долины современных рек и более глубоких оврагов. В своих очертаниях они в значительной мере повторяют неровности современного поверхностного рельефа и в большинстве случаев имеют вид нешироких, часто каньонообразных ложбин, различно углубленных в каменноугольный фундамент, в зависимости от размывающей силы водных потоков, их выработывающих, и степени сопротивляемости размыву пород различных горизонтов карбона, которые подвергаются этому размыву. Наиболее глубоко прорезан каменноугольный фундамент по долинам таких рек, как Волга, Ока, Угра, Упа, Дон, Москва и Пахра.

Общее представление о захвате каменноугольного массива процессами современной эрозии дает табл. 2, в которой приведены в средних округленных величинах главные данные о размывах в долинах рек Волги, Днепра, Оки и Дона.

Данные табл. 2 показывают наиболее интенсивное воздействие последледниковой эрозии на каменноугольный фундамент в долине р. Оки по сравнению с другими речными системами. Общая глубина размыва по Окской

долине более чем в два раза превосходит глубину размыва по другим главным рекам юго-запада Московской палеозойской котловины; более значителен и захват придолинным размывом водораздельных склонов. Эти явления зависят непосредственно от площади водосбора Оки, значительно превосходящей площади водосборов других речных систем в пределах закартированных территорий. Благодаря весьма большой водосборной площади по Оке и ее притокам стекают большие массы водных потоков. Эти потоки интенсивно эродируют каменноугольный фундамент вследствие большой разности в высотах водоразделов и дна речных долин в области Средне-Русской возвышенности, в пределах которой и происходят в основном рассматриваемые явления.

Наиболее значительная асимметрия склонов каменноугольного фундамента наблюдается в долине р. Оки на широтном участке ее течения между Серпуховом и Озерами, где по правому берегу придолинный размыв огибает горизонталь в 150 м абс. выс., а по левому — горизонтали 120—130 м. Эта разница в высотах в основном связана с падением каменноугольных слоев к внутренним частям Московской палеозойской котловины, т. е. в направлении на север и северо-восток. Наклон слоев карбона в указанных направлениях способствует более легкому их размыванию по падению и вызывает отодвигание высот коренного левобережного массива к северу и северо-востоку. То же явление, по видимому, имеет место и на участке р. Оки ниже г. Касимова до с. Щербатовки, а также по рекам Упе, Протве, Наре, Пахре ниже впадения р. Рожая и другим.

В области междуречий наиболее высокое положение поверхность каменноугольного фундамента занимает на водоразделах верховий главных рек. Так, на юге между истоками рек Дона и Оки в пределах Средне-Русской возвышенности отметки кровли карбона в ряде мест превышают 240—260 м. На запад от Оки, между нею и р. Жиздрой, кровля каменноугольных отложений только на немногих ограниченных площадях заходит за горизонталь 240 м, на пространстве же к северо-западу от р. Жиздры и к западу от верховий р. Угры до долины Днепра в области водоразделов высшие точки поверхности каменноугольного фундамента поднимаются только до 210—220 м. Как было отмечено выше — во второй главе настоящего очерка, более низкое положение кровли каменноугольного фундамента зависит здесь от прогибания Смоленско-Орловского девонского вала, т. е. связано с тектоническими процессами. Вполне вероятно, что на рассматриваемом участке, согласно мнению А. Д. Архангельского (1923), имел место размыв массива карбона трансгрессиями мезозойских морей, надвигавшихся с юго-запада через промыв — «канал между Московской котловиной и Днепровско-Донецкой мульдой» (с. 22). На водоразделе между Волгой и Западной Двиной к югу от Селищенской котловины кровля каменноугольного массива превышает 230 м, а на водоразделе бассейна верхневолжских озер и р. Ловати, к северо-западу от Селищенской котловины, она несколько выше 240 м абс. выс.

От приведенных высоких отметок главных водоразделов идет общее понижение на северо-восток и восток. Здесь, уже в области второстепенных водоразделов, отметки кровли карбона к северу от р. Оки до р. Москвы колеблются между 160—170 м, сходясь на водоразделах рек Москвы и Клязьмы до 120—140 м. Подземный рельеф водораздельных пространств между Москвой и Клязьмой и между Клязьмой и Окой в значительной мере унаследован от доюрской эрозионной сети. Роль процессов современной эрозии сказывается уже значительно меньше на его формировании.

## Размывы в долинах рек Волги.

Название реки	Название начальных и конечных пунктов отдельных участков долины реки	Отметки низших точек поверхности каменноугольных отложений в дне речных долин (в м абс. выс.)		Разности в высотах кровли карбона у начальных и конечных пунктов (в м)	Расстояние между пунктами (в км)	Уклоны поверхности каменноугольных отложений по тальвегам речных долин (м/км)	Высота горизонталей, огибающих поверхность каменноугольных отложений в полосе речных долин (в м абс. выс.)	
		у начального пункта	у конечного пункта				высшие по бровкам современных речных долин и приводороздельным склонам к ним	низшие в пределах пойменных террас и речных русел
Волга	Верхний волжский бейшлот — устье р. Молодой Туд . . . . .	190	160	30	99	0,3031	200—190	190—160
	Устье р. Молодой Туд — г. Зубцов . . . . .	Около 160	Около 140	20	76	0,2631	190—180	160—140
	г. Зубцов — с. Спас (18 км ниже г. Старицы) . . . . .	Около 140	130	10	84	0,1190	180—160	140—130
	с. Спас — Избрязье . . . . .	130	120	10	41	0,2439	160—140	130—120
Днепр	с. Харино — устье р. Вязьмы . . . . .	180	170	10	63	0,1587	200—190	180—170
	Устье р. Вязьмы — устье р. Вержки . . . . .	170	160	10	54	0,1852	190—180	170—160
	Устье р. Вержки — устье р. Вопец . . . . .	160	155	5	17	0,2941	180—170	160—155
	Устье р. Вопец — г. Дорогобуж . . . . .	155	150	5	22	0,2273	170—160	155—150
	Дорогобуж — устье р. Устромы . . . . .	150	140	10	73	0,1369	160—150	150—140

Таблица 2

## Днепра, Оки и Дона

Глубина размыва по речным долинам — по разности между высшими и низшими горизонталями кровли карбона (в м)	Ширина размыва ламенноугольных отложений по речным долинам, считая между высшими горизонталями, огибающими придолинными размывы (в км)	Общий характер речных долин и современной эрозии по ним
10—30	2—5	Склоны ламенноугольного фундамента в области берегов более или менее симметричны. В сторону от берегов к водоразделам придолинный размыв заходит не более 1—2,5 км, считая от речного русла. Наиболее сужена современная речная долина между г. Зубцовым и г. Старицей (на протяжении 8—10 км выше г. Старицы, в районе «Старицких гор») и с. Спас. Современное русло здесь врывается в известняки карбона, образуя пороги; мощность аллювиальных наносов часто незначительна. Ниже с. Избрижье Волга входит в область распространения юрских отложений, прокладывая путь по древней доюрской ложбине. Современный размыв уже не доходит до ламенноугольного фундамента и захватывает лишь осадки мезозоя.
40—50	3—5	
40—50	2—3	
20—30	2—3	
10—20	3—4	По верхнему течению Днепра и по впадающим в него притокам, благодаря значительному развитию ледниковых отложений, современная эрозия мало захватывает ламенноугольный массив. Его склоны в берегах долины почти симметричны, исключая участок у г. Дорогобужа, где склон левого берега круче и выше правого. Придолинный размыв в сторону водораздела заходит на 1—2 км. По склонам берегов преобладает делювий, а дно почти непрерывно выполнено песчанстыми аллювиальными наносами. Формирование долины в основном происходило в разные моменты послеледникового времени и действию современных водных потоков подвергается главным образом четвертичные отложения.
20—30	2—3	
10—20	3—4	
10—20	2—3	
10—20	4—5	



Название реки	Название начальных и конечных пунктов отдельных участков долины реки	Отметки низших очек поверхности каменноугольных отложений в дне речных долин (в м абс. выс.)		Разности в высотах кровли карбона у начальных и конечных пунктов (в м)	Расстояния между пунктами (в км)	Уклоны поверхности каменноугольных отложений по тальвегам речных долин (м/км)	Высота горизонталей, околнуривающих поверхность каменноугольных отложений в полосе речных долин (в м абс. выс.)	
		у начального пункта	у конечного пункта				высшие по бровкам современных речных долин и при водораздельным склонам к ним	низшие пределах пойменных террас и речных русел
Оба	Лихвини — Калуга . . . .	110	100	10	90	0,1111	150	110—100
	Калуга—Алексины . . . .	100	95	5	70	0,0714	190—150	100—95
	Алексины—Серпухов . . . .	95	90	5	60	0,0833	150 (прав.)— 130 (лев.)	95—90
	Серпухов — Озеры . . . .	90	75	15	85	0,1765	150 (прав.)— 130—120 (лев.)	90—75
	Озеры — Коломна . . . .	75	70	5	39,5	0,1266	120—110	75—70
	с. Акишино — с. Покровское близ г. Касямова	62,5*	60**	2,5	30	0,0833	100—90	62,5—50
Дон	с. Иван-Озеро — с. Лунишки (около 5 км к северу от г. Енифани)	170	150	20	22	0,9091	200—190	170—150

\* По данным разведочной скважины глубиной 20,50 м, заложеной в левой стенке

\*\* Из расчета мощности аллювиальных наносов около 20 м (по разведочной скв

Таблица 2 (продолжение)

Глубина размыва по речным долинам — по разности между высшими и низшими горизонталями кровли карбона (в м)	Ширина размыва каменноугольных отложений по речным долинам, считая между высшими горизонталями, ооконтуривающими придолинными размывами (в км)	Общий характер речных долин и современной эрозии по ним
40—50 90—95 40 (прав.) — 60 (лев.) 60—75 (прав.) — 40—60 (лев.) 40—45 30—40	4—5 0,5—1,0 5—6 5—6 3—4 2—3	Долина Оки сложна по своему формированию. Одни ее участки образовались раньше, другие позже. Ранние участки (Лихвин — Калуга; Серпухов — Озеры) выработаны и широки, с асимметрией береговых склонов каменноугольного фундамента. Ширина размыва последнего от речного русла в сторону водоразделов — до 2,5—3 км. В дне значительное накопление четвертичных наносов. Поздние участки (Калуга — Алексин, Акишино — Поповское) узкие, с почти симметричными склонами каменноугольного фундамента. Придолинный размыв в сторону водоразделов редко более 1—2 км. Размыв по речному руслу захватывает каменноугольный фундамент. Участки Алексин — Серпухов и Озеры — Коломна занимают промежуточное положение. Несколько ниже впадения р. Москвы и почти до устья р. Гусь Ока протекает в полосе Рязано-Костромского прогиба, а ниже впадения р. Мокши — в полосе Мокша-Окского прогиба. Современный размыв ограничивается здесь породами мезозоя.
30—50	4—6	В верхних Донах склон левого берега несколько круче правого. Придолинный размыв заходит в глубь водоразделов на 2—3 км. Мощности делювиального чехла и аллювиальных наносов сравнительно небольшие.

русла р. Оки у с. Акишино Гиблицкого района Рязанской области. жине у с. Акишино) и меженного уровня р. Оки у с. Поповского около 80 м.

Далее на восток, в области водоразделов Окско-Цнинского вала, кровля каменноугольного фундамента не превышает 140—150 м. В формировании подземного водораздельного рельефа в полосе гребня вала вновь значительную роль играет четвертичная эрозия.

Приведенный обзор форм подземного рельефа, выработанных современной эрозией, показывает прежде всего зависимость их от мощности водных масс современных речных потоков и разности в высотах современных водоразделов и речных уровней (местных базисов эрозии). Одновременно в ряде случаев формы современного подземного рельефа каменноугольного фундамента унаследованы от ледниковой орографической сети; в области отсутствия мезозойского перекрытия последние только несколько изменены последнеледниковой эрозией.

### III. ОБЩИЙ ХОД И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА ПОВЕРХНОСТИ КАМЕННОУГОЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

В развитии ископаемого рельефа каменноугольного фундамента юго-запада Московской палеозойской котловины решающими являются следующие три момента ее геологической истории: 1) регрессия морей во второй половине и в конце палеозоя, 2) длительный период континентальной денудации от конца палеозоя до начала мезозойских трансгрессий и 3) континентальный режим третичного и четвертичного периодов.

К названным трем моментам и приурочиваются главнейшие фазы формирования и дальнейшего развития положительных и отрицательных форм подземного рельефа поверхности каменноугольных отложений.

Отступление морей верхнего палеозоя к северо-востоку вывело из-под уровня моря отложения каменноугольной системы в бассейнах верховой Волги, Днепра, Оки и Дона. Этот момент можно считать начальной фазой формирования ископаемого рельефа каменноугольного фундамента.

В начале этой фазы формируются преимущественно тектонические формы рельефа. Они, как указано в заключительном абзаце раздела 1 главы II, имеют значительное протяжение, определенную ориентировку, большую амплитуду в высотах залегания маркирующих слоев карбона и более или менее резко оконтуриваются сближенными горизонталями кровли каменноугольных отложений. Спускающиеся с них эрозийные ложбины имеют очень крутой уклон по тальвегу (см. табл. 1 — Аделинская ложбина) и кривую падения дна в средних и нижних частях, близкую к прямой (см. фиг. 4, 1).

В дальнейшем положительные тектонические формы начальной фазы развития рельефа стали водоразделами вырабатывавшейся эрозийной сети. Поверхностные воды, стекавшие с этих повышенных участков, направлялись сначала на север и северо-восток вслед за продолжавшими отступать пермскими морями. Береговая полоса их находилась еще близко от водораздельных высот и недалеко был базис эрозии — уровни пермских морей. Поэтому протяженность ложбин этого времени невелика и уклоны их тальвегов большие (см. табл. 1 — ложбины Северного бассейна). Кривые падения дна у коротких ложбин в верхней части их нередко несколько выгнуты кверху или почти прямолинейны (см. фиг. 4, 2 и 3); кривые падения дна — более длинные, ложбины — отличаются более пологими продольными уклонами (см. фиг. 4, 4, 5 и 6). Выполнены ложбины под четвертичными отложениями глинистыми морскими осадками мезозоя

(главным образом юрскими). В нижней части разреза последних обычно наблюдаются песчано-глинистые осадки келловей-бата, но в некоторых ложбинах, например в Завидовской, Можайско-Сежежской, Северной, Орехово-Зуевской, отмечены песчаники и галечники с пиритом, несколько отличные от континентальных келловей-батских. В несовершенных записях разрезов буровых скважин эти отложения трудно отделить от лежащих выше. Возможно, они представляют собой остатки какого-то более древнего аллювия, отложенного в период выработки пермской эрозионной сети.

Небольшая протяженность ложбин Северного бассейна, крутые падения их тальвегов и характер кривых дна указывают на сравнительно непродолжительный период их образования.

При развитии мезозойских трансгрессий воды юрских и меловых морей сглаживали эти ложбины и размывали приуроченные к ним отложения древнего аллювия.

С приближением с юга юрского моря начинается выработка эрозионной сети, несшей свои воды на юг и юго-восток. Основным элементом этой сети является Главная Московская ложбина с ее многочисленными боковыми притоками (см. фиг. 1). Эта сеть более выработана, чем сеть Северного бассейна. Уклоны по тальвегу Главной Московской ложбины несколько меньше. Кривая падения дна имеет два резких снижения (см. фиг. 4, 7). Эти снижения наблюдаются и у кривых дна некоторых боковых притоков (см. фиг. 4, 8, 9, 10).

Так как и по Главной ложбине и по боковым ее притокам отмеченные снижения примерно совпадают с распространением одних и тех же мячковских и подольских слоев среднего карбона, развитых почти на всем протяжении Главной ложбины и ее притоков вплоть до р. Нерской, то образование отмеченных резких снижений, повидимому, зависит не столько от сопротивляемости пород размыву, сколько от того, что в ходе эрозионных процессов были моменты более интенсивного и менее длительного размыва, возможно связанные с колебаниями южного базиса эрозии. Последний, повидимому, то приближался к внутренним частям подмосковной суши, то отодвигался от нее<sup>1</sup>. Для небольших боковых притоков южной сети характерны вогнутые кривые падения дна (см. фиг. 4, 11 и 12).

Выполнены ложбины южной сети песчано-глинистыми континентальными осадками келловей-бата, мощностью местами до нескольких десятков метров (см. список буровых скважин). Эти отложения весьма характерны для доюрской эрозионной сети; они, как отмечено уже Б. М. Даньшиным (1936, с. 23), являются ее аллювиальными наносами. Не исключено, что более детальное изучение их состава и особенно заключенных в них растительных остатков даст возможность найти среди них останцы более древних аллювиальных образований, соответствующих начальной фазе выработки доюрской сети ископаемого рельефа. С этой стороны особый интерес представляют осадки ложбин Северного бассейна, повидимому несколько отличающиеся от аллювия системы Главной Московской ложбины.

Для южной эрозионной системы характерно перепиливание водораздела, отделяющего эту систему от эрозионной сети Северного бассейна. Это перепиливание наблюдается в верховьях большинства левобережных

<sup>1</sup> Некоторым подтверждением высказанного предположения могут служить остатки морской фауны, обнаруженные, по сообщению С. А. Доброва, в песчано-глинистых слоях нижней части разреза юрских отложений в районе Перервы буровыми скважинами при строительстве канала им. Москвы.

притоков Главной Московской ложбины. Оно особенно резко у Звенгородской, Мытищинской, Ногинской и Орехово-Зуевской ложбин, захвативших верховья соответственных северных ложбин: Истринской (ее левого притока), Пушкинской, Фряново-Загорской, Мошино-Ногинской и Северной Орехово-Зуевской (см. фиг. 1). Повидимому, и верховье самой Главной Московской ложбины перегибывает водораздел ее с верховьем наиболее длинной из северных ложбин — Можайско-Сенежской.

Перегибывание северного водораздела левыми притоками Главной Московской ложбины значительно сузило этот водораздел и резко расчленило его на ряд более или менее обособленных бугров: Рузо-Кубинский, Крюково-Серебряноборский, Новосильцевский, Нагорный, Щелковский и др. (см. фиг. 1 и 2). Высшие точки поверхности этих бугров постепенно понижаются с запада на восток, т. е. по направлению протяжения Главной Московской ложбины (см. фиг. 3). Это также указывает на интенсивное и длительное развитие южной эрозионной сети и аналогично закономерным снижениям водоразделов современной гидрографической сети, последовательно понижающихся от верховий главных ее элементов к их низовьям.

К западинам и пониженным участкам северных водораздельных холмов приурочены отложения огнеупорных глин так называемого гжельско-кудиновского типа; они прослеживаются к востоку от Москвы вплоть до Окско-Цнинского вала (Храповицкая, Добрятино и др.), преимущественно на абсолютных отметках 120—140 м. Согласно мнению Б. М. Даньшина (1936, с. 23), эти глинистые образования представляют собой часть элювий глин карбона, частью озерно-болотные отложения докембрийской равнины. Областью сноса для них, возможно, явились высоты каменноугольного фундамента в районе г. Щелкова.

Перегибыванием водоразделов и захватом верховий северных ложбин заканчивается формирование системы Главной Московской ложбины. К этому времени, т. е. примерно к середине юрского периода, московская суша достигла состояния пониженного пенеплена, закончившего длительную фазу развития рельефа великого континентального периода.

Подошедшее с юга юрское море начинает заливать Московскую ложбину, продвигаясь по ней в глубь докембрийской равнины. В полосе Рязано-Костромского прогиба, на известняках карбона отлагаются глинистые осадки мезозоя, мощность которых в скважине с. Борки превышает 135 м. В эту же фазу мезозойские моря проникают в Подмосковье через «канал между Подмосковной котловиной и Днепровско-Донецкой мульдой» (Архангельский, 1923, с. 22). С этого времени рельеф каменноугольного фундамента вступает в фазу развития, характеризующуюся выполнением отложениями мезозоя его неровностей и их сглаживанием. Это сглаживание докембрийского рельефа к концу верхнемелового времени совершенно его сnivelировало (Даньшин и др., 1934, с. 60), и к началу следующего континентального периода, наступившего с третичного времени, освободившаяся от мезозойских морей суша представляла собой плоскую равнину, на которой каменноугольные отложения были покрыты осадками мезозоя, скрывавшими неровности каменноугольного фундамента на значительной части площади юго-запада Московской палеозойской котловины. Таким образом, преемственности в развитии ископаемого рельефа карбона первой фазы его образования почти не наблюдается в следующую, континентальную, фазу его развития.

Эта фаза начинается с эрозии третичного времени. Ясных следов этой эрозии на большей части рассматриваемой нами территории, однако,

не сохранилось, так как в следующую фазу кайнозойского континентального периода подмосковная суша в первой половине четвертичного времени покрылась мощными ледниками, изменившими облик страны и создавшими на ней свой особый рельеф.

Разрушающая работа льда и сопровождавших ледники водных потоков, уничтожая осадки мезозоя, затронула и погребенные под ними каменноугольные отложения.

Памятниками этой фазы являются замкнутые глубокие котловины в поверхности каменноугольных отложений, выработанные ледниковым выпихиванием на северо-западе закартированной нами территории. Эти бессточные котловины характеризуются в плане более или менее округлыми очертаниями, у Селищенской котловины вытянутыми в широтном направлении с отходом на север, отражающим, повидимому, ложе ледникового языка.

Южнее берега котловины более крутые. Вблизи их склонов располагаются отторженцы коренных каменноугольных пород, передвинутые сюда ледником и поднимающиеся, например, над дном Селищенской котловины, на высоту 155—165 м (Никитин, 1899, с. 60).

Благодаря значительной глубине и выполнению мощной толщей ледниковых наносов — эти формы ледникового выпихивания являются в настоящее время погребенными и как бы законченными в своем развитии, поскольку они не имеют связи с современным формированием рельефа поверхности каменноугольных отложений.

От предледниковых и ледниковых вод сохранился в ископаемом рельефе карбона ряд ложбин: Суходревская, Бологовская, Вышне-Волоцкая и др. Эти ложбины вытянуты чаще в меридиональном направлении, кривые падения их дна близки к кривым падения дна современных речных долин (см. фиг. 4, 13). У некоторых из них наблюдается перегибание водоразделов (см. фиг. 4, 14). Последнее сближает их с ложбинами южной системы доюрской сети и указывает на длительность их образования и приближение рельефа к стадии пенеплена. В некоторых ложбинах сохранились отложения морены, налегающие непосредственно на каменноугольные слои, что указывает на сложный генезис этих ложбин, возникших в результате выпихивающей деятельности ледников и оформленных в дальнейшем ледниковыми и послеледниковыми водными потоками.

В противоположность котловинам выпихивания, многие из понижений, выработанных предледниковыми и ледниковыми водами, продолжают развиваться и в современную фазу, так как многие современные реки, унаследовав эти понижения, проложили по ним путь и продолжают их дальнейшее формирование.

Наиболее напряженно процессы современной эрозии протекают на западе и юге Московской палеозойской котловины, где такие мощные водные артерии, как Ока и Волга, продолжают в ряде мест углублять свое русло в каменноугольный фундамент и захватывать его своим придолинным размывом на несколько километров в сторону от тальвега их долин. Сила размыва по этим долинам определяется мощностью протекающих по ним масс водных потоков и уклонами дна долин.

В отличие от форм ископаемого рельефа, падения по тальвегам современных главных рек более пологи, чем по наиболее длинным ископаемым ложбинам (ср. данные табл. 1 и 2). Кривые падения дна современных долин более плавно понижаются от верховий к низовьям; на участках верхнего течения они вогнуты вниз (см. фиг. 4, 15).

**Список буровых скважин, встретивших пресноводно-континентальные отложения**

Местонахождение скважин	Мощность пресноводно-континентальных отложений	Абсолютная отметка по донным пресноводно-континентальных отложений (в м)	Петрографический состав пресноводно-континентальных отложений	Возраст вышележащих отложений
<i>Главная Московская ложбина</i>				
Дорохово . . . . .		128		Q
Голлицыно . . . . .		112	Песок, гравий с прослойками угля	QСг <sub>1</sub> J <sub>3</sub>
Власиха . . . . .		55	Суглинок с камнем	QJ <sub>3</sub>
Коломенское . . . . .		80	Глина	QJ <sub>3</sub>
Верхние Котлы . . . . .	8	56	Песок	QСг <sub>1</sub> J <sub>3</sub>
Люберцы . . . . .	37	91	Песок	QJ <sub>3</sub>
Томилино . . . . .	0,8	83	Глина, суглинок	QJ <sub>3</sub>
Раменское . . . . .	9	80		
Завод «Панель» . . . . .	23	83	Прослой глины и песка	QJ <sub>3</sub>
Бронницы . . . . .	2	82	Песок	QJ <sub>3</sub>
Ванилово . . . . .	58	34	Песок и глина с древесинной и колчеданом	QСг <sub>1</sub> J <sub>3</sub>
Ванилово . . . . .	39	21	Песок кварцевый и песчаник с колчеданом	QJ <sub>3</sub>
Новая . . . . .	10	96	Глина с известняковой галькой и пиритом	QJ <sub>3</sub>
Понарино . . . . .	23	79	Глина и песок	Q
Шатура . . . . .	35	55	Песчаники, суглинки с углем	QСг <sub>1</sub> J <sub>3</sub>
Шатура . . . . .	16	77	Песок и глина	QJ <sub>3</sub>
Борки . . . . .		—62		
Аделино . . . . .		—55		
Струуское . . . . .	18	—10	Глина с прослоями песка и угля	QСг <sub>1</sub> J <sub>3</sub>

*Правые притоки Главной Московской ложбины*

*Пахринская ложбина*

Обнажения у с. Секирино . . . . .	5	140	Темная глина с растительными остатками	QJ <sub>3</sub>
-----------------------------------	---	-----	--	-----------------

*Хорловская ложбина*

Понобеево . . . . .	17	30	Суглинок, песок и глина	QJ <sub>3</sub>
Виноградово . . . . .	9	61	Глина и песок	QJ <sub>3</sub>

*Егорьевская ложбина*

Егорьевск . . . . .	8	92	Пески, суглинки	QJ <sub>3</sub>
---------------------	---	----	-----------------	-----------------

*Шатурская ложбина*

Клеменово . . . . .		97		
Чадилево . . . . .		81		

*Коломенская ложбина*

Липитино . . . . .	8	136	Пески, глина	QJ <sub>3</sub>
Чанки . . . . .	8	78	Песок	QJ <sub>3</sub>

Продолжение

Местонахождение скважин	Мощность пресноводно-континентальных отложений	Абсолютная отметка пологих пресноводно-континентальных отложений (в м)	Петрографический состав пресноводно-континентальных отложений	Возраст вышележащих отложений
Колычево . . . . .	12	84	Супесь, глина, песок	QJ <sub>3</sub>
Левино . . . . .	21	73	Песок и глина	QJ <sub>3</sub>
Сарыбьево . . . . .	17		Песок и глина	QJ <sub>3</sub>
Горки . . . . .	7	90	Песок	QJ <sub>3</sub>
Спас-Клепики . . . . .	26	38	Песок с прослоями песчаника	QCr <sub>1</sub> J <sub>3</sub>
Рязанская ложбина				
Узуново . . . . .	5	70	Супесь серая	QCr <sub>1</sub> J <sub>3</sub>
Дашково . . . . .	13	84	Песок с колчеданом и глина	QJ <sub>3</sub>
Рязань . . . . .	20	57	Пески с прослоями супеси	Q
Мервино . . . . .	13	48	Пески с прослоями черной глины	
Левые притоки Главной Московской ложбины				
Звенигородская ложбина				
Лысяя гора . . . . .	45	60	Глина с прослоями песка	Q
Усово-Горки . . . . .	2	66	Песок и суглинок	QJ <sub>3</sub>
Братцевская ложбина				
Барвиха . . . . .	30	87	Песок	QJ <sub>3</sub>
Раздоры . . . . .		77	Глина	QCr <sub>1</sub> J <sub>3</sub>
Карамышевская ложбина				
Между Мневниками и Карамышевом . . . . .		105	Супесь и глина	QCr <sub>1</sub> J <sub>3</sub>
Карамышево . . . . .	22	70	Песок с пиритом, обуглившаяся древесина, песчаник	QCr <sub>1</sub> J <sub>3</sub>
Кунцево, Заречье . . . . .	7	55	Глина синяя и желтая	QCr <sub>1</sub> J <sub>3</sub>
Очаково . . . . .		65		
Мытищинская ложбина				
Мытищи . . . . .		77		Q
Лосиноостровская . . . . .		78	Суглинок, глина, песок	Q
Щелково . . . . .	9	94	Пески с углем	QCr <sub>1</sub> J <sub>3</sub>
Соколиная гора . . . . .	8	109	Песок	
Салтыковка . . . . .	30	89	Глина и песок	Q
Балашиха . . . . .	9	62	Песок	QJ <sub>3</sub>
Перерва . . . . .	12	56	Глина, суглинок, супесь, песок	QJ <sub>3</sub>
Ногинская ложбина				
Торфоразработки «Прибыль» . . . . .	13	109	Глина с прослоями песка	Q
Строкино . . . . .		99	Песок с галькой кремня	QJ <sub>3</sub>
Дементьево . . . . .	12	96	Песок с прослоями глины	Q
Раменское . . . . .	15	80	Прослой глины и песка	QJ <sub>3</sub>



Продолжение

Местонахождение скважин	Мощность пресноводно-континентальных отложений	Абсолютная отметка подошвы пресноводно-континентальных отложений (в м)	Петрографический состав пресноводно-континентальных отложений	Возраст вышележащих отложений
<b>Орехово-Зуевская ложбина</b>				
Орехово . . . . .	5	64	Глина с остатками древесины и песч. кремль	Q <sub>J</sub>
<i>Северный бассейн</i>				
<b>Калининская ложбина</b>				
Калинин . . . . .	7	120	Черная глина с гравием и галькой	Q
<b>Завидовская ложбина</b>				
Назарьево . . . . .		137		
Редькино . . . . .		91	Темная глина	
Завидово . . . . .	44	86	Глина черная	Q
Сенькино, торфоразработки . . . . .		31	Черная глина, супесь и песчаник	Q
Завидово . . . . .		72		
Конаково . . . . .	0,8	55	Черная глина с прослоями серого песка и колчедана	Q
<b>Можайско-Сенежская ложбина</b>				
Глазово . . . . .	26	136	Песчаник, глина и галечник	Q <sub>J</sub>
Булычево . . . . .		117	Черная глина с прослоями песка	Q
Покровское-Шереметьево . . . . .		80	Переслаивание глин и песков	Q <sub>J</sub>
с. Дедово . . . . .	3	98	Суглинок и песчаник	Q
ст. Гучково . . . . .	3	98	Суглинок, песчаник	QCr <sub>1</sub> J <sub>3</sub>
г. Истра . . . . .	15	88	Песок слюдястый	Q <sub>J</sub>
Акатово . . . . .	19	79	Песок	Q <sub>J</sub>
Ново-Петровская . . . . .		54	Глина песчаная и песчаник	QCr <sub>1</sub> J <sub>3</sub>
Вербилки . . . . .	2	42	Глина с известк. камнем	Q <sub>J</sub>
<b>Икшинская ложбина</b>				
Катуар . . . . .	11	80	Глина желтая	Q <sub>J</sub>
Икша, совхоз Ермолина . . . . .	10	53	Плита и песок	Q <sub>J</sub>
<b>Пушкинская ложбина</b>				
Подлипки . . . . .	6	107	Песок и гравий	Q <sub>J</sub>
<b>Фряново-Загорская ложбина</b>				
Фряново . . . . .	31	104	Прослой глины и песка	Q <sub>J</sub>
Загорск . . . . .	4	20	Песок с валунами	QCr <sub>1</sub> J <sub>3</sub>

Окончание

Местонахождение скважин	Мощность пресно- водно-континен- тальных отложе- ний	Абсолютная отмет- ка подошвы пресно- водно-континен- тальных отложе- ний (в м)	Петрографический состав пресноводно-континенталь- ных отложений	Возраст вышеле- жащих отложений
Монино-Ногинская ложбина				
Монино . . . . .	19	105	Песок	QJ <sub>3</sub>
Пушкино . . . . .	10	116	Песок с колчеданом и про- слоями глины и угля	QJ <sub>3</sub>
Электросталь . . . . .	6	122	Песчаник и глина	QJ <sub>3</sub>
Северная Орехово-Зуевская ложбина				
Пос. Дорогали . . . . .	6	112	Песчаник с прослоями угли- стой глины	QJ <sub>3</sub>
Орехово . . . . .	2	72	Глина с окатанными кусками кремня	QJ <sub>3</sub>
Покров . . . . .	4	65	Глина и песчаник	QCr <sub>1</sub> J <sub>3</sub>
Глубоково . . . . .	8	63	Переслаивание глин и изве- стняка	QCr <sub>1</sub> J <sub>3</sub>
Северная Шатурская ложбина				
Близ оз. Соколье . . . . .	14	69	Глина черная, углистая	QCr <sub>1</sub> J <sub>3</sub>
Северо-восточная ложбина				
Разъезд Ильичев . . . . .	15	82	Глина, суглинок, гравий	QCr <sub>1</sub> J <sub>3</sub>
» » . . . . .	33	70	Глина, песок	QCr <sub>1</sub> J <sub>3</sub>
Баншевские торфораз- работки . . . . .		65		
Уршельский стеколь- ный завод . . . . .	26	60	Глина	QCr <sub>1</sub> J <sub>3</sub>

Заканчивая настоящий обзор, следует отметить, что наиболее устойчи-  
выми формами ископаемого рельефа являются формы, обусловленные  
тектоническими процессами. Они прослеживаются через все континен-  
тальные фазы развития рельефа, служа водоразделами как в доюрский  
континентальный период, так и в кайнозое.

В противоположность им, отрицательные формы эрозионного рельефа  
доюрского времени, так же как и формы ледникового выпаживания, яв-  
ляются в большинстве случаев погребенными и законченными в своем  
развитии. Исключение составляют формы, выработанные предледнико-  
выми и ледниковыми потоками; они в значительной мере унаследованы  
послеледниковой гидрографической сетью и продолжают развиваться  
в современную фазу.

## ЛИТЕРАТУРА

- Архангельский А. Д. Об Окско-Цнинском вале и Рязано-Костромском прогибе. (Резюме доклада). «Изв. Мос. отд. Геол. ком.», 1919, т. 1, с. 106—107.
- Архангельский А. Д. Введение в изучение геологии Европейской России. Ч. I. Гос. изд., Москва — Петроград, 1923.
- Архангельский А. Д., Крестовников В. Н. и Курбатов И. Д. Каменноугольные отложения Кудиновского района и кудиновские огнеупорные глины. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1923—1924, т. 2, № 1—2, с. 29—45.
- Геологическая карта СССР на 32 листах. Масштаб 1 : 2 500 000. Комитет по делам геологии при СНК СССР. Главн. ред. Д. В. Наливкин. Гос. изд. геол. лит-ры, М.—Л., 1940.
- Даньшин Б. М. Доюрский рельеф в связи с условиями отложения юрских осадков в центральной и юго-восточной части Московской губернии. «Вестн. Геол. ком.», 1927, № 1, с. 4—7.
- Даньшин Б. М. и Головина Е. В. при участии Р. Б. Лупандина. Москва. Геологическое строение. Под общ. ред. В. С. Яблокова. Тр. Ин-та геол. и минерал. и Моск. геолого-гидро-геодез. треста, вып. 10/6. ОНТИ, 1934.
- Даньшин Б. М. Геологическое строение Московской области. ОНТИ, 1936.
- Жуков В. А., Толстой М. П. и Троянский С. В. Артезианские воды каменноугольных отложений Подмосковной палеозойской котловины. ГОНТИ, 1939, вып. 153.
- Жуков В. А. Некоторые структурные особенности юго-западной части Московской палеозойской котловины. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1940, вып. 6, с. 36—42.
- Зонов Н. Т. и Константинович А. Э. Геологическое строение, полезные ископаемые и подземные воды Егорьевского, Шатурского, Коробовского и Куровского районов Московской области. «Тр. МГТ», сер. 1, Геология. Изд. НКТП, М., 1932, вып. 2.
- Иванов А. П. Геологические исследования фосфоритовых отложений в западной части Московской губернии. «Тр. Ком. по исслед. фосфоритов», 1911, т. 3.
- Иванов А. П. Геологическое строение Яузского бассейна. М., 1914.
- Карпинский Ю. П. Каменноугольные отложения южной половины Окско-Цнинского вала. «Изв. МГТ», ОНТИ, 1937, т. 4, с. 62—89.
- Молдавская Е. А. Геологическое строение, подземные воды и полезные ископаемые Орехово-Зуевского, Петушинского и Куровского районов Московской области. «Тр. МРГРУ», сер. 1, Геология. НКТП, М., 1933, вып. 1.
- Никитин С. Н. (1). Каменноугольные отложения Подмосковского края и артезианские воды под Москвою. «Тр. Геол. ком.», 1890, т. 5, № 5.
- Никитин С. Н. (2). Общая геологическая карта России, лист 57. Москва. «Тр. Геол. ком.», 1890, т. 5 (1—9), № 1.
- Никитин С. Н. Бассейн Волги. Исследования гидрогеологического отдела. 1894—1898. Отчет начальника Отдела С. Н. Никитина. Тр. Экспед. для исслед. источников главнейших рек Европейской России, СПб., 1899.
- Павлов А. П. Геологический очерк окрестностей Москвы. Изд. 1— журн. «Естествознание и география», М., 1907. Изд. 2— Москва, 1914. Изд. 3 — Госиздат, 1923. Изд. 4 — ОНТИ, 1934.
- Поголяев Д. И. Географическое строение районов магнитных аномалий Западной области. Магнитные аномалии Смоленской и Орловской областей. Смоленское обл. гос. изд-во, Смоленск, 1938.
- Пригоровский М. М. Из геологических наблюдений в западной части Рязанской губернии. «Изв. Геол. ком.», СПб., 1911, т. 30, № 9, с. 725—790.
- Романовский Г. Отчет о геогностических разведках, произведенных для отыскания каменного угля в Орловской губернии. «Горн. журн.», 1865, № 2, с. 386—413. «Бюлл. МОИП», 1865, № 1.
- Рябченко А. С. Геологическое строение Окской долины и инженерно-геологические условия реконструкции р. Оки. Гидрогеология и инженерная геология. (Сб. статей). ОНТИ, 1937, № 4.
- Сокольская А. Н. Геологическое строение долины р. Москвы между с. Спаским и Шелепихой. «Изв. МГТ», ОНТИ, 1937, т. 5, с. 3—27.
- Траутшольд Н. Wissenschaftliche Ergebnisse der in und um Moskau ausgeführten Bohrungen. [Научные результаты бурения в Москве и ее окрестностях]. «Bull. Soc. nat. Moscou», 1882, № 4, p. 333—343.
- Уфлянд Ц. И. Геологическое строение Егорьевской группы фосфоритовых месторождений Московской области. Тр. НИУИФ, 1937, вып. 142.
- Шведцов М. С. Общая геологическая карта Европейской части СССР. Лист 58. Северо-западная четверть листа. Тр. ВГРО, 1932, вып. 83.

## ОТДЕЛ ЛИТОЛОГИИ

---

И. Л. БЕЗРУКОВ

## РОЛЬ А. Д. АРХАНГЕЛЬСКОГО В ГЕОЛОГИЧЕСКОМ ИССЛЕДОВАНИИ ФОСФОРИТОВ СССР

Среди многочисленных и разнообразных вопросов, занимавших исследовательскую мысль академика А. Д. Архангельского, на одном из видных мест стоит геологическое изучение фосфоритов СССР. Интерес к фосфоритам, этим широко распространенным осадочным породам, происхождение которых до сих пор не вполне разгадано, появился у А. Д. Архангельского еще в самые ранние годы его научной деятельности и сохранился до конца его жизни. Работы А. Д. Архангельского в области исследования фосфоритов СССР имели в свое время большое научное и практическое значение и до настоящего времени сохраняют свою ценность. Можно без преувеличения сказать, что дореволюционный и ранний послереволюционный этапы геологического изучения фосфоритов нашей страны связаны главным образом с именем А. Д. Архангельского. Позднее, после опубликования сводки по фосфоритам СССР к XIV Международному геологическому конгрессу (1927 г.), А. Д. Архангельский не принимал уже непосредственного участия в исследовании наших фосфоритов, однако в отдельных статьях, устных докладах и сводных работах по геологии СССР не раз возвращался к ним, а его идеями, советами и указаниями руководствовались, и до сих пор с успехом руководствуются, геологи, занимающиеся вопросами генезиса фосфоритов и поисками новых фосфоритовых месторождений.

Работы по геологическому исследованию фосфоритов А. Д. Архангельский начал в 1908 г., в специально организованной проф. Я. В. Самойловым совместно с ним Комиссии Московского сельскохозяйственного института (ныне Тимирязевской сельскохозяйственной академии). До работ этой Комиссии русские фосфориты почти совсем не были изучены; все имевшиеся о них в литературе сведения носили случайный характер, были отрывочными и неполными. Промышленная разработка фосфоритов в то время находилась в зачаточном состоянии. Работы Комиссии, продолжавшиеся с 1908 по 1915 г., положили начало планомерному и систематическому изучению фосфоритов СССР. Они захватили почти всю область распространения мезозойских и третичных фосфоритов Европейской части Союза, Западного Казахстана и частично Средней Азии.

А. Д. Архангельский принимал в работах Комиссии самое живое участие и был одним из ее руководителей в течение всего периода ее деятельности. Им непосредственно были проведены полевые геологические исследования фосфоритовых залежей в различных районах Поволжья (Костромская, Саратовская, Симбирская губернии), Центральной России (Тамбовская, Пензенская, Курская губернии) и в низовьях Аму-Дарья.

В результате полевых исследований был открыт и детально изучен ряд фосфоритовых горизонтов, разработаны вопросы их стратиграфии, условий залегания, петрографического состава и генезиса, выявлены их качественные показатели и промышленная ценность. На некоторых фосфоритовых месторождениях, исследованных А. Д. Архангельским, в дальнейшем были проведены детальные разведочные работы, подготовившие их к эксплуатации.

Наблюдения над фосфоритовыми горизонтами были успешно использованы А. Д. Архангельским для освещения более широких вопросов стратиграфии, палеогеографии и региональной геологии.

Результаты работ, проводившихся геологическим отделом Комиссии, печатались в специальном издании «Труды Комиссии Московского сельскохозяйственного института по исследованию фосфоритов. Серия 1. Отчет по геологическому исследованию фосфоритов под редакцией проф. Я. В. Самойлова». В этом издании А. Д. Архангельским опубликовано (частично совместно с другими авторами) 11 статей. (Архангельский, 1909, 1910, 1915; Архангельский, Добров и др., 1911, 1912; Архангельский, Иванов и др., 1909; Архангельский, Красовский и др., 1913; Архангельский, Ланге и др., 1911, 1912; Архангельский и Никшич, 1913; Архангельский и Семихатов, 1912). Кроме того, А. Д. Архангельский в этот же период останавливался на характеристике фосфоритовых горизонтов в ряде работ по региональной геологии изучавшихся им районов, а также в классических монографиях «Верхнемеловые отложения Востока Европейской России» (1912) и «Верхнемеловые отложения Туркестана» (1916).

Последним годом полевых работ Комиссии был 1915-й. Основные результаты исследований были изложены Я. В. Самойловым и А. Д. Архангельским в статье «Фосфориты. Очерк фосфоритовых месторождений России», опубликованной в 1920 г. в издании «Естественные производительные силы России» (Архангельский и Самойлов, 1920). После революции геологическое исследование фосфоритов СССР перешло в ведение Научного института по удобрениям, который принял на себя продолжение работ Комиссии.

По мере сбора новых материалов по фосфоритам у организатора Комиссии Я. В. Самойлова возникла мысль о необходимости учета мировых запасов фосфоритов, на фоне которых «отчетливее и резче может вырисоваться значение русских фосфоритовых залежей». Это предложение Я. В. Самойлов выдвинул еще в 1913 г. на XII Международном геологическом конгрессе в Канаде, но осуществить его идею удалось лишь после его смерти, на XIV Международном геологическом конгрессе в Мадриде в 1926 г.

Руководство работами по составлению к Конгрессу сводки по фосфоритам СССР Геологический комитет поручил А. Д. Архангельскому. Им была проделана большая работа по подсчету запасов фосфоритов СССР, а также написаны сводные статьи «Стратиграфия и геологические условия образования русских фосфоритов» и «Петрографические и химические типы русских фосфоритов». Эти статьи, а также статья «Сеноманские и третичные фосфориты Южно-Русской впадины» (написана совместно с В. Н. Крестовниковым и Н. С. Шатским) опубликованы в Трудах XIV Международного геологического конгресса и в специальном сборнике «Фосфориты СССР», вышедшем под редакцией А. Д. Архангельского в 1927 г. (Архангельский, 1927<sub>1,2,3</sub>; Архангельский, Крестовников и др., 1927; Arkhanguelsky, 1928<sub>1,2,3,4</sub>). Выпуском этого сборника, являющегося до сих пор настоль-

ной книгой для каждого советского геолога, изучающего фосфоритовые месторождения, закончился первый этап исследований фосфоритов СССР.

Занявшись изучением фосфоритов, А. Д. Архангельский не ограничился формальным описанием их состава и условий залегания, но с самого начала стал систематически разрабатывать вопросы их происхождения, широко используя при этом не только геологические данные, но и наблюдения над современными осадками. При этом по мере сбора нового материала представления его постепенно углублялись.

К фосфоритам А. Д. Архангельский подошел с той же методикой, какую он применял для изучения других осадочных пород. Эта методика, основанная на выяснении фациальных взаимоотношений изучаемых пород и восстановлении физико-географических условий морских бассейнов, в которых они отлагались, положила начало русской литологии и палеогеографии.

В этом отношении большую ценность представляет уже самая ранняя работа А. Д. Архангельского, посвященная верхнеюрским и неокомским фосфоритам Костромской губернии (1909); она может быть названа первым в русской литературе исследованием по генезису фосфоритов.

Тщательно изучив структуру и состав фосфоритовых слоев, а также отношение их к окружающим породам, А. Д. Архангельский пришел к выводу, что неокомские и кимериджские фосфориты изученного им района приурочены к перерывам в серии осадков. Массовое скопление фосфоритов и взаимные отношения слагающих фосфоритовые слои элементов, по мнению А. Д. Архангельского, можно объяснить замедлением в накоплении осадков, которое является следствием морских течений. Пытаясь объяснить источники накопления фосфата, А. Д. Архангельский в этой работе считает, что исключительное богатство португальских и неокомских фосфоритов радиолариями, представляющее ненормальное явление для терригенных осадков, показывает, что при их образовании имела место массовая гибель планктона и притом в условиях, аналогичных современным (течения).

В следующей работе, посвященной нижнемеловым и верхнемеловым фосфоритам Симбирской и Саратовской губерний, А. Д. Архангельский указывает, что из семи установленных им фосфоритовых горизонтов четыре приурочены к перерывам, два связаны с фациальными и фаунистическими изменениями и один с изменением фаций. Эти факты позволили ему прийти к тому выводу, что фосфоритовые слои образуются в моменты резких изменений в физико-географических условиях бассейнов. Отложение фосфоритовых пластов, совершающееся при указанных условиях, происходит крайне медленно, и фосфоритовый слой весьма небольшой мощности может соответствовать мощной толще осадков иной фации (Архангельский, 1910).

Подробнее те же мысли А. Д. Архангельский развивает, базируясь на более обширном материале, в своей монографии «Верхнемеловые отложения Востока Европейской России» (1912), причем здесь он отмечает связь с перерывами и последующими трансгрессиями не только мезозойских, но и третичных фосфоритов. Рассматривая условия залегания современных фосфоритов по литературным данным, А. Д. Архангельский находит много общего между образованием этих фосфоритов и древних. В обоих случаях имеют место явления подводного размывания слоев, перерывы, резкая смена фаций и связь с деятельностью течений. Причиной накопления фосфатов А. Д. Архангельский в этой и в последующей работе, посвященной верхнемеловым отложениям Туркестана (1916), продолжал считать

массовую гибель фауны. Однако, как мы увидим, в дальнейших работах он отошел от такой концепции.

В последней сводной статье в сборнике «Фосфориты СССР», содержащей подробную характеристику всех известных фосфоритовых горизонтов, А. Д. Архангельский (1927<sub>2</sub>), синтезируя огромный материал, попрежнему делает ударение на связи между образованием фосфоритов и колебаниями уровня моря, явлениями перерыва, трансгрессиями и резкими сменами фаций. О гибели организмов, как причине накопления фосфатов, он здесь, однако, не говорит ни слова. Очевидно, к этому времени у А. Д. Архангельского сложилось представление о том, что биолитная гипотеза не может разрешить проблему фосфоритообразования.

В позднейшей статье, посвященной условиям образования хоперских железных руд, А. Д. Архангельский (1933) определенно указывает, что залегающие среди этих руд пластовые фосфориты представляют собой, так же как и сами железные руды, отложения химические. Поскольку деятельности организмов он при этом не отводит никакой роли, приходится сделать вывод, что по его новым воззрениям хоперские фосфориты образовались путем непосредственного выпадения фосфата из морской воды, без всякой связи с массовой гибелью фауны.

Необходимо указать, что к этому же периоду относятся работы А. Д. Архангельского по генезису кремнистых пород, которым он приписывает химическое происхождение, а не биогенное, как это принималось ранее многими исследователями. В те же годы А. Д. Архангельским проведена блестящая работа по исследованию генезиса бокситов, для которых им было доказано химическое происхождение, т. е. образование путем непосредственного выпадения из водной среды. Отметим, что в отдельных устных выступлениях, посвященных вопросам генезиса бокситов, А. Д. Архангельский не раз проводил параллель между бокситами и фосфоритами как нормальными химическими осадками.

Таким образом, А. Д. Архангельский не только выявил на огромном материале общие палеогеографические закономерности распространения фосфоритов, но в последних работах подошел с новой стороны к вопросу об источнике и механизме фосфатонакопления.

Много сделано А. Д. Архангельским в области изучения петрографии фосфоритов. Описания микроструктуры фосфоритов в его работах могут служить образцом микроскопического исследования осадочных пород. А. Д. Архангельский на огромном материале разработал и генетически обосновал классификацию фосфоритов СССР, выяснил зависимость их минерального и химического состава от характера вмещающих пород. Все выделенные А. Д. Архангельским петрографические типы фосфоритов (глауконитово-глинистый, глинистый, песчаный) сохраняют свое значение до настоящего времени, несмотря на то, что в области минералогии фосфатов работы последних лет дали много нового (упразднение прежних представлений о существовании самостоятельных минералов — стаффелита, курскита и др.).

До сих пор мы говорили главным образом о так называемых желваковых фосфоритах, которые до последнего времени являлись почти единственным известным в СССР типом фосфоритов. А. Д. Архангельский один из первых указал на необходимость поисков и вероятность нахождения на территории СССР фосфоритов других типов, подобных тем, которые слагают богатейшие фосфоритовые месторождения мира.

В этом отношении интересна его небольшая статья в Докладах Академии Наук СССР, написанная в 1930 г., после открытия высококачествен-



ных пластовых фосфоритов в окрестностях Вольска. Здесь он пишет, что «образование желваковых фосфоритов представляет лишь частный, хотя и наиболее распространенный и бросающийся в глаза случай образования фосфоритовых слоев, и отнюдь не захватывает проблему фосфоритообразования во всем ее объеме. Поскольку это правильно, поскольку другие возможные случаи образования фосфоритовых пород у нас вовсе не изучались и не имелись в виду, мы, конечно, не имеем права считать, что их на территории СССР не имеется, и именно на них должны сосредоточить в настоящий момент свое внимание» (1930, с. 98). А. Д. Архангельский поясняет ниже, что он имеет в виду поиски фосфатных пород, подобных фосфоритам Флориды, Теннесси и Северной Африки.

Заканчивает статью он следующими словами: «Мы не имеем никаких оснований считать, что законы концентрации фосфора в осадочных породах нам уже вполне известны; справедливее будет сказать, что они известны еще весьма несовершенно, а потому, кроме известных типов месторождений, могут существовать и иные, нам совершенно неизвестные. Поэтому при поисковых работах необходимо должна быть поставлена и задача выяснения распределения фосфора в осадочных породах вообще с целью отыскания общих законов его накопления. Только выяснив эти законы, мы в состоянии будем полностью овладеть фосфоритовой проблемой, поскольку она, конечно, связана с осадочными породами» (с. 100).

Работы последних лет, приведшие к открытию на территории Союза новых типов фосфоритов, полностью подтвердили этот прогноз А. Д. Архангельского.

Посмотрим теперь, что нового в отношении фосфоритов СССР дали последние годы, прошедшие после опубликования основных работ А. Д. Архангельского.

В качестве отправного момента возьмем время выхода сборника «Фосфориты СССР», завершившего первый этап в исследовании фосфоритов нашей страны. В последующее время геологическое изучение фосфоритов Союза проводилось главным образом Научным институтом по удобрениям, в работах которого А. Д. Архангельский непосредственного участия не принимал, но с сотрудниками которого имел постоянное научное общение (разработка программ работ, консультации и т. д.)

За истекшие годы промышленностью освоен ряд крупных фосфоритовых месторождений, начало исследованию которых было положено работами Комиссии, руководимой И. В. Самойловым и А. Д. Архангельским.

Увеличились наши знания и о распространении фосфоритов в стратиграфическом разрезе. В сводке «Фосфориты СССР» А. Д. Архангельский указывал, что фосфориты на территории СССР почти неизвестны в палеозое, а также не встречены в триасе и неогене. В настоящее же время фосфориты в СССР найдены в отложениях всех геологических систем, кроме докембрия и четвертичных отложений.

Необходимо подчеркнуть, что в большинстве случаев новые фосфоритовые горизонты приурочены к перерывам и связаны с трансгрессирующими сериями. В ряде районов фосфориты были найдены именно благодаря тому, что геологи, занимавшиеся их поисками, руководствуясь идеями А. Д. Архангельского, обращали особое внимание на контакты резко сменяющих друг друга фаций, перерывы, основания трансгрессирующих слоев и т. д. Так, например, автором этой статьи фосфориты подобным образом были обнаружены в основании палеогена на восточном склоне Южного и Северного Урала и в подошве верхнеартинских отложений на Уфимском плато, Б. М. Здориком — в эоцене Таджикистана (Кара-Тар) и т. д.

Наиболее крупным успехом работ последних лет является открытие в СССР мощных залежей высокосортных пластовых фосфоритов, возможность нахождения которых на территории СССР была в свое время указана А. Д. Архангельским. К ним относятся верхнепалеозойские фосфориты западного склона Урала и кембрийские фосфориты Кара-Тау.

В отличие от известных в СССР желваковых фосфоритов, распространенных преимущественно на платформах и связанных обычно с глауколитовыми фациями, пластовые фосфориты развиты главным образом в окраинных частях геосинклиналей среди карбонатных (доломиты, известняки) и кремнистых пород. Указание А. Д. Архангельского на то, что фосфориты не встречаются среди бентогенных известняков, при этом сохраняет свою силу. В пластовых фосфоритах и сопутствующих им карбонатных породах бентонная фауна отсутствует, видимо вследствие того, что они отлагались в условиях недостатка кислорода. В этом отношении они также отличаются от желваковых фосфоритов, которые часто переполнены фауной бентоса, требующей для своего существования свободного доступа кислорода.

Таким образом, перед нами новый для СССР тип фосфоритов. Аналогичные фосфориты известны в геосинклинальных областях Скалистых гор (США, нижняя пермь) и Северной Африки (верхний мел — палеоген).

Обладая рядом отличий от желваковых фосфоритов, пластовые фосфориты имеют с ними и некоторые общие черты. В частности, их отложение также обычно совпадает с моментами начала трансгрессий и резкими сменами фаций, т. е. они подчиняются той же закономерности, какая была установлена А. Д. Архангельским для фосфоритов желвакового типа.

Другим совершенно новым типом фосфоритов, правда найденным всего в одном пункте и стоящим особняком, являются мезозойские пресноводные фосфориты Забайкалья.

Они тесно связаны с сидеритами и образовались, видимо, в небольших пресных озерах в условиях восстановительной среды (Андрианов и Смирнов, 1940). Возможно, что близкое происхождение имеют и неогеновые фосфориты р. Тары.

Рассмотрим теперь кратко, каковы современные взгляды на генезис фосфоритов и что из воззрений А. Д. Архангельского по этому вопросу сохраняет свое научное значение до настоящего времени.

Наибольшим признанием сейчас пользуется гипотеза химического осаждения фосфоритов непосредственно из морской воды. Как мы видели, к этой гипотезе пришел в последних работах и А. Д. Архангельский. Наиболее детальную и всестороннюю разработку она получила в работах А. В. Казакова (1939). Кроме него, непосредственное химическое отложение фосфатов признают и многие другие авторы: К. С. Андрианов и А. И. Смирнов (1940), И. Л. Безруков (1939, 1941), Г. И. Бушинский (1938), Б. А. Петрушевский и Н. С. Зайцев (1936), Л. В. Пустовалов (1940).

Необходимо отметить, что появлению гипотезы химического образования фосфоритов предшествовал широкий цикл океанографических исследований по распределению и миграции фосфора в морских бассейнах, а также экспериментальных физико-химических работ по осаждению из растворов фосфатов и других сопутствующих им компонентов.

Согласно воззрениям А. В. Казакова, образование фосфоритов представляет собой химический процесс осаждения избытка фосфатов из насыщенной ими глубинной воды на материковых шельфах, в зонах поднятия глубоководных течений, в результате уменьшения в морской воде парциального давления  $CO_2$ . Фосфатообразование не может происходить

в глубоких областях моря ( $>200$  м), где высокое содержание растворенной  $\text{CO}_2$  препятствует образованию условий пересыщения фосфатом, а также в зоне фотосинтеза (до глубины 50 м), где растворенный фосфат усиленно ассимилируется фитопланктоном. С этой генетической концепцией А. В. Казаков увязывает строение, биоценозы, фациальный и минеральный парагенез фосфоритных фаций, явления их миграций, конфигурацию морских фосфатных бассейнов и ряд других геологических явлений.

Не имея возможности вдаваться здесь в подробное рассмотрение гипотезы А. В. Казакова и принимая ее основные положения, мы остановимся, однако, на одной ее деталях, как нам кажется менее согласующейся с фактическим материалом, чем воззрения по тому же вопросу А. Д. Архангельского.

А. В. Казаков не придает значения связи между фосфоритообразованием и трансгрессиями. По его мнению, роль трансгрессий (и регрессий) в отношении генезиса фосфоритов ограничивается рамками динамики — миграции шельфа (фосфатного или бесфосфатного), как следа движений береговой линии, и формированием основных структурных элементов фосфатных колонок. В случае наличия на шельфе обстановки фосфатообразования (хемоседиментация) трансгрессия (или регрессия) приводит к явлениям миграции фосфоритных фаций.

В качестве примера миграции фосфоритных фаций А. В. Казаков указывает, что во время верхнеюрской трансгрессии к востоку от средней Волги (Сызрань) шельф фосфатонакопления медленно мигрировал с запада на восток, продвинувшись в века с нижнего келловоя до нижнего кимериджа включительно ориентировочно на 400 км. В результате был сформирован фациально один и тот же пространственно непрерывный слой платформенного типа огромного протяжения. Если проанализировать с этой точки зрения, указывает далее А. В. Казаков, верхнемеловой осадочный цикл на той же территории, то в основном, отвлекаясь от принципиально несущественных деталей (поступательно-возвратные колебания береговой линии во второй половине этого осадочного цикла), мы будем иметь ту же самую картину медленной постепенной миграции шельфа фосфатонакопления с запада на восток от сеномана до нижнего маастрихта. Отличием будет лишь то, что верхнемеловая трансгрессия проникла гораздо далее на восток, к самым предгорьям Южного Урала и западного склона Мугоджар, по сравнению с рассматриваемой выше верхнеюрской трансгрессией.

Однако, согласно наблюдениям А. Л. Яшина и автора этой статьи, фосфатонакопление в данном районе как в верхнемеловое, так и в верхнеюрское время не представляло непрерывного процесса, а было разделено промежутками времени, когда фосфориты не образовывались. Соответственно этому здесь ни в юре, ни в мелу нет одного «пространственно непрерывного» фосфоритового слоя различного возраста, а имеется ряд фосфоритовых горизонтов, которые занимают совершенно определенное стратиграфическое положение, нередко наблюдаются совместно в одном разрезе и прослеживаются на огромных протяжениях. Зона максимального фосфатонакопления здесь действительно мигрировала с запада на восток, но самый процесс фосфоритообразования был прерывистым и приуроченным к отдельным фазам трансгрессии.

Среди верхнемеловых отложений рассматриваемого района развиты три фосфоритовых горизонта: первый, расположенный на границе сеномана и турона, прослеживается почти от Уральска до Актюбинска; второй, приуроченный к нижнему сантону, развит на пространстве между Соль-Илецком и подножьем Южного Урала; третий, залегающий в

основании маастрихта, прослеживается от Соль-Илецка до осевой части Южного Урала и подножья Мугоджар.

Образование всех фосфоритовых слоев совпадало с моментами очень быстрого продвижения верхнемеловой трансгрессии на восток, когда море проникало в область прилегающей суши ингрессивными заливами, не производя абразивной работы. В промежутки времени между периодами фосфоритообразования верхнемеловая трансгрессия развивалась очень медленно и постепенно. Это видно, например, из того, что кампанские отложения, среди которых фосфориты почти отсутствуют, в области трансгрессивного налегания на палеозой нивелируют его поверхность и содержат в основании галечник из хорошо окатанных галек палеозойских пород.

Возвратные движения верхнемелового моря в данном районе имели место лишь в коньяке и в конце маастрихта. Объяснять ими наличие нескольких фосфоритовых горизонтов безусловно нельзя.

Если стать на точку зрения А. В. Казакова и принять, что источником образования фосфоритов являются глубинные течения, выносящие соединения фосфора в область шельфа, где фосфориты и отлагаются, приходится сделать вывод, что максимальный приток фосфатов происходит в периоды быстрого продвижения моря и что массовое фосфатонакопление неразрывно связано с трансгрессиями, как это принималось А. Д. Архангельским.

Таким образом, мысль А. Д. Архангельского о связи между образованием фосфоритовых слоев и резкими колебаниями уровня моря сохраняет свое значение до настоящего времени и может служить руководящей нитью при поисках новых фосфоритовых месторождений.

В заключение хотелось бы остановиться на одном указании А. Д. Архангельского, сделанном им незадолго до смерти в беседе с автором этой статьи. Узнав о том, что фосфоритовые месторождения Кара-Тау имеют очень древний — среднекембрийский — возраст, А. Д. Архангельский отметил необходимость поисков фосфоритов в еще более древних отложениях — в протерозое.

Действительно, открытие фосфоритов Кара-Тау показало, что мощное накопление осадочных фосфатов происходило уже в ранние периоды геологической истории Земли. Но мы знаем, что в протерозое, по крайней мере верхнем, физико-географические условия на земной поверхности относительно мало отличались от тех, какие были в кембрии. Среди отложений протерозоя широко распространены различные химические осадки, развитые и в более юных отложениях: известняки, доломиты, кремнистые породы, железные и марганцевые руды. Естественно предположить возможность нахождения здесь и фосфатных осадков.

Отсутствие сведений о распространении в докембрии фосфоритов, по видимому, в значительной мере объясняется тем, что породы докембрия, как правило, сильно метаморфизованы. Метаморфизованные же фосфориты и производные от них пластовые апатиты при полевых исследованиях очень трудно отличить от окружающих их пород. Так, в горах Кара-Тау мелкокристаллические пластовые апатиты, обнаруженные автором, ранее не были замечены ни одним из многочисленных геологов, несмотря на то, что эти породы образуют мощные пласты. Апатиты Кара-Тау внешне напоминают тонкослойные кварциты или мраморизованные известняки, за которые они ранее и принимались (Безруков, 1939<sub>2</sub>).

Метаморфизм фосфатных пород Кара-Тау обусловлен контактовым воздействием интрузий, и апатитовые породы здесь связаны постепенными

переходами с фосфоритами. В протерозое, где породы обычно имеют региональный метаморфизм, таких переходов ожидать нельзя, и обнаружить апатиты в полевой обстановке без анализов и микроскопических методов исследования, вероятно, еще более трудно.

Отдельные факты, однако, говорят о распространении в протерозое осадочных фосфатных пород. Такими породами, по указанию Ф. Славика (1936), являются апатитоносные роговики Железных гор (Чехословакия), залегающие совместно с осадочными марганцевыми рудами. Первичное осадочное происхождение имеют, по мнению С. С. Смирнова (1928), и апатиты Слюдянки, приуроченные к определенному стратиграфическому горизонту. Следует отметить, что, как и апатиты Кара-Тау, они связаны с кварцево-диопсидовыми породами.

Широкое распространение протерозоя на территории СССР и особенно на необъятных пространствах Сибири ставит перед нами выдвинутую А. Д. Архангельским проблему исследования фосфатизации протерозойских пород.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Андрианов К. С. и Смирнов А. И. О фосфатно-сидеритовых породах тургинского горизонта Забайкалья. «Докл. АН СССР», 1940, т. 28, № 1.
- Архангельский А. Д. Геологическое описание фосфоритоносных отложений Костромской губ. по Волге к западу от г. Кинешмы и по р. Мере. «Тр. Ком. Моск. с.-х. ин-та по иссл. фосфоритов», 1909, т. 1.
- Архангельский А. Д. Исследование залежей фосфоритов по побережью Волги в Симбирской и северной части Саратовской губерний. «Тр. Ком. Моск. с.-х. ин-та по иссл. фосфоритов», 1910, т. 2.
- Архангельский А. Д. Верхнемеловые отложения востока Европейской России. «Материалы геол. Рос.», 1912, т. 25.
- Архангельский А. Д. Исследование залежей фосфоритов в области нижнего течения р. Аму-Дарьи. «Тр. ком. Моск. с.-х. ин-та по иссл. фосфоритов», 1915, т. 7.
- Архангельский А. Д. Верхнемеловые отложения Туркестана. Вып. 1. Верхнемеловые отложения северо-западных Кызыл-Кумов и Ферганы. «Тр. Геол. ком.», нов. сер., 1916, вып. 151.
- Архангельский А. Д. (1). История изучения русских фосфоритовых месторождений и общие результаты подсчета запасов фосфоритов в СССР. Сб. «Фосфориты СССР». Изд. Геол. ком., 1927.
- Архангельский А. Д. (2). Стратиграфия и геологические условия образования русских фосфоритов. Сб. «Фосфориты СССР», Геол. ком., 1927.
- Архангельский А. Д. (3). Петрографические и химические типы русских фосфоритов. Сб. «Фосфориты СССР». Геол. ком., 1927.
- Архангельский А. Д. О поисках залежей фосфоритов в СССР. «Докл. АН СССР», сер. А, 1930, № 5.
- Архангельский А. Д. К вопросу об условиях образования хоперских железных руд. «Бюлл. МОИП», нов. сер., т. 41; отд. геол., 1933, т. 11, № 1.
- Архангельский А. Д., Добров С. А. и Красовский А. В. Отчет об исследованиях залежей фосфоритов в Керенском и Чембарском уездах Пензенской губ. Отчет по геологическому исследованию фосфоритовых залежей. «Тр. Ком. Моск. с.-х. ин-та по иссл. фосфоритов», 1912, т. 4.
- Архангельский А. Д., Добров С. А. и Семихатов А. Н. Отчет об исследованиях залежей фосфоритов в Саратовской губ. в 1910 г. «Тр. Ком. Моск. с.-х. ин-та по иссл. фосфоритов», 1911, т. 3.
- Архангельский А. Д., Иванов А. П. и Самойлов Я. В. Результаты работ по геологическому исследованию фосфоритов Костромской губ. в 1908 г. Отчет по геологическому исследованию фосфоритовых залежей. Костромская губерния (рр. Волга и Унжа). «Тр. Ком. Моск. с.-х. ин-та по иссл. фосфоритов», 1909, т. 1.
- Архангельский А. Д., Красовский А. В. и Рошковский А. В. Очерк геологического строения и фосфоритовых залежей Спасского и восточной части Моршанского уездов Тамбовской губ. «Тр. Ком. Моск. с.-х. ин-та по иссл. фосфоритов», 1913.

- Архангельский А. Д., Крестовников В. П. и Шатский Н. С. Сеноманские и третичные фосфориты Южно-Русской впадины. Сб. «Фосфориты СССР». Геол. ком., 1927.
- Архангельский А. Д. и Ланге О. К. Отчет об исследованиях фосфоритовых залежей в Невзенской губ. в 1910 г. «Тр. Ком. Моск. с.-х. ин-та по исслед. фосфоритов», 1911, т. 3.
- Архангельский А. Д., Ланге О. К., Мирчик Г. Ф. и Ролковская А. В. Отчет по исследованию залежей фосфоритов в Краснослободском, Инсарском, Саранском, Мокшанском и Городищенском уездах Невзенской губ. в 1911 г. «Тр. Ком. Моск. с.-х. ин-та по исслед. фосфоритов», 1912, т. 4.
- Архангельский А. Д. и Пикшич Н. П. Геологическое строение и фосфоритовые залежи Дмитриевского и Рьельского уездов Курской губ. «Тр. Ком. Моск. с.-х. ин-та по исслед. фосфоритов», 1913, т. 5.
- Архангельский А. Д. и Самойлов Я. В. Фосфориты. Очерк фосфоритовых месторождений России. КЕИС. Естественные производительные силы России, т. 4. Полезные ископаемые, 1920, вып. 25.
- Архангельский А. Д. и Семихатов А. П. Геологическое строение и фосфоритовые залежи Камышинского уезда Саратовской губ. «Тр. Ком. Моск. с.-х. ин-та по исслед. фосфоритов», 1912, т. 4.
- Безруков П. Л. (1). Геологические исследования артинских фосфоритов на западном склоне Урала. «Агрономические руды СССР», 1939, т. 5.
- Безруков П. Л. (2). О контактовом метаморфизме фосфоритов. «Докл. АН СССР», 1939, т. 24, № 3.
- Безруков П. Л. Итоги изучения фосфоритоносного бассейна Кара-Тау. Сб. «Успехи геологического изучения Казахстана за 20 лет». Алма-Ата, 1941.
- Бушпелский Г. И. Петрография и некоторые вопросы генезиса актюбинских фосфоритов. «Бюлл. МОИП», 1938, вып. 4.
- Казakov А. В. Фосфатные фации. Происхождение фосфоритов и геологические факторы формирования месторождений. «Тр. НИУИФ», 1939, вып. 145.
- Петрушевский В. А. и Зайцев Н. С. Палеогеновые отложения южного склона Гиссарского хребта. Сб. «Каратагские фосфориты». Изд-во АН СССР, 1936.
- Нустовалов Л. В. Петрография осадочных пород, 1940, т. 2.
- Смирнов С. С. Материалы к геологии и минералогии Южного Прибайкалья. «Материалы по общей и прикл. геол.», 1928, вып. 83.
- Славик Ф. К геохимии марганца и фосфора. Сб., посвящ. акад. В. И. Вернадскому. Изд-во АН СССР, 1936, т. 1.
- Arkhangelsky A. D. (1). Historique de l'étude des gisements des phosphates de la Russie et statistique générale de ses réserves en phosphates. Les réserves mondiales en phosphates. Information faite par l'initiative du Bureau du XIV Congrès Géologique International. Espagne, 1926. Avec la collaboration des Services Géologiques et des spécialistes des différents pays, vol. 1. Madrid, Graficas Reunidas, S. A. 1928. Geologorum conventus XIV, Hispania, 1926.
- Arkhangelsky A. D. (2). Stratigraphie et conditions géologiques de la formation des phosphates de Russie. Там же.
- Arkhangelsky A. D. (3). Les types pétrographiques et chimiques des phosphates de Russie. Там же.
- Arkhangelsky A. D., Krestovnikov V. N. et Schatsky N. S. (4). Les gisements des phosphates cénomaniens et tertiaires de la dépression de la Russie méridionale. Там же.

Член-корр. АН СССР Н. М. СТРАХОВ

## ОЧЕРКИ КАРБОНАТОНАКОПЛЕНИЯ В СОВРЕМЕННЫХ ВОДОЕМАХ

Как известно, процессы, приводящие к накоплению карбонатов в осадках водосмов, достаточно разнообразны: внесение в составе твердого стока рек (карбонатная муть); химическая садка карбонатов из воды; биологическая экстракция  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{MgCO}_3$  из раствора для построения известкового скелета; образование карбонатов бактериями в процессе раннего диагенеза осадков (преимущественно плистных). Степень развития каждого из этих частных процессов, их комбинации друг с другом, общая интенсивность карбонатонакопления, минералогический состав карбонатов, наконец, механизм распределения их в осадке — все это чрезвычайно меняется от одного водоема к другому, причем обнаруживается теснейшая связь с физико-географическим типом бассейнов и с присущим их воде карбонатным режимом. Эта сторона дела и привлекает прежде всего внимание при исследовании карбонатного процесса в современных водоемах.

В дальнейшем мы попытаемся разобрать перечисленные вопросы, основываясь на материалах, полученных при изучении нескольких типов водоемов, в первую очередь экваториальной части Атлантического океана, как примера нормально соленого бассейна, а затем водоемов засушливой зоны СССР, исследовавшихся в последние годы мной и моими сотрудниками (Д. Г. Сапожников, Н. Г. Бродская, Э. С. Залманзон, Д. А. Виталь, Е. С. Шишова, А. Н. Зарубицкая, Р. М. Михайлова).

### 1. КАРБОНАТОНАКОПЛЕНИЕ В ЭКВАТОРИАЛЬНОЙ ЧАСТИ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

Карбонатообразование в современных океанах, особенно Атлантическом, принадлежит к числу наиболее изученных процессов. Поэтому я ограничусь изложением лишь основных моментов, необходимых для понимания специфики карбонатного процесса во внутриконтинентальных бассейнах засушливой зоны СССР. К тому же сравнение океанического и внутриконтинентального карбонатонакопления особенно оттеняет и выдвигает такие стороны океанического карбонатного процесса, которым до сих пор в литературе уделялось мало внимания.

#### 1. Гидрохимические и гидробиологические условия карбонатообразования в Атлантическом океане

Карбонатный режим Атлантического океана характеризуется относительно невысоким щелочным резервом, равным 2,1—2,5 мг-экв., и рН, колеблющимся на поверхности около 8,1, на глубинах же — около 7,8.

Существенно отметить, что так называемая удельная щелочность океанской воды, т. е. отношение  $\frac{A}{Cl}$  [ или  $\frac{A}{S}$  ], возрастает от экватора к высоким широтам и от поверхности океана к придонным частям воды. Наименьшая удельная щелочность ( $<0,1200$ ) наблюдается в Атлантическом океане у экватора; уже на широтах свыше  $10^\circ$  к северу и югу от экватора она увеличивается и достигает цифры  $0,1220$ . Между  $33$  и  $37^\circ$  ю. ш.  $\frac{A}{Cl} = 0,1223$  (19 определений); южнее  $37^\circ$  —  $0,1246$  (6 определений); еще далее к югу, около  $60^\circ$  ю. ш. (среднее из четырех определений «Метеора») —  $0,1235$ . По северу Атлантики данных мало, но при рейсе «Метеора» от Исландии до Гренландии было найдено (из трех определений)  $\frac{A}{Cl} = 0,1235$ .

Вертикальное распределение удельной щелочности  $\frac{A}{Cl}$  показано в табл. 1.

Таблица 1

Изменение  $\frac{A}{Cl}$  по вертикали в Атлантическом океане  
(по Ваттенбергу)

Глубина (в м)	Число наблюдений	Коэффициент щелочности $\frac{A}{Cl}$
0	64	0,1209
50	11	0,1207
100	6	0,1204
200	19	0,1210
250	9	0,1210
1000	25	0,1225
2500	40	0,1225
3000	—	0,1225
4000	—	0,1234
4500	—	0,1242
4900	—	0,1261
4950	—	0,1267
5000	Морское дно	—

Из материалов таблицы следует, что верхние 250 м (и несколько ниже) относительно обеднены  $CaCO_3$ ; на глубине около 100 м отмечается особая низкая удельная щелочность. Глубже 250 м содержание  $CaCO_3$  скачком возрастает и с 700 до 3000 м остается практически постоянным, после чего опять намечается прогрессирующее увеличение удельной щелочности до  $0,1270$ . Особенно значительное увеличение  $\frac{A}{Cl}$  происходит в непосредственном соседстве с дном.

Такое обогащение нижних горизонтов воды, особенно придонных, связано с минерализацией органических остатков и освобождением  $CO_2$ . Накопление последней приводит к обратному растворению падающих сверху скелетных кальцитовых раковин планктона, а также тонкозернистого кальцита, и к увеличению таким путем щелочного резерва.

Еще более важно то, что только в поверхностных нескольких сотнях метров океаническая вода находится в состоянии более или менее заметного пересыщения карбонатами, минимального в умеренных и высоких широтах,



максимального (до 250—350%) под тропиками. Вся остальная масса воды находится в стадии недосыщения карбонатами, правда относительно небольшого (степень насыщения  $\text{CaCO}_3 = 92-95\%$ ), и, следовательно, не может принимать участия в химической садке даже  $\text{CaCO}_3$ , не говоря уже о более растворимом  $\text{MgCO}_3$ . Оба эти обстоятельства, особенно убедительно выяснившиеся после работ экспедиции «Метеора», показаны в табл. 2, составленной Ваттенбергом (Wattenberg, 1933, 1937).

Таблица 2

**Насыщенность  $\text{CaCO}_3$  поверхностной воды Атлантического океана**

Широта (°)	60	50	40	30	20	0	20	30	40	50	60
Температура (°C)	0	4,4	13,3	19,5	22,1	26,2	25,1	22,4	17,5	10,9	6,9
Соленость (‰)	34,5	35,0	35,8	36,8	36,8	35,5	36,6	35,3	34,8	33,7	33,4
Степень насыщения $\text{CaCO}_3$ (%)	144	165	214	262	280	300	298	272	235	190	168

В противоположность довольно ограниченным возможностям химического осаждения карбонатов, предпосылки для биогенной экстракции  $\text{CaCO}_3$  в океанах весьма значительны, ибо океанические воды чрезвычайно богаты растительными и животными организмами, использующими карбонаты для построения своих скелетов. Следует особенно подчеркнуть, что выделяющие известь организмы обитают здесь не только в зоне воды, пересыщенной  $\text{CaCO}_3$ , но и на таких глубинах (и на таких широтах), где карбонаты недосыщают раствор. К тому же организмы способны к экстракции не только  $\text{CaCO}_3$ , но в некоторой степени и  $\text{MgCO}_3$ , который всегда резко недосыщает морскую воду (Ваттенберг, 1933). Биогенная экстракция карбонатов, следовательно, происходит и за пределами возможного их химического осаждения.

Кроме очерченных особенностей, для карбонатного режима океанов вообще, в том числе и Атлантического, характерна очень малая ежегодная подача карбонатов на единицу площади. Примерно оценить эту подачу помогает величина отношения  $\frac{B}{L}$ , где  $B$  — площадь континента, дренируемая океаном, а  $L$  — площадь самого океана. Это отношение у всех океанов совершенно ничтожно и составляет у Тихого океана всего 0,04, у Индийского 0,10, у Атлантического 0,30. Кроме того, реки, питающие океаны (Амазонка, Нигер, Конго, Ирравади, Ганг, Инд, Брахмапутра, Хуанхэ и др.), несут обычно воду мало карбонатную (около 1—1,5 мг-экв.  $\text{CaCO}_3$ ), а карбонаты находятся в ней в состоянии раствора, далекого от насыщения (Страхов, 1947). Поскольку отношение  $\frac{B}{L}$  у океанов очень мало, а воды, в них вливающиеся, мало карбонатны, естественно, что и ежегодное поступление карбонатов в среднем на единицу площади (например, на 1 м<sup>2</sup>) должно быть ничтожным.

Убедиться в правильности этого заключения можно еще иным путем. Как известно, осадки экваториальной части Атлантического океана точно стратифицированы (Schott, 1935) и существует карта их мощностей за послеледниковое время. Располагая этими материалами, а также данными по карбонатности осадков (в процентах), можно было в первом приближении построить карту абсолютных масс  $\text{CaCO}_3$ , накопившихся за послеледниковое время<sup>1</sup>, а затем, пользуясь этой картой, подсчитать среднюю интенсивность карбонатного процесса за 1000 лет. Получилась цифра, равная всего 0,5 г/см<sup>2</sup>. Если даже удвоить ее (принимая во внимание погрешности метода), то и тогда среднюю интенсивность карбонатного процесса следует признать ничтожной. Поскольку абсолютные мощности послеледниковых осадков в других океанах того же порядка (Piggot a. Urrig, 1942; Бруевич, 1949), что и в Атлантическом, очевидно, мы можем рассматривать нашу оценку как приближенную оценку современного карбонатакопления в океанах вообще. Забегая несколько вперед, отметим, что средняя интенсивность карбонатного процесса в океанах наименьшая сравнительно с интенсивностью его во всех других типах современных водоемов.

Итак, в современных океанических водоемах ничтожной ежегодной подаче карбонатов на единицу площади противостоят, с одной стороны, богатый и разнообразный мир организмов — экстракторов извести, с другой — очень ограниченные возможности химической садки карбонатов только из верхней тонкой пленки воды с вероятным последующим растворением их в более глубоких горизонтах водной массы.

В связи с этим особый интерес приобретают вопросы: как же в действительности складывается течение карбонатного процесса в условиях океанов? какой из процессов — химический или биологический — является здесь основным, ведущим? Ответить на эти вопросы помогает изучение морфологических типов карбонатов в разных типах океанических осадков.

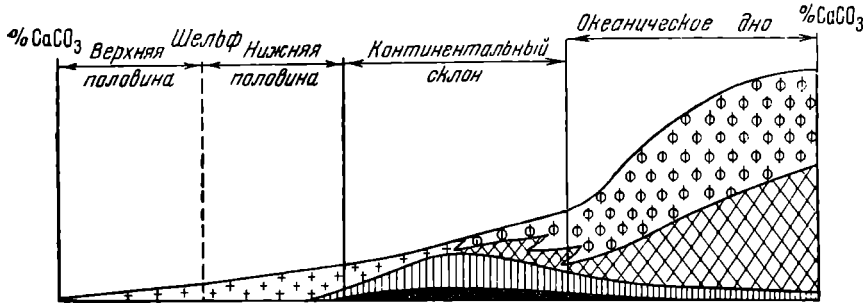
## **2. Морфологические и генетические типы карбонатов в осадках Атлантического океана и общий характер его карбонатообразовательного процесса**

Три типичных случая распределения разных морфологических и генетических типов карбонатов на поперечном сечении через Атлантический океан воспроизведены на фиг. 1. Рассмотрение профилей позволяет установить несколько характерных фактов. На шельфе, особенно в верхней его половине, в области песков, единственной практически формой карбонатов в осадке повсеместно являются цельные или битые раковины многочисленных донных животных и растений (ежей, двустворок, брахиопод, водорослей и т. д.). В обычных условиях, отвечающих первому профилю, количество органических остатков очень невелико (немногие проценты) и распределены они неравномерно, хотя и можно отметить некоторое возрастание с углублением дна. Во втором профиле, пересекающем участки с раковинными полями, ракушкам отвечает резкое повышение карбонатности осадка до 80—90%; однако и здесь совершенно подавляющей формой карбонатов являются органические выделения. В табл. 3 приводятся цифры, полученные Корренсом (Correns, 1935) для некоторых из

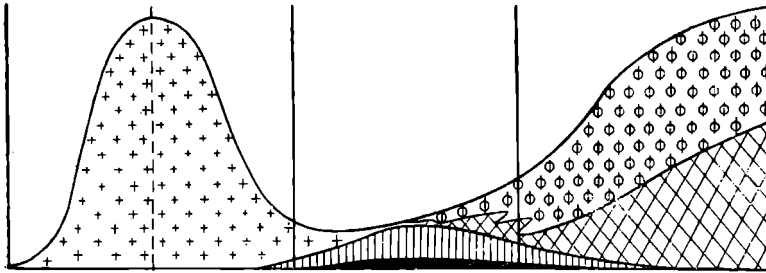
<sup>1</sup> О методике построения таких карт говорится в нашей статье, опубликованной в «Известиях Академии Наук» (1947<sub>2</sub>).

станции «Метеора» при подсчете различных организмов, встречающихся на таких полях (у Южной Америки и Западной Африки).

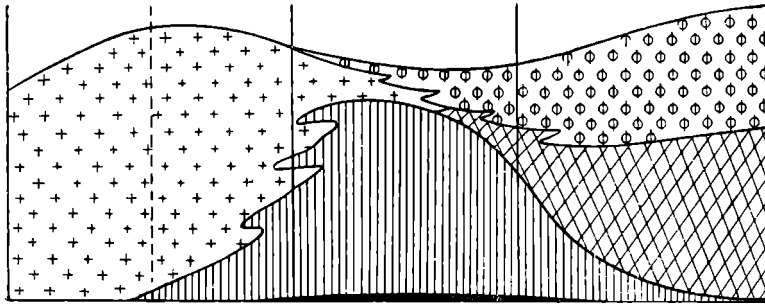
### I. Обычный тип распределения $\text{CaCO}_3$



### II. Шельф с ракушечниковыми накоплениями



### III. Разрез у п-ва Флориды и у Багамской отмели



Фиг. 1. Морфологические и генетические типы карбонатов в осадках Атлантического океана.

А. Биогенный  $\text{CaCO}_3$ : 1 — раковины зоо- и фитобентоса; 2 — фито- и зоопланктон.  
 Б. Тонкозернистый (пелитоморфный)  $\text{CaCO}_3$ : 3 — тонкодетритусовый и химически осаждаемый; 4 — диagenетический — бактериальный; 5 — диagenетический — за счет распада раковин планктона.

На флоридском побережье и на Багамской банке (см. третий профиль), где известковые илы начинаются возле уреза воды, подавляющую массу карбонатов образуют также органические остатки. «Мелководные отложения примерно до 30 м (10 фатомов), — пишет Торп, — состоят главным

Таблица 3

Состав богатых известью мелководных осадков во фракциях &gt;0,01 мм

Фракции (мм)		Станции и глубины. Общее содержание СаСО <sub>3</sub>					
		221 94 м 65%	227 66 м 86%	253 70 м 80%	254а 81 м 88%	269а 124 м 92%	278а 64 м 87%
20—2		Гл. обр. известко- вые водо- росли	Кораллы+ известко- вые водо- росли	Главным образом извест- ковые водоросли			
2—0,2	Фораминиферы . Известковые водо- росли . . . . . Обычный биоген- ный известко- вый материал . Минеральные зерна . . . . .	41,8 — 53,3 2,9	11,8 — 8,7 1,2	5 — 65 31	11,3 51,3 29,6 7,8	7,4 — 92 0,6	25 — 75 —

образом из относительно крупных, макроскопически заметных обломков раковин или из скелетов растений и животных, выделяющих известь. Более глубоководные осадки сложены главным образом более тонко раздробленным карбонатом кальция. Этот более тонкий осадок найден также в некоторых бухтах и заливах на поверхности подводных отмелей» (Thorp, 1935; см. также его статью в сборнике «Recent Marine Sediments», 1939). Состав шельфовых мелководных известковых осадков можно видеть из данных табл. 4.

Таблица 4  
Состав известковых мелководных отложений  
(по Торпу)<sup>1</sup>

Флоридский шельф (среднее из 50 обр.)	%	Багамская мель (среднее из 24 обр.)	%	Средний состав 74 обр.	%
Водоросли изве- стковые . . . . .	25,1	Известковые водо- росли . . . . .	18,0	Известковые водо- росли . . . . .	22,8
Моллюски . . . . .	17,5	Фораминиферы . . . . .	17,3	Моллюски . . . . .	15,8
Сильт . . . . .	13,9	Глина . . . . .	14,8	Сильт . . . . .	13,2
Кораллы . . . . .	9,3	Моллюски . . . . .	12,2	Фораминиферы . . . . .	11,7
Фораминиферы . . . . .	9,0	Сильт . . . . .	11,7	Глины . . . . .	10,2
Глина . . . . .	7,8	Кораллы . . . . .	8,2	Кораллы . . . . .	9,0
СаСО <sub>3</sub> . . . . .	5,3	СаСО <sub>3</sub> . . . . .	6,0	СаСО <sub>3</sub> . . . . .	5,5
Спикулы . . . . .	4,8	Шарики . . . . .	3,8	Спикулы . . . . .	3,6
Минералы . . . . .	3,9	Трубки червей . . . . .	3,0	Минералы . . . . .	2,8
Ракообразные . . . . .	1,4	Спикулы . . . . .	2,1	Трубки червей . . . . .	1,8
Трубки червей . . . . .	1,4	Оолиты . . . . .	1,6	Шарики . . . . .	1,3
Мшанки . . . . .	0,4	Агрегаты . . . . .	0,8	Ракообразные . . . . .	1,2
Оолиты . . . . .	0,4	Ракообразные . . . . .	0,7	Оолиты . . . . .	0,8
Шарики . . . . .	Следы	Минералы . . . . .	0,5	Мшанки . . . . .	0,3
	99,7	Мшанки . . . . .	Следы	Агрегаты . . . . .	0,2
			100,7		100,2

Аналогичные соотношения наблюдаются иногда и на глубинах около 200 м, как это видно из данных по одной станции (В<sub>3</sub>, глуб. 226 м), описан-

ной Торпом в другой работе (1931). Здесь при общем содержании  $\text{CaCO}_3$  в 57,7% на долю органических остатков приходится 50,7% (18,9% — пелагические фораминиферы, 8,7 — донные фораминиферы, 23,1 — прочие органические остатки).

Уже в нижней части шельфа, наряду с несомненно органогенным кальцитом, впервые начинает проступать тонкозернистый, тонкоалевритовый и пелитоморфный кальцит, без морфологических признаков биогенного происхождения. Но особенного развития он достигает в области гемипелагической синей глины, покрывающей континентальный склон. Общее содержание  $\text{CaCO}_3$  в этой глине колеблется от немногих процентов до 30%, после чего синяя глина уступает место глобигериновому илу. При такой общей карбонатности содержание органических остатков в синей глине измеряется обычно немногими процентами, как это видно из данных табл. 5, составленной по материалам Торпа (1931).

Таблица 5  
Содержание органических остатков в синей глине  
(в процентах)

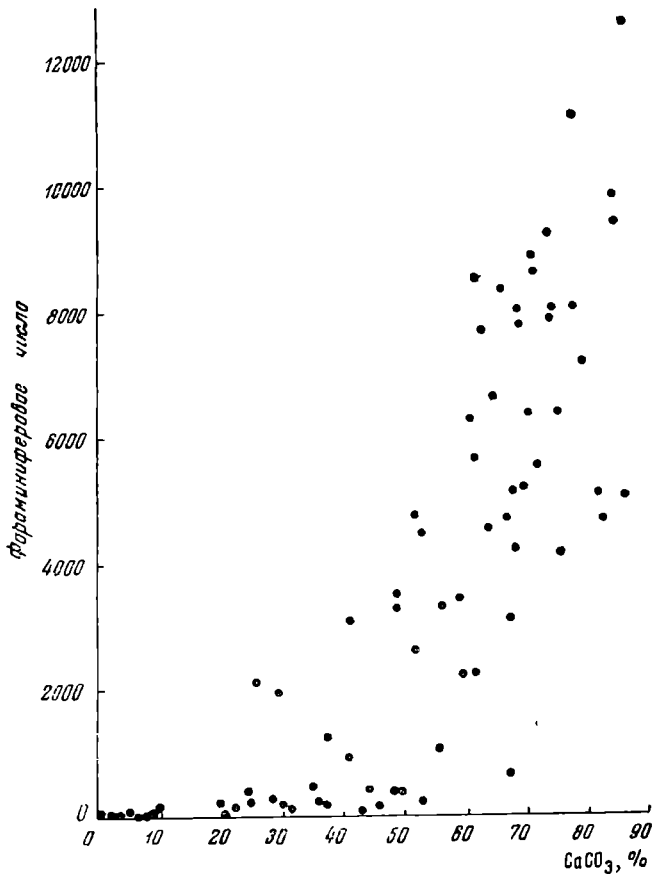
Станция	$\text{CaCO}_3$ , общий	$\text{CaCO}_3$ , органогенный	Тонкозернистый кальцит
14А	10,4	0,4	10,0
1	23,0	12,2	11,8
2	10,2	1,9	8,3
3	32,1	6,5	25,5
4	31,0	8,3	22,7
27 }	Копроли-	14,2	2,1
29 }	товый ил	20,7	2,5
			12,1
			18,5

Те же соотношения можно отметить в синей глине и по данным Корренса (1935). Они же наблюдаются и в известковых илах, фациально замещающих на континентальном склоне синюю глину в тех местах, где поступление обломочного силикатного материала с берега резко ослаблено. Так, на ст.  $S_{10}$  (по Торпу) в таком известковом илу (глубина 1800 м) при общей карбонатности 82,6% органические остатки (главным образом фораминиферы) составляют всего 9,5%; остальное — тонкозернистый (пелитоморфный) кальцит.

В пелагическом глобигериновом илу соотношения разных форм карбоната снова меняются. Органогенный кальцит, по детальным исследованиям Корренса (1935) и Шотта (1935), образован здесь раковинками фораминифер, птеропод и кокколитами — известковыми пластинками водорослей *Coccolithophoridae*. Главную роль при этом всегда играют фораминиферы, слагающие от 0 до 75% всей массы карбоната осадка. Значение фораминифер как карбонатообразователей хорошо демонстрируется диаграммой Корренса (фиг. 2), на которой по оси абсцисс отложено содержание  $\text{CaCO}_3$ , по ординате же — так называемое фораминиферовое число, т. е. число фораминифер, получаемых при отмучивании 1 г сухого осадка во фракции с радиусом  $>0,1$  мм. Из диаграммы легко усмотреть, что с повышением процентного содержания  $\text{CaCO}_3$  фораминиферовое число также (и очень резко) возрастает.

Микрозернистый (пелитоморфный) карбонат (кальцит) встречается в глобигериновом илу повсеместно, но в резко

изменяющихся количествах. Его значение в осадке можно оценить, воспользовавшись данными механического анализа глобигеринового ила. Примем, что песчаная и алевритовая фракции этого ила целиком сложены органогенным карбонатом, в пелитовой же фракции карбонат целиком пелитоморфный. В таком допущении есть двойная неточность. В о - в р ы х, в песчаной и алевритовой фракциях всегда имеется ничтожная примесь некарбонатного материала — глины, забившейся в пустоты раковин; этот глинистый материал составляет обычно около 8—10% веса



Фиг. 2. Связь между числом фораминифер в 1 г сухого осадка и общей карбонатностью осадка Атлантического океана.

всей фракции. В о - в т о р ы х, в карбонатах пелитовой фракции обычно присутствует от 3 до 13% кокколитов. Однако, не учитывая в первом случае содержания глины, а во втором — кокколитов, мы почти уравновешиваем неточности и получаем отношения, приближающиеся к истинным. Определенный таким приближенным способом пелитоморфный кальцит составляет в глобигериновом илу от 5 до 75% всей массы CaCO<sub>3</sub>, чаще же всего около 40%.

Уже из приведенных данных видно, какую большую роль в карбонатобразовании в океанах играет непосредственное биологическое извлечение CaCO<sub>3</sub> организмами. Несомненно, однако, что сохранившиеся в осадке

форменные органические остатки неолоно передают действительное значение биогенного карбонатакопления в геохимическом цикле океанов. Это объясняется достоверным существованием и широким распространением в океане процессов, разрушающих органические формы кальцита и превращающих органический кальцит в тонкозернистый (мелкоалевритовый и пелитоморфный).

Первый из этих процессов приурочен к шельфовой зоне и состоит в перетирании раковин волнениями воды в мелкий и мельчайший детритус, который затем волнениями и течениями океанических вод выбрасывается из мелководной зоны и откладывается на континентальном склоне и далее к центру океана. Оценить цифрами роль этого процесса пока нельзя, но едва ли можно сомневаться в том, что тонкозернистый карбонат синой глины и замещающего ее известкового ила в значительной мере именно такого происхождения. Этот процесс образования микродетритусового тонкозернистого  $\text{CaCO}_3$  с особой наглядностью проявляется у коралловых островов, обычно окаймленных на глубине тонкозернистыми известковыми илами.

Второй процесс локализуется в пелагических частях моря и состоит в распаде раковин фораминифер на слагающий их тонкозернистый кальцит. Известно, что тонкие известковые призмы, из которых состоят раковинки многих фораминифер, при жизни организма склеены органическим веществом — псевдохитином, представляющим собой белковое тело (альбумоид). Корренсу удалось искусственно, путем кипячения фораминифер с 10% КОН в течение 10 час. на водяной бане, вызвать частичное разрушение органической структуры исходного материала. В природе распад раковин фораминифер происходит при гниении органического вещества, склеивающего кристаллы, особенно же при прохождении фораминифер через пищеварительный канал илюядных (и планктоноядных) животных. На то, что распад раковин действительно имеет место, указывает целый ряд фактов. «Большая часть фораминифер, принадлежащих к сем. Globigerinidae, — пишет Шотт (1935, с. 108), — при жизни обладает многочисленными известковыми иглами, благодаря которым поверхность индивидуума увеличивается, а вместе с ней растет и способность к плаванию. Почти у всех отмерших фораминифер, лежащих на морском дне, известковые (плавательные) иглы отсутствуют; только пробы ила со ст. 296 «Метеор» с глуб. 2396 м и со ст. 56 «Стефан» с глуб. 3328 содержат единичные *Globigerinoides sacculifera*, у которых еще можно было видеть остатки игл. Можно поэтому принять, что после смерти животного известковые иглы растворяются (или распадаются) в первую очередь». Следы распада раковин обнаруживаются и при изучении распространения отдельных видов фораминифер. Так, наиболее распространенная из фораминифер экваториальной части океана *Gl. sacculifera* встречается сравнительно редко на больших глубинах в котловине о-ва Зеленый мыс и в мелководном продолжении североамериканской котловины, через перевал Пара, к Бразильской впадине; между тем, в поверхностных слоях воды над этими котловинами данный вид очень распространен; очевидно, большинство скорлупок *Gl. sacculifera* исчезает (распадается) при падении на дно. Соотношение с глубинами проявляется у этого вида местами столь отчетливо, что изоплеты приблизительно совпадают с изобатами; вне пределов береговой зоны местами ход изоплет *Gl. sacculifera* в общих чертах передает морфологию морского дна. У *Orbulina universa*, *Globigerinoides*

*rubrum*, *Globorotalia crassa*, *Gl. truncatulinoides* также наблюдается некоторая связь между изоплетами и изобатами, впрочем не столь яркая, как у *Globigerinoides sacculifera* (Schott, 1935). Своёобразие распространение *Globorotalia tumida*. В отличие от всех названных выше форм она накапливается именно на больших глубинах, так что глубоководные котловины являются как бы собирателями (накопителями) *Gl. tumida*. Причиной этого является плотная толстая раковина указанного вида, которая противостоит разрушающему действию воды и микроорганизмов и поэтому достигает больших глубин океана. Приведенные примеры доказывают, что разрушение раковин фораминифер при их падении на дно — реальный процесс. Почему-то принято считать, что это разрушение осуществляется путем растворения раковинок. Скорее можно полагать, что происходит распад раковинок на составляющие их микрокристаллы с превращением органогенного кальцита в порошкообразный. Характерно, что прямых следов растворения на раковинках фораминифер Корренс так и не нашел, несмотря на самые тщательные поиски в этом направлении. Фораминиферовый же детритус (получающийся, между прочим, и при распаде раковинок благодаря разрушению органического цемента кристаллов) находится в глубоководных илах в изобилии.

Имея в виду такого рода механизм исчезновения раковинок фораминифер и образования порошкообразного кальцита, мы сделали попытку по количественным данным проследить связь пелитоморфного  $\text{CaCO}_3$  с глубинами. Для этой цели были использованы те приблизительные оценки пелитоморфного карбоната по каждой пробе глобигеринового ила, о которых говорилось выше. Результаты приведены в табл. 6.

Таблица 6

Связь пелитоморфного $\text{CaCO}_3$ с глубинами в Атлантическом океане (в %)					
Интервал глубин проб глобигеринового ила	Число проб	Порошкообразный карбонат		Оформленный карбонат	
		среднее	пределы колебаний	среднее	пределы колебаний
2000—2500	1	5	—	95	—
2500—3000	6	17	0—32	83	100—68
3000—3500	7	25	7—40	75	93—60
3500—4000	7	25	6—50	75	94—50
4000—4500	15	33	5—56	67	95—44
4500—5000	16	55	25—75	45	75—25
5000	7	58	16—65	42	84—35

Как видим, по мере углубления дна все большая относительная масса карбоната кальция в глобигериновом илу переходит в аморфное порошкообразное состояние. Если на глубинах меньше 3000 м фораминиферы слагают подавляющую массу карбоната, то на глубинах свыше 4500 м господство переходит уже к порошкообразному кальциту. Причина уменьшения числа раковинок фораминифер состоит в том, что с углублением дна увеличивается время падения раковинок и возрастают возможности бактериального разрушения органического вещества, склеивающего кристаллический  $\text{CaCO}_3$ , строящий раковины; масса пелитоморфного  $\text{CaCO}_3$  при этом, естественно, возрастает.

Итак, перетирание раковин в шельфовой зоне, с одной стороны, распад их при гниении органического вещества, склеивающего микрокри-



сталлы раковин, с другой, — маскируют, понижают истинную роль биогенного процесса в карбонатообразовании океанических бассейнов. Реальная роль этого процесса значительно выше,<sup>1</sup> чем можно судить по распространению форменных остатков организмов, а роль химического осаждения ниже, чем это можно было бы предполагать по процентному содержанию микрзернистого карбоната.

Следует иметь также в виду, что некоторая, пусть и очень небольшая (см. Страхов, 1948), часть микрзернистого карбоната океанических илов, несомненно, образовалась в результате деятельности бактерий. Это в еще большей степени сужает возможную роль чисто химических процессов в накоплении океанических карбонатов.

При таких условиях, естественно, возникает вопрос: существует ли вообще в океанах химическая садка карбонатов из воды? Из физико-химических свойств карбонатных растворов вытекает, что единственными областями, где следует ожидать сколько-нибудь заметной химической садки кальцита, являются прибрежные мелководные зоны тропиков. И едва ли можно считать случайным совпадением, что именно в этих областях мы только и находим несомненные следы химического кальцитобразования.

Классическими примерами могут служить площади карбонатных илов флоридского мелководья и Багамской отмели. Среди органических остатков мелководья в некоторых случаях, например в Южной бухте, внутри лагун Тортугас и Маркезас, встречается также и тонко раздробленный карбонатный ил, у которого пелитовая фракция составляет более 40%. Около половины карбонатных частиц пелитовой фракции состоит, по Торпу, из своеобразных арагонитовых иголочек, т. е. мельчайших удлиненных кристалликов арагонита. Эта своеобразная форма  $\text{CaCO}_3$  впервые была установлена здесь Воганом в 1917 г. и признана им за форму чисто химически образованного карбоната кальция. Фактические доказательства справедливости такого толкования были даны, однако, лишь много позже, в работах Блэка (Black, 1933) и Смита<sup>1</sup>.

Резюмируя свои наблюдения над водой Багамской отмели в марте 1930 г. (во время интернациональной экспедиции на эту отмель), а также некоторые литературные данные, Блэк установил два существенных факта:

В о - п е р в ы х, температура воды над отмелью круглый год несколько выше, чем в открытом океане. Средняя температура Гольфштрема во Флоридском проливе колеблется от 75° F зимой до 84° F летом, у западного же побережья о-ва Андрос на мелководье в феврале и марте — от 75 до 81° F, в то время как в мангровых зарослях и болотах колебания были еще выше. По наблюдениям же Филда и Фика в июле 1927 г., средняя температура на мелководье была 86° F, а непосредственно у побережья даже 90 и 92° F (Black, 1933).

В о - в т о р ы х, соленость на мелководье, как раз в области илов с арагонитовыми иголочками, была заметно выше, чем в открытом океане. В то время как за пределами мелководья сумма солей составляла 36,6—37,0‰ (обычные цифры для западной части Атлантики), на мелководье явно обозначалась область с 38—38,5‰. Это обстоятельство свидетельствует о том, что более теплая вода над мелководьем испаряется сильнее,

<sup>1</sup> Цитируется по работе Свердрупа и др. (Sverdrup, Johnson a. Fleming, 1942).

чем в открытом океане, что и вызывает появление очага повышенной солености. Но при испарении воды и ее осолонении неизбежна химическая садка  $\text{CaCO}_3$ , ибо увеличение солености на 1‰ равносильно понижению растворимости на 5% от исходной (Trask, 1937). Арагонитовые иголки, накапливающиеся в илах мелководья, очевидно и представляют этот химически выпавший  $\text{CaCO}_3$ . Последнее звено в цепи доказательств было найдено Смитом в 1940 г. Непосредственными измерениями он показал, что щелочной резерв в воде мелководья ниже, чем в открытом море, т. е. что, по мере испарения воды на мелководье, химическая садка  $\text{CaCO}_3$  действительно происходит. Ревелл произвел опыты с водой, взятой над Багамской отмелью (Sverdrup, Johnson and Fleming, 1942). Этот исследователь продувал через нее воздух, лишенный  $\text{CO}_2$ , что содействовало разрушению имевшихся в воде бикарбонатов кальция. В результате из воды осел порошок, состоявший из иголок арагонита, по размерам и виду в точности отвечающих арагонитовым иголкам из осадков Багамской отмели.

Итак, можно считать вполне доказанным химическое происхождение части карбонатов (в частности, арагонитовых иголок) в условиях Багамской банки. Тем самым доказывается вообще, что химическая садка  $\text{CaCO}_3$  в океанах действительно происходит, и именно там, где это предугадывается гидрохимической теорией: на мелководье, в тропической зоне океанов. В открытом море, в пелагической зоне осадков, химический процесс постепенно ослабевает, и следы его в осадке теряются.

Мы нащупываем, таким образом, основную характерную черту — специфику процесса карбонатообразования в современных океанических водоемах. Она состоит в резком преобладании непосредственно биологической экстракции  $\text{CaCO}_3$  из воды над всеми остальными путями карбонатоосаждения. В частности, чисто химическое осаждение  $\text{CaCO}_3$  в океанах резко подавлено и в сколько-нибудь уловимой степени протекает лишь в прибрежной, мелководной зоне тропиков. Совершенно второстепенную роль играет также и микробиологическое осаждение карбонатов, локализованное в илу и ограниченное ничтожными запасами потребного для его течения органического вещества (Страхов, 1948).

Нетрудно видеть, что преобладание в океанах непосредственно биогенного выделения  $\text{CaCO}_3$  над всеми другими видами осаждения карбонатов прекрасно увязывается с питанием океанов карбонатным материалом и с их гидробиологическими особенностями. Как указывалось выше, океаны получают, по сравнению с прочими водоемами, минимальное количество карбонатов на единицу их площади. Этому минимальному годовичному поступлению  $\text{CaCO}_3$  противостоит, с одной стороны, широко развитый мир донных и планктонных выделяющих известь организмов, обитающих повсеместно (географически) и на всех глубинах, с другой, — сравнительно тонкая пленка воды, пересыщенной  $\text{CaCO}_3$ , где только и возможен химический процесс; в остальной подавляющей массе океанической воды  $\text{CaCO}_3$  находится в фазе недосыщения и химическое осаждение исключается. Что же удивительного, если в этих условиях именно органический мир захватывает главную массу поступающего карбонатного материала, а химический процесс в карбонатообразовании резко подавляется и оттесняется на второй план? Других соотношений, пожалуй, трудно и ожидать.

Дальнейшая судьба биогенного и химически осажденного карбоната в океанах существенно различна. Биогенный карбонат, будучи выделен в определенных точках водоема, испытывает лишь незначительное пере-

распределение при движении воды, в главной же массе своей прочно фиксируется на дне; он практически иммобилен, даже когда речь идет о планктоне, как это доказано Шоттом (Schott, 1935). Пелитоморфный, химически осажденный в прибрежной зоне, карбонат, напротив, лишь в незначительной степени оседает на мелководье (пример — Багамская отмель). Как правило, главная масса его выбрасывается в открытое море и садится вместе с глинистым веществом в гемипелагической зоне, образуя здесь главную массу свойственного синей глине пелитоморфного карбоната. Сюда же относятся и тот тонкозернистый карбонат, который получается в прибрежной зоне при измельчении (перетирации) известковых раковин организмов.

### 3. О доломите в составе осадков Атлантического океана

Как известно, в состав карбонатной части океанических осадков всегда или почти всегда входит еще и  $MgCO_3$ , то в очень незначительном количестве — в «рассеянной» форме, то в виде крупных скоплений. Поэтому, касаясь характеристики океанического карбоната, необходимо хотя бы вкратце остановиться и на этой стороне вопроса.

Для глубоководных отложений до сих пор наши знания базируются на анализах экспедиции «Челленджера». К сожалению, солянокислые вытяжки здесь не сопровождалась определениями  $CO_2$  и, следовательно, значения  $MgCO_3$  были завышены.

Таблица 7

Состав (в %) карбонатов гемипелагических и пелагических осадков  
(по Меррею и Ренару)<sup>1</sup>

Наименование осадков	Общая карбонатность осадка	$CaCO_3$	$MgCO_3$	Число анализированных проб
Синий ил . . . . .	12,48	2,35	0,85	2
Зеленый песок . . . . .	} 37,65	49,46	2,02	1
Зеленый ил . . . . .		46,36	0,57	1
Вулканический ил . . . . .	24,62	36,44	1,43	3
Глобигериновый ил . . . . .	64,47	66,60	1,12	21
Птероподовый ил . . . . .	79,25	82,54	0,90	3
Красная глина . . . . .	6,70	6,59	1,84	16
Радиоляриевый ил . . . . .	4,01	3,21	1,98	3

<sup>1</sup> Цитируется по С. В. Бруевичу и А. И. Беляеву (1941).

Из данных табл. 7 видно, что общее (среднее) количество  $MgCO_3$  в глубоководных илах ничтожно и колеблется в разных типах осадков, в общем между 1 и 2%. Если же учесть, что содержание  $MgCO_3$  здесь заведомо завышено (из-за несовершенной методики анализа), то мы должны будем признать, что степень магниальности глубоководных и мелководных илов приблизительно одинакова. [Противоположный вывод С. В. Бруевича (Бруевич и Беляев, 1941) сделан при игнорировании отмеченного методического дефекта и потому неверен.] Поскольку происхождение глубоководных карбонатных илов океанов биогенное (см. выше), с этим

происхождением следует связывать и их магнезиальность. Минералогическая форма  $MgCO_3$  установлена не вполне точно. Корренс указывает на неоднократное нахождение ромбоэдров доломита в глобигериновых илах экваториальной части Атлантического океана. Раджиевский приводит доломит в числе минералов тяжелой фракции из осадков у гвинейского побережья и у о-ва Зеленый мыс. Исчерпывается ли этими доломитовыми зернами вся масса  $MgCO_3$  в осадке или же имеется еще  $MgCO_3$  обычного «раковинного» типа (т. е. неопределенной минералогической формы), остается неясным.

Близкая картина содержания и распределения  $MgCO_3$  обнаружена Торпом (1931, 1935) в мелководных известковых илах Багамской отмели и Флоридского мелководья, где, как мы знаем, накаплиются осадки с некоторой примесью химически осажденного материала. По многочисленным анализам Торпа оказалось, что  $MgCO_3$  всегда присутствует в осадке, но в весьма незначительных количествах, колеблющихся от 0,4 до 3%, редко выше. Постоянное наличие углекислого магния среди карбонатов мелководных известковых осадков связано, вероятно, с тем, что сами эти осадки в основе своей биогенны и состоят из обломков кораллов, водорослей, иглокожих и т. д., т. е. таких групп организмов, которые концентрируют в своем скелете наряду с  $CaCO_3$  и  $MgCO_3$ . Торп специально анализировал скелеты известковых водорослей, кораллов и других организмов с Флоридской отмели и убедился в том, что они содержат  $MgCO_3$ . В связи с этим интересно отметить, что оолитовые зерна, представляющие собой чисто химическое образование, почти не содержат  $MgCO_3$ . Лишь в одном случае углемagneзиевая соль составляла 0,38% в трех же других образцах определялись только ее следы. Форма  $MgCO_3$  в осадке не была определена Торпом. Возможно, это та своеобразная форма  $MgCO_3$ , которая присуща раковинам.

На фоне слабой доломитизации подавляющей массы океанических осадков встречаются отдельные точки, участки, где доломитизация выражена гораздо резче. Такими участками в экваториальной части Атлантического океана являются места развития известковых конкреций среди карбонатных осадков.

Доломитизация конкреций была описана в 1907 г. Филиппи (Philippi, 1907) на примере отмели «Сена». Отмель эта находится под  $33^{\circ}47'$  с. ш. и  $14^{\circ}20'$  з. д. к северо-востоку от о-ва Мадейры. Глубина отмели всего 146 м, но склоны ее уходят под углом  $11-25^{\circ}$  на глубину до 4000 м.

18 августа 1899 г. экспедиционное судно «Вальдивия» драгировало на этой отмели, и драга принесла с глубины 150 м известковый песок, который состоял из обломков мшанок, кораллов и гидрополипов, раковин птеропод и других моллюсков, игол и скорлупок ежей, пелагических и донных фораминифер, отолитов, обломков ракообразных, твердых частей *Alcyonaria*, известковых водорослей, спикул губок, кусков пемзы и пр. Вместе с этой пестрой смесью главным образом органигенных составных частей драга принесла несколько своеобразных крупных кусков пород. Большинство их представляло собою светлый желтоватый известняк, со всех сторон пронизанный ходами животных и покрытый трубками серпул. Самый крупный кусок был уплощен, имел треугольные очертания и весил 2,1 кг. Вместе с известковыми кусками был найден обломок гранатового гнейса с ясно выраженной ледниковой шлифовкой. К нему были приклеены примазки известняка и, кроме того, поверхность куска усажена трубками червей и колониями губок.

На расколах известковых кусков было установлено, что поверхност-

ная их часть рыхла и дырчата, но внутренние участки очень крепкие и сплошные. Под микроскопом оказалось, что известняки представляют собой скопление мало измененных обломков организмов; преобладают двустворки и гастроподы, наряду с которыми часты обломки известковых водорослей. Достаточно обильны также пелагические и донные фораминиферы (*Globigerina*), но очень редки иглокожие, мшанки и кораллы. Эти органогенные обломки скреплены чрезвычайно тонкозернистым карбонатным цементом, окрашенным несколько темнее, чем органические остатки.

Химический анализ отдельных кусков выявил значительно повышенное содержание  $MgCO_3$ , как это видно из данных табл. 8.

Таблица 8

## Химический состав доломитных конкреций (в %)

$CaCO_3$	$MgCO_3$	$Ca_3(PO_4)_2$	$SiO_2$	$Fe_2O_3$	$Al_2O_3$	Cl	$SO_3$	$H_2O$
81,61	14,36	4,39	0,38	—	—	—	—	—
79,92	18,17	—	0,61	—	—	—	—	—
88,32	11,11	—	0,04	0,01	—	—	0,19	0,59
80,91	17,28	—	0,26	0,33	0,54	Следы	—	0,26

Для выяснения формы нахождения  $MgCO_3$  шлифы были обработаны реактивом Лемберга ( $AlCl_3$  + раствор кампешевого дерева). При такой обработке кальцит по истечении нескольких минут прокрашивается, доломит же остается неокрашенным. Выяснилось, что в конкрециях повсеместно имеется доломит, причем он встречается в трех формах. Наиболее часто доломит приурочен к цементу органических остатков. Среди тонкозернистой основной массы лежат многочисленные более крупные зерна с угловатыми, большей частью явно ромбоэдрическими очертаниями, которые даже после 10-минутного воздействия реактива Лемберга остаются неокрашенными и, таким образом, несомненно являются доломитными. Распределение ромбоэдров доломита в известковой массе цемента весьма неравномерное: на отдельных участках они скучиваются настолько, что составляют 0,9 цемента, на других преобладает тонкозернистая известковая масса. Вторая форма — доломит, замещающий раковинные остатки, что особенно хорошо видно на известковых водорослях. Процесс замещения протекает в несколько стадий. Вначале доломит выполняет внутренние поры скелета водоросли, потом происходит доломитизация стенок перегородок скелета; при этом остаток  $CaCO_3$  все же прослеживается посередине перегородок и разделяет две доломитные краевые полосы. Доломитизация происходит, таким образом, снаружи внутрь, и обычно в середине остается еще участок скелета с небольшим содержанием кальцита. Когда доломитизация становится полной, структура водоросли исчезает. Третья форма — доломит, выполняющий поры. Специальными пробами на арагонит (реакция Мейгена с азотнокислым кобальтом) установлено полное его отсутствие, что, как увидим ниже, вообще характерно для доломитового парагенезиса.

Из приведенной петрографической характеристики вытекают две характерные особенности процесса доломитизации: 1) она происходит по сле отложения осадка, в процессе диагенеза; на это указывает

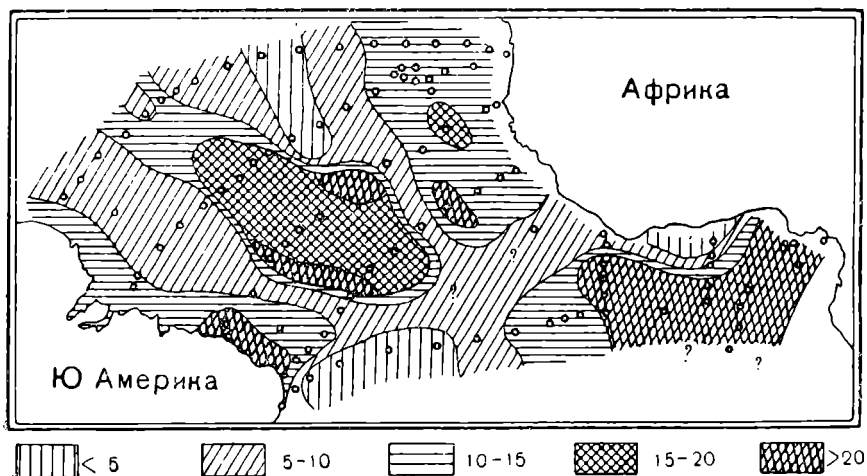
замещение доломитом раковинных остатков и пор; 2) доломитовое вещество переходит в раствор (в иловой воде) и активно в ней перемещается от одного участка к другому; на это указывают заполнение доломитом пор, неравномерная доломитизация цемента и центростремительная (извне — внутрь) доломитизация водорослевых остатков.

К сожалению, куски известняка в пробе с отмели «Сена» явно не современные. Органические остатки, ныне отлагающиеся на отмели, имеют, по словам Филиппи (Philippi, 1907), совсем иной габитус сравнительно с теми, какие включены в доломитизированных известковых кусках. Не исключено, что куски эти либо занесены на отмель вместе с гранатовым гнейсом, либо относятся к более древнему периоду, когда отмель «Сена» была мельче. Эти неясности не позволяют пока установить детали генезиса доломита. Однако приуроченность образования его к стадии диагенеза при всех вариантах остается незыблемой.

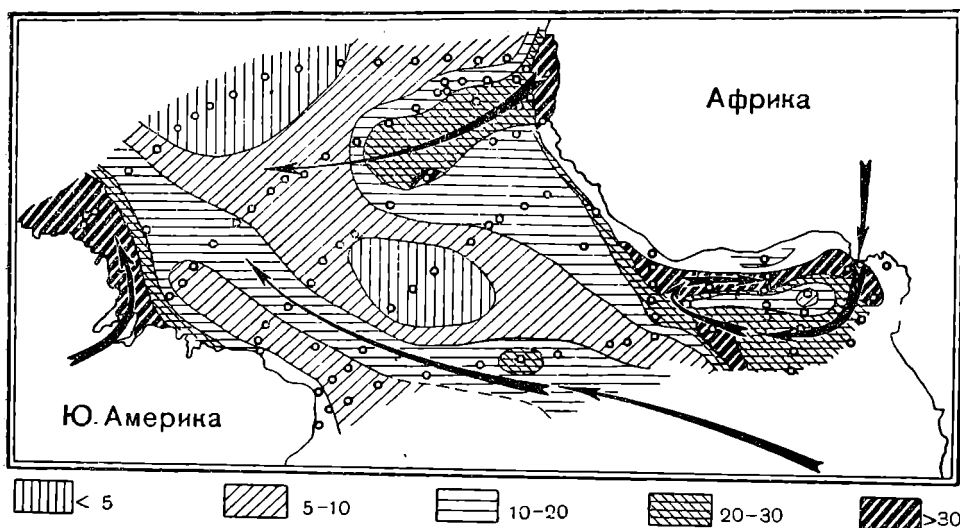
Своеобразные карбонатные конкреции были встречены также вблизи Бермудских о-вов на так называемых отмелях «Челленджера» и «Аргуса», имеющих глубину всего 8—10 м. В октябре 1905 г. Бин собрал на них много известковых желваков, погруженных в достаточно тонкий известковый пл. Желваки весили от 118 до 940 г и имели приблизительно шаровидную форму; поверхность их была ямчата и шероховата, и к ней прикреплялись известковые водоросли, гидрокораллы и другие организмы. На расколе было видно, что внешние слои имели концентрическое и ячеистое строение и были обогащены обломками кораллов, мшанок и известковых водорослей, внутренние же были более компактны и среди органических остатков они часто содержали раковины гастропод и других моллюсков. Химический анализ внутренних частей конкреций показал 88,61%  $\text{CaCO}_3$  и 4,98%  $\text{MgCO}_3$ , причем были определены также ничтожные количества  $\text{FeCO}_3 + \text{MnCO}_3$ , органического вещества и тонкого кластического материала. В более наружных частях конкреций содержание  $\text{MgCO}_3$  поднималось до 10,70%, вероятно за счет увеличения количества обломков водорослей и мшанок. К сожалению, форма углекислого магния не была исследована.

#### 4. Распределение карбонатов в осадках Атлантического океана (экваториальной его части)

Распределение абсолютных масс карбонатов, выпавших за послеледниковое время на поверхности дна океана (фиг. 3), контролируется почти целиком закономерностями биологического размещения выделяющих известь организмов и лишь в ничтожной степени (химически осажженный  $\text{CaCO}_3$ ) зависит от гидродинамического режима водоема. Поэтому карта абсолютных масс  $\text{CaCO}_3$ , накопившихся в экваториальной части Атлантического океана за послеледниковое время, существенно отличается от карты абсолютных масс одновременно осевшего силикатного обломочного материала, размещение которого целиком контролируется гидродинамическим режимом океанов (фиг. 4). Что касается процентного содержания  $\text{CaCO}_3$ , то на поперечном сечении через океан оно зависит прежде всего от различного по величине разбавления карбонатов обломочным силикатным материалом, что хорошо видно на фиг. 5 и 6. Влияние колебаний истинной интенсивности карбонатного процесса определяет здесь детали, а не основной смысл картины. В меридиональном направлении (вдоль Атлантического океана) влияние изменений истинной



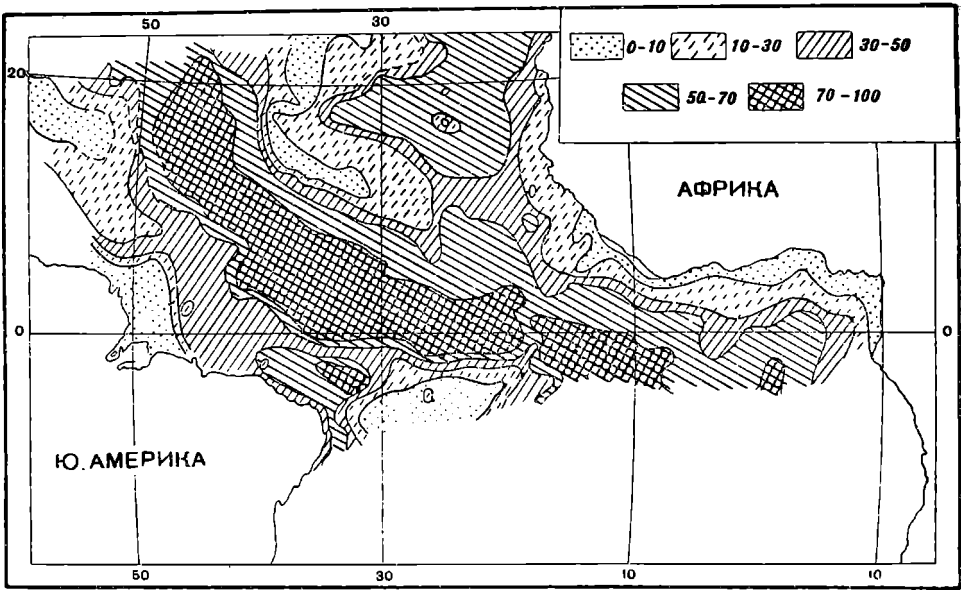
Фиг. 3. Карта абсолютных масс  $\text{CaCO}_3$  в осадках экваториальной части Атлантического океана за послеледниковое время (в  $\text{г/см}^2$ ). (По данным Корренса и Шотта пересчитано Н. М. Страховым).



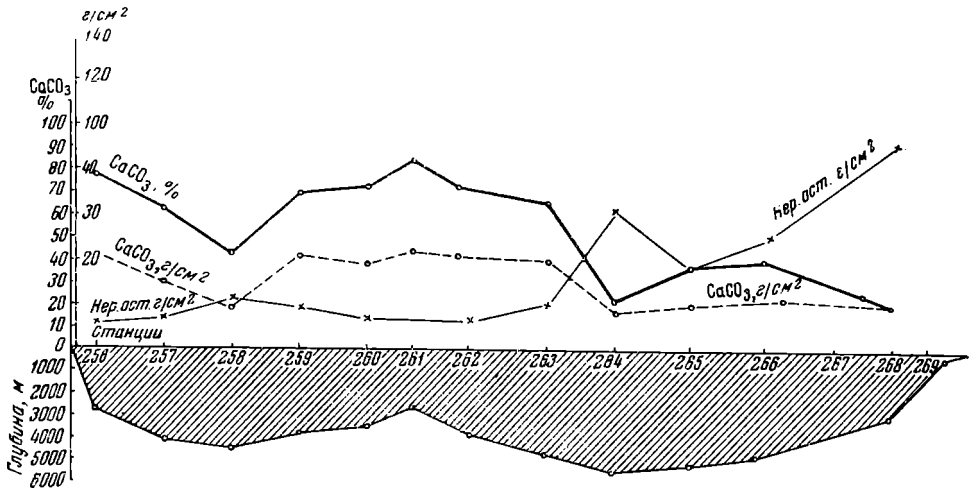
Фиг. 4. Карта абсолютных масс бескарбонатного обломочного материала в осадках экваториальной части Атлантического океана за послеледниковое время (в  $\text{г/см}^2$ ). Стрелки показывают направление течений. (По данным Корренса и Шотта пересчитано Н. М. Страховым).

интенсивности карбонатного процесса на процентное содержание  $\text{CaCO}_3$  в илах сказывается более четко, но лишь в высоких широтах, содействуя понижению процента карбонатности осадков.

В области пелагических илов отрицательное влияние на накопление карбонатов оказывает также большая глубина отдельных участков дна. Здесь, на глубинах свыше 4000—5000 м, растворяющая способность воды из-за ее гидростатического воздействия на  $\text{CO}_2$  (увеличение констант диссоциации) также увеличена, и это влечет за собой обратное растворение



Фиг. 5. Карбонатность осадков экваториальной части Атлантического океана, по Корренсу (в %).



Фиг. 6. Факторы, определяющие процентное содержание  $\text{CaCO}_3$  в илах Атлантического океана.

$\text{CaCO}_3$  в глубоких мульдах и понижение в них процентного содержания карбонатов. Растворяющее действие гидростатического давления проявляется, однако, очень слабо и лишь при условии малой подачи карбонатного материала сверху. Там, где абсолютная интенсивность карбонатного процесса в верхних горизонтах воды велика, высококарбонатные илы накапливаются и на дне весьма глубоких котловин.



Все сказанное о карбонатообразовании в современных океанах складывается в цельную картину и позволяет говорить об океаническом типе карбонатного процесса. Окраинные моря входят в этот же тип как локальная его вариация.

## II. КАРБОНАТООБРАЗОВАНИЕ В СЛАБО МИНЕРАЛИЗОВАННЫХ ВОДОЕМАХ ЗАСУШЛИВОЙ ЗОНЫ СССР

В водоемах засушливой зоны процессы карбонатообразования протекают гораздо более разнообразно и красочно сравнительно с тем, что мы видели до сих пор. Это и естественно, ибо в пределах именно аридной зоны гидрохимические типы водоемов достигают максимального разнообразия. Бассейны отличаются друг от друга не только ионными соотношениями в воде, но и огромным диапазоном минерализации, колеблющейся от самых первых ступеней осолонения до рап с соленостью 25—30—32%. Все это и обуславливает своеобразие и многогранность проявлений карбонатного процесса в водоемах аридной полосы. Чтобы разобраться в этом разнообразии, рассмотрим вначале карбонатообразование на самых низких ступенях минерализации, до соленостей 1—1,5%, а затем — эволюцию карбонатного процесса при осолонении водоемов разного гидрохимического типа.

На юге СССР в настоящее время располагается цепь слабоминерализованных внутриконтинентальных морей и озер засушливой зоны, на которых особенности карбонатообразования на ранних стадиях осолонения могут быть детально прослежены. Таковы моря Черное, Каспийское, Аральское и озера Балхаш, Иссык-Куль, а также серия более мелких.

Климатическое положение Черного моря сложное. Часть его лежит в засушливой зоне (от г. Варны до Севастополя), другая — в климате влажном и теплом, но с сухим летом. Такая ситуация ведет к тому, что по типу карбонатообразования Черное море очень сходно с водоемами собственно засушливой зоны и может рассматриваться как начальное звено в этой цепи.

### 1. Гидрохимические и гидробиологические условия карбонатного процесса в Черном, Каспийском и Аральском морях, в озерах Балхаш и Иссык-Куль

Карбонатный режим Черного, Каспийского и Аральского морей, а также озер Балхаш и Иссык-Куль отличается некоторыми характерными чертами. Необходимые данные сопоставлены в табл. 9.

Таблица 9

Карбонатная характеристика воды в водоемах засушливой зоны

Название бассейна	Щелочной резерв поверхностной воды	Щелочной резерв придонной воды	pH поверхностной воды	pH придонной воды
Черное море . . . . .	3,14	4,42	8,36	7,65
Каспийское море . . . . .	3,2—3,6	3,8 (?)	8,38—8,48	7,74
Аральское море . . . . .	2,6—3,0	2,8—2,6	8,2—8,3	7,8
Оз. Балхаш . . . . .	3,2—12,5	3,2—12,5	8,4—9,4	?

При изучении этих данных три обстоятельства бросаются в глаза. В о - п е р в ы х, все водоемы, несмотря на значительно варьирующую соленость, имеют высокий щелочной резерв, всегда выше океанического, причем это касается как поверхностной, так и придонной воды. Параллельно с этим всегда несколько растет и рН воды. В о - в т о р ы х, хотя подавляющее большинство изучаемых крупных водоемов принадлежит, подобно океаническим бассейнам, к III классу карбонатности (т. е. только с  $\text{CaCO}_3$ ), среди них имеются и водоемы II класса, в составе щелочного резерва которых участвует, помимо  $\text{CaCO}_3$ , еще и  $\text{MgCO}_3$  (Балхаш). Именно у озер II класса щелочной резерв поднимается до особенно больших величин, что и естественно, так как растворимость углекислого кальция повышена сравнительно с углекислым магнием. В - т р е т ь и х, вода всех водоемов на всех их горизонтах пересыщена  $\text{CaCO}_3$  в течение круглого года. Убедиться в этом можно путем сопоставления цифр щелочного резерва (табл. 9) с растворимостью  $\text{CaCO}_3$  в черноморской, каспийской и аральской воде, равной при  $30^\circ$ : в воде Черного моря — 1,45, Каспийского — 1,06, Аральского — 0,92 мг-экв. На пересыщенность черноморской воды углекислым кальцием указывали П. Т. Данильченко и Н. С. Спиро (1933). Пересыщенность каспийской воды  $\text{CaCO}_3$  была доказана С. В. Бруевичем (1937) специальными опытами встряхивания с порошком мрамора; опыты эти сопровождалась понижением щелочного резерва и, следовательно, осаждением избыточных масс  $\text{CaCO}_3$  (до 0,53 мг-экв.). Аналогичные опыты и с тем же результатом были проведены в 1948 г. Д. Г. Сапожниковым на иссыккульской воде. В воде оз. Балхаш состояние пересыщения  $\text{CaCO}_3$  наглядно демонстрируется понижением концентрации Са по мере осолонения воды; на западе (в опресненной части) Са = 54,7 мг/л, на востоке (в осолоненной части) Са = 14 мг/л.

Состояние пересыщения воды  $\text{CaCO}_3$  влечет за собой: 1) принципиальную возможность и неизбежность химического осаждения кальцита в названных водоемах; 2) отсутствие сколько-нибудь развитых процессов обратного растворения  $\text{CaCO}_3$  как в верхних слоях воды, так и в придонной ее части, чем внутриконтинентальные бассейны аридной зоны резко отличаются от океанических.

Интересную и важную особенность некоторых водоемов рассматриваемой группы составляет наличие в нижних слоях воды сероводородного заражения. Типичнейшим примером такого водоема является Черное море. В несравненно более слабой и временной форме это же явление выражено в Каспийском море, в южной котловине, и в Аральском — в западной, глубокой его части. В связи с этим интересно выяснить, как отражается на карбонатном режиме водоема наличие сероводородного заражения. Ответить на это можно, рассмотрев соответствующие данные по Черному морю.

Главнейшей особенностью сероводородной зоны является резко повышенный щелочной резерв. Это хорошо видно из табл. 10, заимствованной из работы М. А. Добржанской (1930).

Из приведенных цифр следует, что сероводородная зона содержит в избытке свыше 1 мг-экв.  $\text{CaCO}_3$ , т. е. выше 50 мг его на каждый литр воды. Таким образом, в нижнем ярусе в черноморской воде явно накапливаются большие массы углекислого кальция.

Накопление это осуществляется через своеобразный аномальный режим  $\text{CO}_2$ , обусловленный процессами сероводородного брожения.

В верхних слоях воды свободная углекислота находится в равновесии с давлением углекислоты в атмосфере и, лишь немного его превышая, за-

Таблица 10

Щелочность черноморской воды  
(по М. А. Добжанской)

Глубина (м)	Щелочность (мг-экв.)	Глубина (м)	Щелочность (мг-экв.)	Глубина (м)	Щелочность (мг-экв.)
0	3,136	125	3,085	300	3,419
25	3,127	150	3,153	500	3,683
50	3,108	175	3,145	1000	4,107
75	3,091	200	3,235	1500	4,212
100	3,086	225	3,322	2000	4,240

ключается в пределах  $3,5-5,5 \times 10^{-4}$  атм. Среднее давление углекислоты в атмосфере над Черным морем равно  $3,3 \times 10^{-4}$  атм. Ниже 50—60 м давление углекислоты возрастает непрерывно и очень равномерно, превышая в глубоких частях моря более чем в 10 раз давление углекислоты на поверхности моря (т. е. составляя  $35-55 \times 10^{-4}$  атм.). Чтобы подчеркнуть исключительность углекислотного режима глубоководной части Черного моря, напомним, что в океанах и морях (например, в Атлантическом океане) давление  $\text{CO}_2$  держится на уровне  $4 \times 10^{-4} - 6 \times 10^{-4}$  атм. и лишь в немногих случаях зарегистрирована величина  $12 \times 10^{-4}$  атм.

Причинами столь высокого содержания углекислоты в глубинах моря являются, с одной стороны, распад органических веществ, поступающих в глубины моря из поверхностных слоев, а с другой — процесс восстановления сернокислых солей углеродом органических веществ с образованием сероводорода и углекислоты.

Избыточные массы  $\text{CO}_2$  и удерживают в растворе те порции  $\text{CaCO}_3$ , которые генерируются в процессе редукции сульфатов по общеизвестной схеме:

1.  $\text{CaSO}_4 + 2\text{C} \rightarrow \text{CaS} + 2\text{CO}_2$ .
2.  $\text{CaS} + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 \rightarrow \text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{S}$ .
3.  $\text{CaCO}_3 + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Ca}(\text{HCO})_2$ .

Эта же избыточная  $\text{CO}_2$  может частично растворять падающий сверху органогенный и химически осажденный  $\text{CaCO}_3$ . Отсюда — резко повышенный щелочной резерв глубоких горизонтов черноморской воды.

Чтобы подтвердить сказанное, мы вычислили баланс кальция в сероводородной зоне, базируясь на определениях  $\text{Ca}^{++}$ ,  $\text{SO}_3^{--}$  и  $\text{CO}_3^{--}$ , выполненных П. Т. Данильченко и др. (Страхов, 1948). Результаты сведены в табл. 11.

Таблица 11

## Концентрация кальция в черноморской воде

Глубина (м)	Концентрация Ca, пропорциональная осолонению	Действительные концентрации Ca	Избыток (+) или недостаток (-) Ca против теоретического содержания	Выпадение (-) или дополнительное растворение (+) $\text{CaCO}_3$
200	0,2950	0,2950	—	0
300	0,3000	0,3000	0	0
900	0,3009	0,3038	+0,0029	+
1000	0,3082	0,3087	+0,0005	+
1500	0,3086	0,3119	+0,0033	+
2000	0,3090	0,3070	-0,0020	-

Из приведенных цифр видно, что начиная с верхней границы сероводородной зоны и до глубины 1500 м никакого выпадения Са из раствора нет. Напротив, почти везде отмечается некоторый, хотя и небольшой, избыток Са. Это доказывает, что не только весь бактериальный  $\text{CaCO}_3$  здесь удерживается в растворе (углекислотой), но происходит даже слабое дополнительное растворение хемогенного кальцита, поступающего сверху. И лишь в самом нижнем горизонте, глуже 1500 м, намечается ничтожно выраженное выпадение  $\text{CaCO}_3$ , составляющее всего 5,3 мг на литр воды. На весь столб воды, стоящий над каждым квадратным сантиметром дна, это составит лишь 0,265 г, т. е. совершенно ничтожную величину.

Из сказанного видно, что влияние сероводородного заражения на карбонатный режим водоема сказывается в том, что в нижних сероводородных слоях его постепенно (вековым процессом) происходит накопление избыточных масс  $\text{CaCO}_3$ , которые являются в буквальном смысле слова карбонатным резервом бассейна. Чем слабее выражено сероводородное заражение воды, тем слабее его влияние на карбонатный режим; в Каспийском и Аральском морях оно почти не проявляется.

Параллельно с изменениями гидрохимических особенностей внутриконтинентальных морей и озер засушливой зоны происходят характерные перемены в их гидробиологии.

Общеизвестно, что органический мир внутриконтинентальных морей, заливов и озер засушливой зоны резко отличается от органического мира нормальных морей бедностью своего группового и видового состава. Особенно следует подчеркнуть резкое сокращение числа видов организмов карбонатообразователей, как донных, так и планктонных. Кораллы, иглокожие, брахиоподы, птероподы совершенно исчезают из состава органического мира; только пелециподы, гастроподы, некоторые единичные фораминиферы, остракоды населяют обычно изучаемые водоемы, как это легко видеть из данных табл. 12.

Таблица 12.

Состав органического мира (виды) внутриконтинентальных морей и озер засушливой зоны  
(по Л. А. Зенкевичу, с дополнениями)

Название бассейна	Моллюски	Двустворки	Гастроподы	Фораминиферы	Кокколтофориды	Багринки	Остракоды	Мшанки
Средиземное море . . .	1457	358	965	Очень много	Есть	267	125	306
Черное море . . . . .	103	49	74	9	Нет	103	25	12
Каспийское море . . .	42	16	26	9	»	12	10	3
Аральское море . . . .	6	4	2	2	»	1	3	1
Оз. Балхаш . . . . .	6	2	4	Нет ?	»	Нет	Есть	Нет

Качественное обеднение органического мира на первых ступенях отклонения гидрохимического облика водоема от нормы компенсируется обычно

количественным расцветом остающихся форм. Но при дальнейшей «аномализации» гидрохимического режима озерных водоемов наступает общее угнетение органического выделяющего известь комплекса, и он начинает играть совершенно ничтожную роль.

Чтобы закончить характеристику условий карбонатакопления в бассейнах засушливой зоны, необходимо остановиться еще на специфике питания их карбонатным материалом.

В табл. 13 сопоставлены величины ежегодного поступления карбонатного материала (в мг/см<sup>2</sup>).

Таблица 13

## Интенсивность карбонатоотложения в водоемах засушливой зоны

Название бассейна	$\frac{B^*}{L}$	CaCO <sub>3</sub> (в мг/см <sup>2</sup> за год)	Примечание
Атлантический океан . . . . .	0,30	0,5	} По карте абсолютных масс CaCO <sub>3</sub>
Черное море . . . . .	3,6	7,4	
Каспийское море . . . . .	4,3	11,7	} По балансу стока (жидкого и твердого)
Аральское море . . . . .	7,0	19,4	
Оз. Балхаш . . . . .	8,9	30,9	

\* В — водосборная площадь; L — площадь водоема.

Из приведенных цифр с полной отчетливостью вытекает, что поступление карбонатов в водоемы засушливой зоны в десятки раз превосходит поступление их в океаны.

Такая резкая интенсификация питания карбонатами объясняется тремя причинами. Прежде всего отношение  $\frac{B}{L}$  у водоемов засушливой зоны всегда много выше, чем у океанов, и тем выше, чем меньше континентальный водоем. Но речной сток можно в первом приближении принять пропорциональным площади речного дренажа. Отсюда само собой получается, что маленькие внутриконтинентальные бассейны аридной зоны питаются карбонатами на единицу площади гораздо интенсивнее, чем огромные океаны. Это обстоятельство усугубляется еще тем, что реки, питающие бассейны засушливой зоны, обладают обычно гораздо большей концентрацией карбонатных солей сравнительно с реками, стекающими в океаны. Так, волжская вода у Астрахани содержит 2,15 мг-экв. CaCO<sub>3</sub>, вода Урала — 2,6, Терека — 2,7, Сулака — 2,06, Куры — 2,7, Дона — 4,7, Днепра — 2,8, Сыр-Дарьи — 2,63, Аму-Дарьи — 2,7, Или — 4,4. Эти цифры в общем в 1,5—2 раза (и более) выше соответствующих цифр для Амазонки, Конго, Инда, Брампутры и других рек, стекающих в океаны. Существовало, наконец, и то, что вода рек, протекающих в пределах засушливой зоны, насыщена и пересыщена CaCO<sub>3</sub>. Поэтому карбонаты начинают перемещаться в них не только в растворенном, но и во взвешенном состоянии. Прямые анализы речной мути ряда рек, выполненные в отделе сравнительной литологии Института геологических наук, показали, что содержание карбонатов колеблется во взвесах от 2 до 25% их сухого веса.

Зная дебит воды, получаемой некоторыми водоемами аридной полосы, приход взвешенных наносов, ионный состав воды, можно было вычислить примерные соотношения между массами обломочных и ионнорастворенных карбонатов. Полученные цифры сведены в табл. 14.

Таблица 14

Соотношения карбонатов взвешенных и растворенных в некоторых водоемах засушливой зоны (в %)

Название бассейна	CaCO <sub>3</sub> , растворенный	CaCO <sub>3</sub> , взвешенный
Черное море . . . . .	Больше 70 (?)	Меньше 30 (?)
Каспийское море (по С. В. Бруевичу) .	70	30
Аральское море (по Н. Г. Бродской) .	Около 35	Около 65
Оз. Балхаш (по Д. Г. Сапожникову) .	70	30

Мы видим, что взвешенный кальцит, как правило, составляет больше 30% от общей массы вносимого реками карбоната кальция, но иногда становится его главной формой, как, например, в Аральском море. Во всяком случае, это заметная приходная статья, благоприятно сказывающаяся на общем питании карбонатами водоемов засушливой зоны.

Добавим, что химические анализы речной мути обычно устанавливают в ее составе наряду с CaCO<sub>3</sub> еще и MgCO<sub>3</sub> в количествах от следов до 4%. Минералогическая его форма точно не известна, но очень вероятно, что это доломит, получаемый в результате разрушения коренных доломитизированных пород, выходящих в бассейне реки.

Сопоставляя изложенные черты карбонатного режима, гидробиологии и питания внутриконтинентальных водоемов засушливой зоны с тем, что мы видели в океанических бассейнах, нетрудно обнаружить характерные сдвиги, своего рода трансформацию соотношений. Во внутриконтинентальных морях и озерах засушливой зоны резко улучшаются как питание карбонатным материалом, так и возможности его химического осаждения и резко ухудшаются возможности биогенной экстракции CaCO<sub>3</sub>. Этот вывод имеет пока форму чисто качественной констатации. Посмотрим, что дает в этом отношении изучение морфологических и генетических типов карбонатов и количественных соотношений между ними.

## 2. Морфологические и генетические типы карбонатов в осадках морей и озер засушливой зоны

Морфологические типы карбонатов в осадках водоемов засушливой зоны довольно разнообразны и могут быть сведены в пять групп: 1) оолиты и оолитоподобные тела; 2) карбонатные корки; 3) раковинный карбонат; 4) дрюит; 5) пелитоморфный карбонат.

Оолиты довольно распространены в отложениях водоемов засушливой зоны и встречаются в той или иной степени во всех изученных нами бассейнах. Наибольшей выраженности они достигают в Аральском и Каспийском морях. В первом они приурочены к северо-западной части моря и локализуются вместе с ракушками по западному борту среднего мелководья, протягивающегося к югу от п-ова Куланды. Морфологически оолиты представляют собой зерна размерами 0,1—0,4 мм. В центре обычно песчаное зерно или обломок раковины. Концентры в количестве от 2—3 до 5—6 выражены очень четко. Проба Файгля показывает, что они

сложены арагонитом. Нередко несколько оолитовых зерен объединяются общей оболочкой.

В Каспии оолиты констатированы почти во всех шельфовых станциях по западному побережью от Апшеронского п-ова до р. Куры, на апшеронско-красноводском мелководном валу, в восточной шельфовой области от о-ва Огурчинского до Среднего Каспия включительно. Наибольшие скопления оолитов приурочены к восточной окраине моря, где они располагаются полосой от побережья до глубины в 45 и даже 90 м. Фациально оолиты явственно тяготеют здесь к ракушниковым грунтам, с наименьшим количеством обломочного материала, причем местами составляют не менее 80—90% осадка. Оолиты обычно бывают серого, темносерого, желтоватого и оранжевого цвета. Величина их колеблется от 0,1 мм до 0,8 и 1,2 мм. Форма округлая, то эллипсоидальная, то несколько сплюснутая. По внешнему виду оолиты часто неотличимы от мелкого, хорошо окатанного раковинного детритуса. Ядра оолитов сложены кварцевыми песчинками, комочками известкового ила, иногда мелкими (эмбриональными) раковинками гастропод. Концентрических слоев немного (2—3). По западному побережью Каспия количество оолитов резко убывает. Хотя оолиты констатированы в подавляющем большинстве колонок, но содержание их часто весьма незначительно, особенно в Прикуринском районе. Лишь там, где в осадке намечается обогащение раковинным материалом, как у северо-восточной и юго-восточной оконечностей Апшеронского п-ова и к югу от дельты Куры, содержание оолитов резко возрастает и в отдельных прослоях колонок они составляют до 30—40% от осадка.

Заслуживает упоминания, что в глинистых осадках апшеронско-красноводского вала незначительная примесь оолитов, рассеянных по всему разрезу колонок, наблюдается на глубинах до 200 м. Эта цифра, как и вообще все, что мы знаем о локализации оолитов в Каспии, совершенно не вяжется с тем, что было до сих пор известно о распространении морских оолитов, считавшихся типичными образованиями прибрежной зоны. Невольно напрашивается вопрос: не смещены ли в какой-то степени оолиты Каспия на их современные глубины действием волнений и течений?

На Черном море оолиты были обнаружены М. Г. Барковской на участке от Евпатории до Севастополя, в районе, где на побережье выходят древние (сарматские) оолитовые известняки. Возможно, что мы имеем дело здесь с перемывом древних оолитовых накоплений.

В осадках Балхаша и Иссык-Куля оолитовые образования встречаются редко, не образуют больших скоплений, а представлены обычно единичными редкими зернами, причем самые оолиты примитивны, слабо развиты и слагаются всего одной-двумя оболочками.

В ряде случаев в Каспийском и Аральском морях оолитовые накопления вместе с обломками ракуши цементируются в плотные массы, доступные лишь действию молотка. Нередко цементируется самый верхний горизонт осадка, образуя карбонатную корку. Эта корка особенно распространена в приапшеронском районе.

Оолиты и карбонатная корка представляют собой несомненно химические образования, причем корка связана, видимо, с процессами диагенетических миграций  $\text{CaCO}_3$ , оолиты же — с первичным выпадением углекислой соли из воды.

Раковинный карбонат в водоемах аридной зоны представлен цельными или превращенными в обломки раковинами моллюсков, фораминифер и остракод; в некоторых случаях эти раковинные остатки

более или менее густо обросли выделениями известковых водорослей (Черное море, Краснодарский залив Каспия).

На профиле от берега моря к центру раковинные выделения карбонатов тяготеют всегда к более мелководным зонам, преимущественно к алевролитам, убывая как на более мелких, так и на более глубоких частях дна.

Так как донная жизнь в Черном море (по условиям его кислородного режима) возможна лишь до глубин 150—175 м, то и органогенная форма кальцита ограничивается здесь практически теми же глубинами. За пределы 175 м заносятся лишь эмбриональные раковинки моллюсков, значение которых в накоплении глубоководного карбоната ничтожно.

В Каспии донные формы, обладающие известковым скелетом, обитают, как известно, на глубине от 0 до 315 м. Ниже «мрачный студенистый ил необитаем... никакими моллюсками, а только немногими ракообразными, прищельцами с крайнего севера, из Ледовитого океана» (О. Гримм, 1877). В Аральском море макрофауна спускается почти до максимальных его глубин, однако наибольшие скопления органических остатков и здесь встречаются на меньших глубинах, преимущественно в алевроитовой зоне; глубже микроскоп открывает в илу лишь редкие скорлупки фораминифер и остракод. В Балхаше остатки макрофауны (главным образом гастропод — *Vivipara*) обнаруживаются исключительно на мелководье. В собственно озерных илах встречаются лишь редкие остракоды.

По простиранию зоны, в которой обитает макробентос и накапливается биогенный карбонат, последний распределен весьма неравномерно. В большинстве случаев в осадках обнаруживается небольшое количество раковин двустворок и гастропод, порой просто единичные раковины, причем некоторые отрезки колонок, по 10—15 см, оказываются вовсе лишенными визуально определяемых раковинных остатков. Наряду с этим существуют обычно участки дна, где возникают настоящие ракушники. В Балхаше и Иссык-Куле эти скопления пространственно столь малы, что их нельзя изобразить в масштабе наших карт. В Аральском море они занимают более заметные, но немногочисленные площади и могут быть отмечены лишь на мелководье, протягивающемся от п-ова Куданды к о-ву Возрождения и о-ву Беллинсгаузена. В Каспии раковинные поля на шельфе приобретают уже огромные размеры. Они начинаются в виде более или менее крупных пятен на северо-восточной окраине Апшеронского п-ова, причем протягиваются отсюда вплоть до широты около 42°. Севернее полоса сплошных ракушников тянется вначале к устьевой части Терека, затем поворачивает на восток, охватывает южную часть Северного Каспия, доходит до восточного побережья у п-ова Мангышлака, здесь отгибается на юг и далее идет вдоль побережья, вплоть до Краснодарского залива; южнее сплошное поле ракушника распадается на ряд крупных разобщенных пятен, спускающихся на юг от о-ва Огурчинского, примерно до 33° 30' с. ш. Протяжение этой гигантской ракушниковой зоны составляет около 1000 км, если считать только сплошные ракушниковые поля, и около 1350 км, если присоединить также разрозненные раковинные пятна у юго-западного и юго-восточного концов сплошного ракушника. Ширина раковинной полосы колеблется обычно от 35 до 60 км, но на севере (от Терека до Мангышлака) она резко возрастает, достигая 70, 100 и даже 140 км.

Из вообще скудного списка каспийских моллюсков породообразователями являются всего пять видов, а именно: *Monodacna caspia*, *Mon. edentula*, *Dreissensia caspia* и *Dr. polymorpha* и (в меньшей степени) *Cardium edule*; остальные виды играют роль подмеси к пяти названным.



Количественно раковинный материал составляет (на-глаз) обычно свыше 60% от всего осадка, а часто свыше 80 и 90%, так что в пределах раковинных полей практически почти вся масса карбонатного материала слагается биогенной его формой. По некоторым данным, если исключить район приустьевоего пространства Волги, то соотношение биогенных и терригенных компонентов в осадках Северного Каспия вообще приближается к 1 : 1. Характерно, что раковинный детритус в подавляющей части связан здесь с малыми глубинами, до 4,5—6,5 м, и образовался главным образом в результате действия механических факторов: волнения и работы льда. Разрушающее действие организмов (например, рыб, питающихся моллюсками) второстепенно. Глубже сохраняется цельная ракуша.

В Черном море размеры раковинных полей меньше, чем в Каспии, но все же значительны. Из числа их особо выделяются своими размерами прикерченское и северо-западное раковинные поля.

Свободно, рыхлой пачкой лежат здесь крупные толстостворчатые ракушки *Ostrea* и *Pecten* — прекрасно сохранившиеся целые экземпляры, а в промежутках между ними располагается раковинный песок. По периферии в раковинном накоплении появляются первые пленочки глины, покрывающей раковины и содействующей их сцеплению, но еще не выполняющей пустот, имеющих в ракушечнике. Еще дальше — у границы раковинного поля — глинистый материал начинает заполнять пустоты внутри раковин; чистый ракушечник переходит в глинистый, а затем в переслой глинистых ракушечников с обычным безраковинным или мало-раковинным илистым осадком.

Чрезвычайный интерес представляет вопрос, насколько значительно перемещается раковинный материал течениями и волнениями по дну водоема. Изучение вопроса привело биологов к выводу, что в области Северного Каспия не наблюдается перемещения мертвой ракушки внутри отдельных танатоценозов на сравнительно большие расстояния. Обмен формами между отдельными танатоценозами происходит в очень незначительной степени, и современный танатотоп существенно не отличается от биотопа. С литологической точки зрения это важно потому, что указывает на прочную фиксацию биогенного карбоната на месте его выделения. На примере Каспия лишний раз подтверждается мысль, что механический перенос и перераспределение абсолютных масс биогенного карбоната незначительны и не влияют на размещение его на морском дне.

Д р ю и т, или комочкообразный кальцит, наиболее распространен в Черном море. Он представляет собой эллипсоидальные комочки  $\text{CaCO}_3$ , размером от 0,15 до 1,5 мм по длинной оси и от 0,03 до 0,44 мм по короткой. Агрегатная поляризация комочков указывает, что они образованы хаотическими, неупорядоченными скоплениями мельчайших кристаллических индивидуумов. Такого рода образования констатируются в качестве редкости в Черном море уже в фазе олиновом илу. В глубоководной глине они встречаются часто, но неравномерно: то их мало, то они скучиваются на отдельных участках и придают глине «микробрекчиевый» габитус. В переходном и особенно в известковом илу дриуитовые комочки очень распространены, причем располагаются прослоями, отделенными друг от друга прослоечками глинисто-сапропелевого материала. Дриуитовые комочки в этих случаях лежат в цементе пелитоморфного карбоната, причем часто соприкасаются друг с другом или даже сливаются в более крупные линзочки. Распределение самих карбонатных прослоев по разрезу колонки также неравномерно: то они расположены густо, то редко,

что обуславливает появление неясной полосатости или макрослоистости колонок. Количество прослоев на сантиметр сухой колонки изменяется в зависимости от обогащенности осадка карбонатом. У наиболее богатых  $\text{CaCO}_3$  известковых илов разности  $\gamma$  число кальцитовых прослоев колеблется от 17 до 27 на 1 см сухого осадка, что в среднем дает 22 прослоя на 1 см.

А. Д. Архангельский рассматривал дрюитовую форму  $\text{CaCO}_3$  как обусловленную жизнедеятельностью бактерий, почему в качестве синонима для дрюита он употребляет также термин «бактериальный кальцит».

В действительности же, как вытекает из анализа карбонатного режима Черного моря, дрюит имеет, повидимому, такое же химическое происхождение, как и большая часть пелитоморфного кальцита. Дрюит встречается в Каспийском море в глубоководных отложениях, но играет здесь весьма подчиненную роль; в виде редкости отмечен также в Аральском море.

Пелитоморфный (порошкообразный) карбонат представляет собой разновидность, наиболее распространенную в осадках водоемов засушливой зоны. Он встречается практически повсеместно — в прибрежных песках, алевритовых отложениях, в ракушничковых полях, в оолитовых накоплениях, в глубоководных илах. Но в прибрежных осадках количество пелитоморфного карбоната, особенно в ракушнике, ничтожно мало; по мере же перехода к глубоководным илам, лишенным раковинного материала и оолитов, роль его становится все более значительной. Глубоководные илы поэтому и являются главной областью развития пелитоморфного карбоната.

Пелитоморфный карбонат, как видно из самого названия, представлен мельчайшими зернами (0,001—0,002 мм), диффузно рассеянными среди алюмосиликатного глинистого вещества осадка.

Изучение порошковых препаратов аральских мергелей (Н. Г. Бродская, 1949) показало, что морфологически в типе тонкозернистого кальцита можно выделить разновидности, среди которых наибольшее значение (количественно) имеют бесформенные, лепешковидные зерна и игольчатые, удлиненные кристаллические индивидуумы. Размеры первых — от 0,003 до 0,015 мм, вторых — от 0,0028 до 0,008 мм. Ниже на фиг. 16 воспроизведено распределение этих двух типов тонкозернистого карбоната. Бесформенные лепешковидные зерна составляют подавляющую массу тонкозернистого карбоната в периферических частях моря, игольчатые формы господствуют в центральных областях его. Выделяются, кроме того, два небольших участка, где обе формы имеют приблизительно одинаковое значение. Встречаются также мельчайшие, ясно сферолитовые зерна, дающие при скрещенных николях темный, несколько деформированный крест. Игольчатые формы кальцита во множестве обнаружены в осадках оз. Балхаш и в Каспийском море.

Являясь характерным компонентом глубоководных пелитовых осадков, пелитоморфный карбонат часто образует тонкие слои, придавая разрезу колонок микрослоистый характер. Наиболее четко это выражено в осадках Черного моря, о чем уже было сказано выше. В Каспии микрослоистость глин выражена слабее, но в глубоководных отложениях на ограниченных участках колонок все же встречается.

Тонкослоистое строение обусловлено чередованием более темных глинистых слоев со светлосерыми, иногда почти белыми известковыми слоями. Известковые слои обычно имеют неправильные очертания и колеблющуюся

мощность. Они то обрываются, то располагаются в виде ряда комочков, соединенных между собой тонкими жилами. Иногда слоистость совсем исчезает, и на отдельных участках остаются лишь диффузно рассеянные комочки (дрюит).

Микрослоистость того же типа наблюдается и в аральских илах западной, глубокой части моря; более мелководная восточная (большая) котловина, напротив, лишена микрослоев. Полностью отсутствует микрослоистость и в осадках крайне мелководного Балхаша.

Генетически пелитоморфный карбонат представляет собой, с одной стороны, химически образованный кальцит, выпавший из каспийской воды в процессе ее испарения, с другой — тончайшую обломочную муть, внесенную в водоем реками.

### 3. Карбонатные парагенезисы в осадках слабо минерализованных водоемов засушливой зоны

Как и в осадках нормальных морей, карбонаты водоемов засушливой зоны, даже если они слабо минерализованы, всегда содержат кроме  $\text{CaCO}_3$  еще более или менее заметную примесь  $\text{MgCO}_3$ . При этом опыт показывает, что чем дальше по составу воды уклоняются эти водоемы от типа нормальной океанической воды, тем сильнее в них накапливается  $\text{MgCO}_3$ . В частности, в водоемах III класса карбонатности, к которым относятся Черное море, Каспий, Аральское море, Иссык-Куль, накопление  $\text{MgCO}_3$  минимально. В углемагниевого бассейнах — Балхаше и ряде озер Кулундинской степи — при тех же степенях осолонения концентрация  $\text{MgCO}_3$  в осадке значительно (множественно) выше. В озерах содового типа она достигает максимальных величин.

Два последних класса во всем диапазоне соленостей будут предметом дальнейшего подробного описания. В настоящий же момент мы ограничимся разбором карбонатных парагенезисов только слабо минерализованных водоемов углекальциевого типа: Черного, Каспийского, Аральского морей.

В табл. 15 сведены карбонатные анализы некоторых проб осадков этих бассейнов, выполненные главным образом в лаборатории отдела сравнительной литологии Института геологических наук АН СССР, частью же заимствованные из литературы.

Два обстоятельства бросаются в глаза в приведенном материале. В о н е р ы х, спорадичность распространения  $\text{CaCO}_3$  в осадках внутриконтинентальных морей;  $\text{MgCO}_3$  то констатируется анализом, то отсутствует в нем, причем эти «пустые» на углемагниевою соль анализы составляют в разных водоемах до 50 и даже до 70% общего числа анализированных проб; в о в т о р ы х, незначительность концентраций  $\text{MgCO}_3$  даже в случае его наличия; она колеблется обычно от 0,24 до 5—6% на сухой осадок. Соответственно коэффициент  $\frac{\text{MgCO}_3}{\text{CaCO}_3}$  весьма низок, составляя от 0,01 до 0,05.

По поводу минералогической формы  $\text{MgCO}_3$  в осадках внутренних морей высказывались резко расходящиеся суждения. По мнению П. Т. Данильченко и Н. С. Спиро (1933), мы имеем здесь дело с твердым раствором  $\text{MgCO}_3$  в  $\text{CaCO}_3$ , по мнению С. В. Бруевича (1946) — с изоморфной их смесью, по мнению же петрографов (В. П. Батурин) — с примесью доломитных кристаллов, которые можно определять оптически. Последнее

мнение является, повидимому, единственно правильным, ибо ряд термограмм, выполненных для осадков Каспийского моря в лаборатории, возглавляемой А. И. Цветковым, подтвердил наличие в них доломита. В других термограммах (по Аральскому морю) ясных доломитных остановок не получено, возможно из-за ничтожного содержания  $MgCO_3$ .

Таблица 15

Состав карбонатов в осадках Аральского, Каспийского и Черного морей (в %)

Образцы	Сумма карбонатов	$CaCO_3$	$MgCO_3$	Примечание
<b>А. Каспийское море</b>				
Ст. К 7. Серый ил. . . . .	55,3	55,3	Нет	По Бруевичу и Белиеву, 1941
47/1936. Белый ил. . . . .	71,04	65,9	5,14	
То же . . . . .	72,61	67,3	5,71	
» . . . . .	75,30	70,3	5,00	
» . . . . .	76,5	70,5	6,00	
» . . . . .	76,92	70,6	6,85	
48/1936. Серый ил. . . . .	54,3	54,3	Нет	
То же . . . . .	48,6	46,6	2,00	
» . . . . .	44,0	44,0	Нет	
50/1936. Серый ил. . . . .	19,1	19,1	»	
То же . . . . .	22,4	22,4	»	
» . . . . .	21,7	21,7	»	
» . . . . .	19,2	19,2	»	
<b>Б. Аральское море</b>				
Алсвриты (6 анализов) . . . .	23,58	23,0	0,58	В одном анализе $MgCO_3$ не обнаружено Образцов мергелей без $MgCO_3$ нет
Мергели (6 анализов) . . . .	47,47	44,66	2,81	
<b>В. Черное море</b>				
Мидиевый ил (1 анализ) . . . .	8,99	8,99	Нет	В 2 анализах $MgCO_3$ не обнаружено
Фазеолиновый ил (4 анализа)	22,80	22,27	0,53	
Серая глубоководная глина (17 анализов) . . . . .	15,53	15,14	0,38	То же в 9 анализах
Переходный ил (13 анализов) . . . . .	30,18	29,80	0,38	То же в 8 анализах
Известковый ил (6 анализов)	53,07	53,00	0,07	То же в 5 анализах

#### 4. Опыт баланса карбонатного процесса в водоемах засушливой зоны СССР

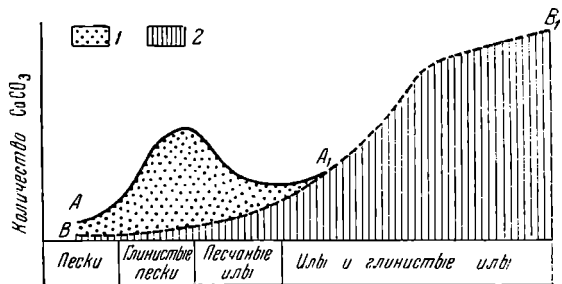
До последнего времени анализ карбонатообразования в водоемах засушливой зоны ограничивался лишь разбором морфологических и генетических форм карбонатного материала и его минералогией. В настоящее время имеется возможность продвинуться гораздо дальше в анализе карбонатного процесса и подойти хотя бы к первоначальному решению таких существенных вопросов, как баланс разных его форм, а также закономерностей и механизма распределения карбонатов на дне водоемов.

Некоторое представление о балансе карбонатообразования можно получить уже при рассмотрении распространенности раковинного и пелитоморфного карбоната в разных типах осадков. Фациальная локализация названных форм отчетливо видна на фиг. 7. Так как зоны песков и алевритов во внутриконтинентальных морях и озерах, как правило, очень узки и во много раз уступают зоне глин и мергелей, то естественно, что в общей сумме карбонатного материала, накапливающегося в водоемах, резко преобладает пелитоморфный карбонат. Он составляет, так сказать, фон, на котором разбросаны единично или группами раковинные остатки. Эта первенствующая роль и широкая распространенность пелитоморфного карбоната, подчинение ему всех других форм карбонатов, является руководящим признаком для различения осадков бассейнов засушливой зоны от океанических и от озерных осадков влажной зоны, у которых, напротив, решающую, главную массу составляет карбонат органогенный, без пелитоморфного или с подчиненной добавкой пелитоморфного.

Эти общие наблюдения над трансформацией карбонатообразовательного процесса можно подтвердить более точными количественными подсчетами, определяющими ту роль, которую играют раковинный и пелитоморфный карбонаты в общем годичном карбонатоотложении.

При оценке роли непосредственно биогенного выделения  $\text{CaCO}_3$  в общем балансе карбонатообразования Черного моря мы исходили из следующих соображений. Раковинный материал образует в Черном море, с одной стороны, почти чистые ракушники (северо-западный и прикерченский), с другой — включения в мелководных илах. Абсолютные массы  $\text{CaCO}_3$  в периферических областях ракушников, накопившиеся за современную стадию существования Черного моря, достигают максимум  $16 \text{ г/см}^2$ ; эта же цифра принята для расчетов  $\text{CaCO}_3$  раковинных полей в целом, хотя ничтожные мощности ракушников и их исключительная рыхлость (малый объемный вес) заставляют считать, что истинные абсолютные массы  $\text{CaCO}_3$  внутри раковинных полей гораздо ниже. Данных о содержании раковинного материала в илах мало. Непосредственные определения его методом просеивания через сито с диаметром ячеек  $0,1 \text{ мм}$  с поправками на детритус в разностях, довольно богатых раковинами, показывают, что раковинный материал составляет от 25 до 50% всей массы  $\text{CaCO}_3$  в илах.

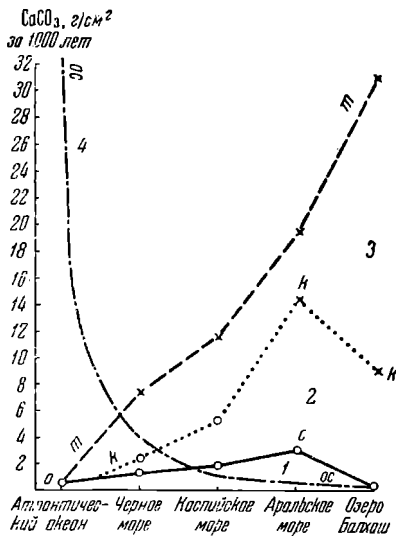
Чтобы получить достаточную гарантию от всяких преуменьшений роли раковинного материала, во всех расчетах брались максимальные цифры содержания его в илах. После вычислений (по методу взвешиваний) оказалось, что в шельфовых накоплениях раковинный материал составляет около 70% всей массы  $\text{CaCO}_3$ ; по отношению же к общим массам  $\text{CaCO}_3$  Черного моря роль непосредственного карбонатообразования



Фиг. 7. Распределение основных форм  $\text{CaCO}_3$  по типам осадков водоемов засушливой зоны.  
1 — органогенный кальцит; 2 — пелитоморфный кальцит.

может быть оценена всего в 17%. Иными словами, непосредственно биологическое выделение карбонатов в Черном море в целом оттеснено далеко на второй план и играет совершенно подчиненную роль.

Для Каспия пока (по недостатку знаний) нельзя рассчитать относительное значение раковинного карбоната в общем ходе карбонатонакопления. Но едва ли эта цифра будет значительно отличаться от цифры, вычисленной для Черного моря. В осадках Аральского моря процент раковинного карбоната, определенный методом



Фиг. 8. Схема баланса карбонатообразования в некоторых водоемах засушливой зоны СССР.

*m* — *m* — общая интенсивность карбонатообразования. Поле между абсциссой и кривой *O* — *O* отвечает органогенному  $\text{CaCO}_3$ ; поле между кривыми *O* — *O* и *K* — *K* отвечает кластическому  $\text{CaCO}_3$ , внесенному реками. Остальное — химически осажденный в водоемах  $\text{CaCO}_3$ . *OC* — *OC* — организмы, выделяющие известь.

чающей каждому бассейну, отложены участки, представляющие раковинный карбонат, сообразно с только что сообщенными процентными оценками роли органогенных карбонатов. Для наглядности на этой же диаграмме представлена кривая *OC*—*OC*, характеризующая организмы—карбонатонакопители по числу их видов.

Нетрудно видеть, что в континентальных водоемах засушливой зоны понижение роли органогенного  $\text{CaCO}_3$  происходит не просто в силу понижения абсолютной интенсивности биогенного процесса. Напротив, колоссальные популяции немногих живущих в них видов на деле даже заметно интенсифицируют абсолютную мощность биогенного карбонатосаждения по сравнению с тем, что наблюдается в океане. Но в целом темпы этой интенсификации отстают от темпов подачи в бассейны карбонатов в тем большей степени, чем дальше идет отклонение водоема от океа-

на потери при просеивании цифра увеличивается примерно в полтора раза. Роль органогенного карбоната может быть, следовательно, оценена в 18%. Это достаточно близко к тому, что наблюдается в Черном море. В Балхаше и Иссык-Куле количество раковинного карбоната совершенно ничтожно, недоступно расчету и измеряется, вероятно, долями процента от общей массы карбонатов и никак не свыше 1—2%.

Как видим, расчеты полностью подтверждают общее впечатление, получаемое при визуальном и микроскопическом изучении осадков водоемов засушливой зоны. Резкое преобладание пелитоморфного карбоната над органогенным, вплоть до полного подавления последнего первым (в озерах) вырисовывается с полной отчетливостью.

В ходе трансформации карбонатного процесса вскрывается интересная деталь, если мы рассчитаем дополнительно, каким абсолютным массам в годичном цикле (или за 1000 лет) отвечают те низкие проценты раковинного карбоната, которые мы только что указали.

На диаграмме (фиг. 8), построенной по данным табл. 13, по ординате, отве-

нического типа. Беднеющий органический мир все слабее справляется с экстракцией всей массы ежегодно поступающего в водоем растворенного  $\text{CaCO}_3$ , и биогенный процесс все больше отходит на задний план, уступая место чисто химической садке карбонатов с образованием пелитоморфных масс.

Но пелитоморфный карбонат в осадках континентальных водоемов аридной зоны может быть также и обломочного происхождения — карбонатная речная мусть. Существенно поэтому хотя бы примерно рассчитать, как распределяется вся масса пелитоморфного карбоната между химически осажденным и обломочным типами.

Количество обломочных карбонатов в каждом водоеме, очевидно, равно количеству взвешенных карбонатов, доставляемых в бассейн реками. Как было указано выше, в Черном море оно составляет меньше 30% всей суммы ежегодно поступающего в море карбонатного материала, в Каспийском — 30%, в Аральском — около 65%, в Балхаше — 30%. Отсюда видно, что количество обломочных пелитоморфных карбонатов в водоемах засушливой зоны значительно превосходит содержание карбонатов раковинных. Что касается количества пелитоморфного кальцита химического происхождения, то на долю его, в первом приближении, придется остаток до 100%. В Черном море он составит заведомо больше 50%, в Каспийском — около 50%, в Аральском — около 20%, в Балхаше — около 70%.

Итак, по мере перехода от океанических бассейнов ко все более своеобразным водоемам засушливой зоны происходит чрезвычайно характерная трансформация карбонатообразовательного процесса. Общее поступление карбонатов в водоем в годичном цикле резко интенсифицируется и в малых водоемах (оз. Балхаш, Аральское море) в 30—60 раз превосходит интенсивность поступления  $\text{CaCO}_3$  в экваториальную часть Атлантического океана. Биогенная экстракция, возрастая в абсолютном выражении, начинает играть все более подчиненную роль в общем ходе карбонатакопления; на первый же план выступают химическая садка  $\text{CaCO}_3$  и внос его во взвешенной форме. В общей массе генерированного карбоната господствующую роль приобретает пелитоморфный тип карбонатов. Все эти черты трансформации процесса отчетливо видны на нашей диаграмме (см. фиг. 8).

Заканчивая характеристику карбонатного баланса изучаемых водоемов, необходимо коснуться еще одного вопроса: роли бактериогенного  $\text{CaCO}_3$  в накоплении карбонатных масс.

Общезвестно, что дрюитовая форма  $\text{CaCO}_3$  в Черном море толковалась А. Д. Архангельским как форма бактериального кальцита. Это и дало ему повод вообще называть карбонаты Черного моря бактериальными.

В настоящее время можно проверить идеи А. Д. Архангельского двумя путями. Показательно прежде всего следующее сопоставление. Количество бактериального кальцита (по схеме образования его редукцией сульфатов) должно быть пропорционально количеству выделившегося  $\text{H}_2\text{S}$ . Мною были подсчитаны (основываясь на глубине станций) массы  $\text{H}_2\text{S}$  на двух поперечных разрезах через Черное море и полученные цифры нанесены на диаграмму в виде кривых (фиг. 9). На эту же диаграмму нанесены абсолютные массы  $\text{CaCO}_3$  в плаках соответствующих станций. Как видим, кривые взаимнообратны. Из этого следует, что никакого

терригенного материала (фиг. 11). Действительно, минимумы и максимумы на обеих картах располагаются практически на тех же местах и в прибрежной и в центральной части моря. Совершенно однотипны по очертаниям и расположению выступы высоких масс  $\text{CaCO}_3$  и обломочного материала от малоазиатского побережья и от Новороссийска. Даже узкая полоса пониженных величин  $\text{CaCO}_3$  от Керченского пролива до меридиана п-ова Тарханкута находит свое отражение на карте абсолютных масс обломочного терригенного материала. Этим близким сходством в размещении абсолютных масс  $\text{CaCO}_3$  и обломочного материала внутриконтинентальное Черное море резко отличается от огромного Атлантического океанического бассейна, где, как мы знаем, схема размещения абсолютных масс  $\text{CaCO}_3$  существенно отличается от схемы распределения обломочного силикатного материала.

При анализе вопроса о причинах сходства в распределении абсолютных масс  $\text{CaCO}_3$  и обломочного материала следует рассмотреть отдельно: 1) причины, вызвавшие тяготение главных масс  $\text{CaCO}_3$  к прибрежным зонам и резкое убывание их к центру моря; 2) причины, вызвавшие сходство в распределении  $\text{CaCO}_3$  и обломочных частиц по простиранию одинаковых батиметрических зон.

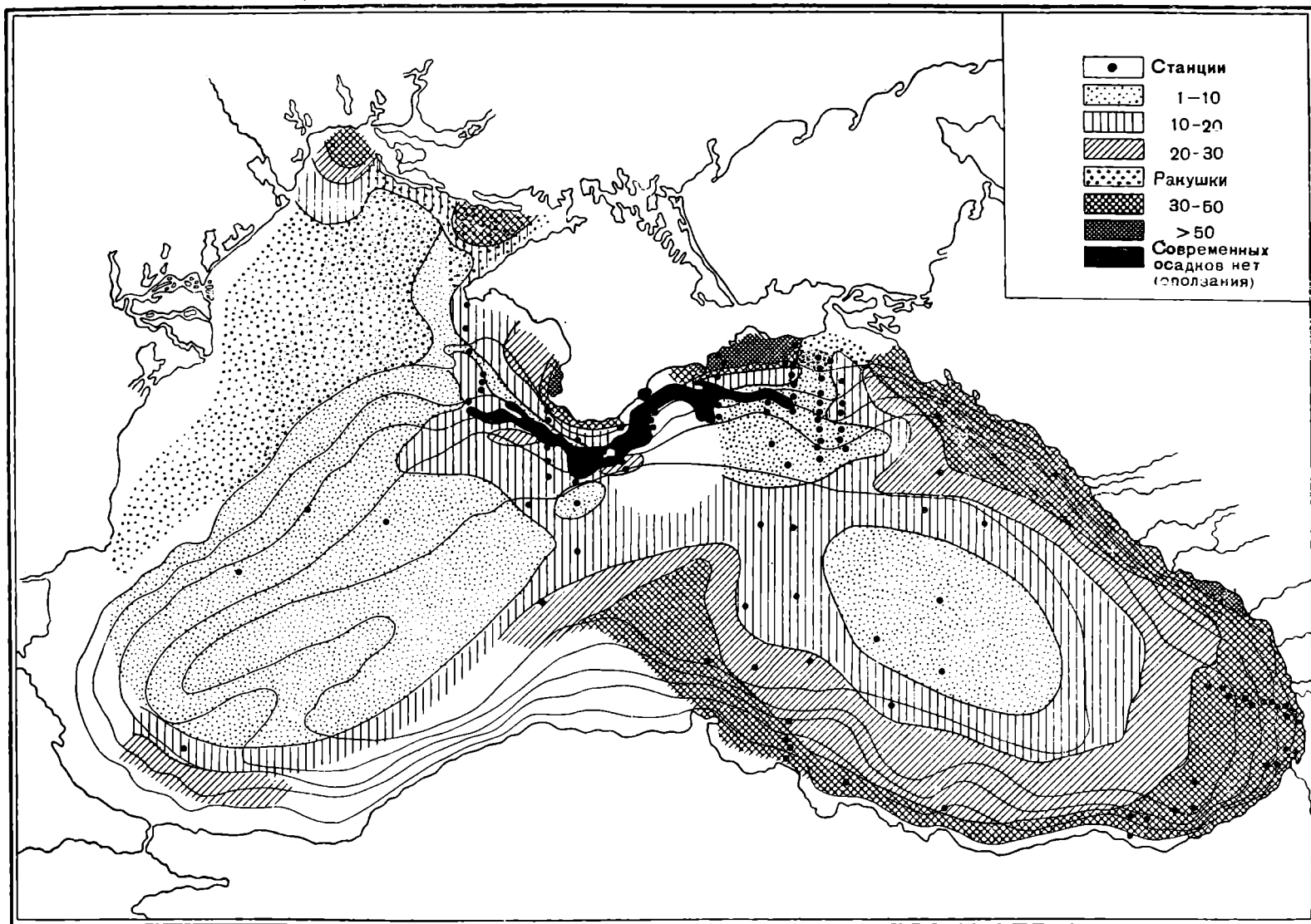
Тяготение главных абсолютных масс  $\text{CaCO}_3$  к прибрежным частям моря является результатом взаимодействия нескольких процессов. Как известно, донная органическая жизнь в Черном море возможна лишь в шельфовой зоне, а на глубине 150—175 м она исчезает. Поэтому весь непосредственно биогенный  $\text{CaCO}_3$  (раковинный) накапливается в повышенном количестве именно в прибрежных шельфовых участках и спускается до нуля в центральных частях бассейна. С другой стороны, химическая садка  $\text{CaCO}_3$ , по законам химических равновесий, также должна быть максимально интенсивна в прибрежных мелководных областях моря, к центру моря этот процесс резко ослабевает.

Значительную роль в накоплении карбонатов в прибрежных частях моря играет, повидимому, и процесс распределения обломочного карбоната, вносимого в море с речной мутью. На карте абсолютных масс  $\text{CaCO}_3$  характерны чрезвычайно высокие цифры карбонатов вдоль кавказского и малоазиатского берегов моря. Так как равнинные реки (Днепр, Дон, Днестр, отчасти Дунай) несут очень мало обломочного  $\text{CaCO}_3$ , а воды горных рек — Риона, Чороха, Мзымты и других, дренирующих Кавказ, напротив, богаты карбонатной мутью, то естественно приписать повышенные цифры абсолютных масс  $\text{CaCO}_3$  на малоазиатском и кавказском побережье именно осаждению обломочного карбоната. При этом главной зоной его осаждения будет периферическая кайма тонкозернистых иловых отложений; к центру моря, к халистатическим зонам, массы обломочного карбоната резко убывают и сменяются аккумуляцией преимущественно химически осажженного  $\text{CaCO}_3$ , что и выражается резким повышением содержания в осадке друитовой формы кальцита.

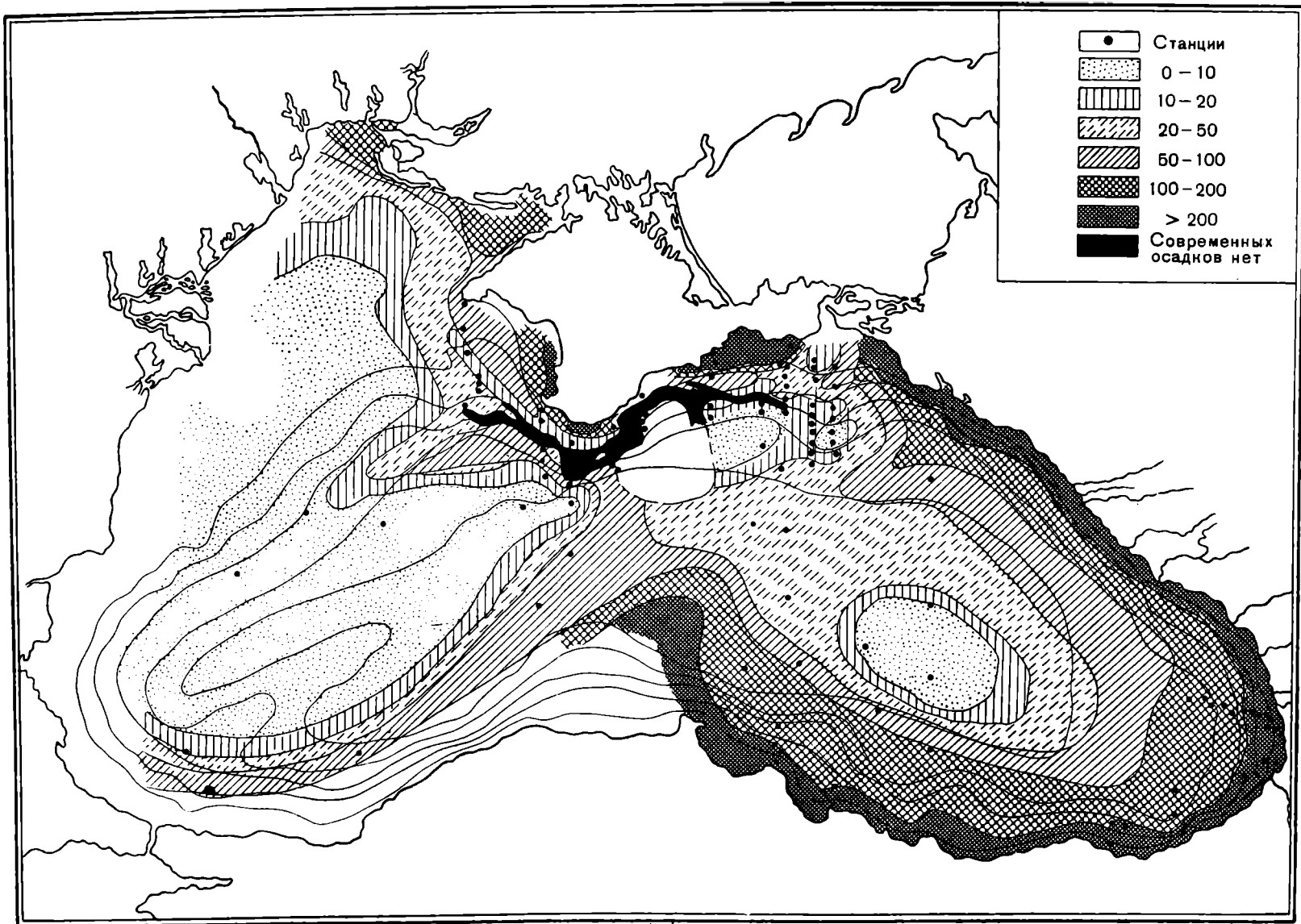
Так специфическое течение биогенного процесса, в сочетании с обычным течением химического карбонатообразования и со вносом обломочной карбонатной мути, создает в современном Черном море характерное распределение карбонатов с максимумом в более прибрежной области и минимумом в пелагических халистатических зонах.

При разборе распределения  $\text{CaCO}_3$  вдоль основных батиметрических зон Черного моря необходимо иметь в виду, что





Фиг. 10. Распределение абсолютных масс  $\text{CaCO}_3$  в осадках Черного моря за совершенную стадию его развития (в  $\text{г/см}^2$ ).



Фиг. 11. Распределение абсолютных масс обломочного материала в осадках Черного моря за современную стадию его развития (в г/см<sup>2</sup>).

раковинный биогенный  $\text{CaCO}_3$  и пелитоморфный (обломочный + химически осажденный) кальцит ведут себя по-разному. Раковинный  $\text{CaCO}_3$ , как мы видели выше, практически прочно фиксируется на тех участках морского дна, на которых он выделен, не подвергаясь сколько-нибудь значительному перемещению движениями воды. В этом отношении поведение раковинного  $\text{CaCO}_3$  резко отличается от поведения силикатного обломочного материала. Пелитоморфный же обломочный и хемогенный кальцит, напротив, ведет себя практически совершенно так же, как и тонкий обломочный силикатный материал. Вместе с ним он перемещается движениями воды и садится там же, где садятся сходные по размерам и удельному весу частички силикатных обломочных частиц. Иными словами, распределение пелитоморфного карбоната — обломочного и химически осажденного — в конечном счете целиком контролируется гидродинамическим режимом водоема.

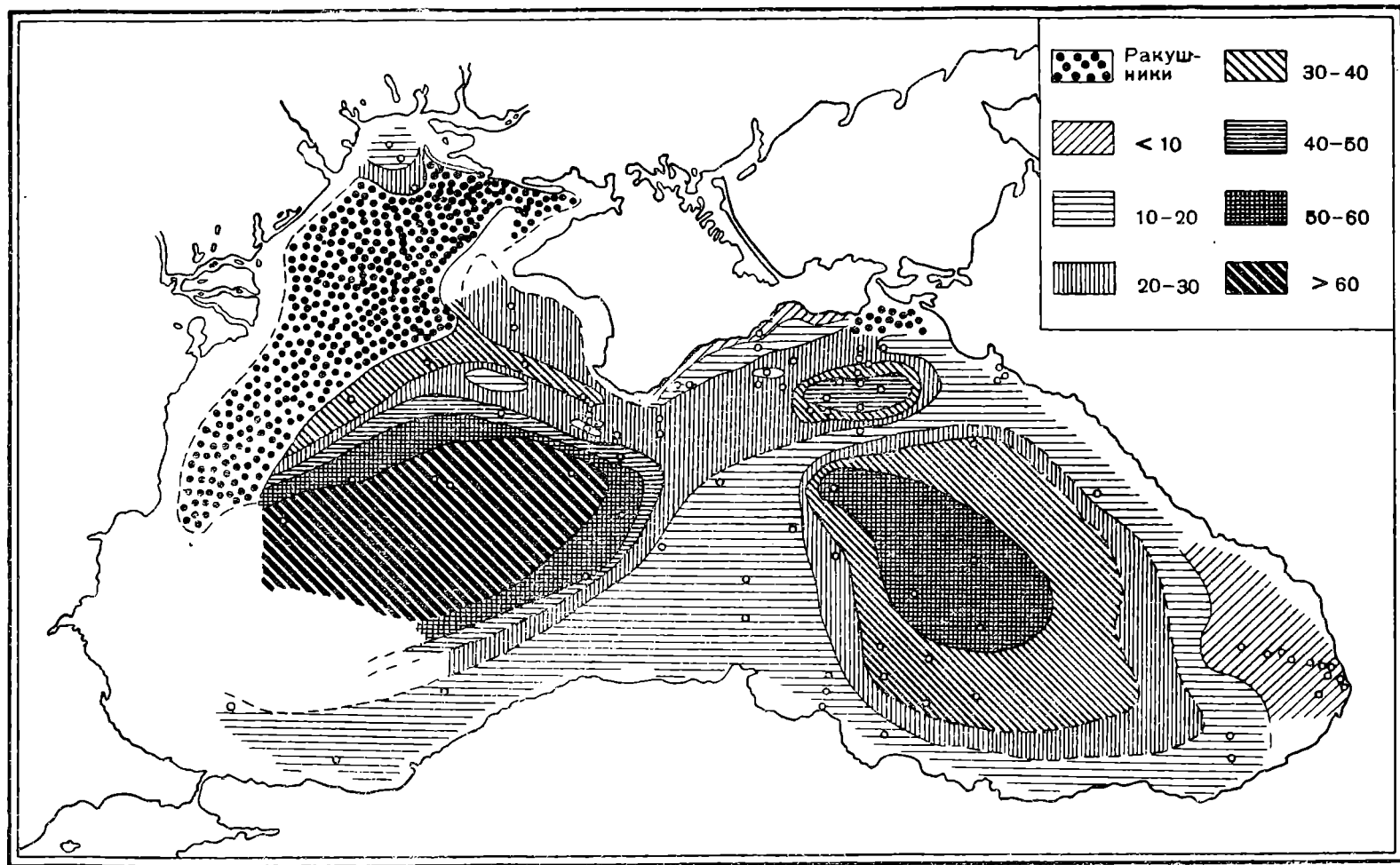
Так как в Черном море подавляющая масса  $\text{CaCO}_3$  (около 83%) представляет собой пелитоморфный карбонат, то естественно, что распределение его на площади, определяемое гидродинамикой бассейна, в основных чертах своих повторяет распределение силикатного обломочного материала, контролируемое тем же гидродинамическим фактором.

Таким образом, сходство в схемах локализации  $\text{CaCO}_3$  и обломочного силикатного вещества в Черном море есть неизбежное следствие давления в этом водоеме биогенного карбонатного процесса и преобладания химического осаждения  $\text{CaCO}_3$  и механического запаса его в водоеме. В океанах, где, наоборот, господствует непосредственно биогенная экстракция  $\text{CaCO}_3$ , а подавлена химическая садка карбонатов, карты абсолютных масс этого компонента и абсолютных масс обломочного силикатного материала оказываются существенно различными (см. фиг. 3 и 4).

Рассмотрим теперь, как распределяются процентные концентрации  $\text{CaCO}_3$  в Черном море и как связано их распределение с распределением абсолютных масс карбонатов. На фиг. 12 дан соответствующий материал. Добавим к этой схеме, что в прибрежных черноморских илах обычного типа  $\text{CaCO}_3$  составляет  $<10\%$ , в алевролитах  $10-15\%$ , в мидиевом и фазеолиновом илах в среднем около  $20\%$ , но к центру моря карбонатность илов возрастает, достигая  $60-70\%$ . Расположение этих высококарбонатных центральных илистых участков очень характерно. Они отвечают двум халистатическим участкам моря; в промежуточной же между ними полосе, соответствующей течению от малоазиатского берега на северо-восток (к Новороссийску), лежат слабокарбонатные илы. Кроме того, небольшой высококарбонатный участок расположен в глубоководной части моря к югу от Керченского пролива, отвечая, по видимому, здесь дополнительному маленькому халистатическому участку. Очень интересна также полоса пониженной карбонатности илов в северной глубоководной части моря, протягивающаяся в юго-западном направлении от меридиана Севастополя. Эта полоса точно отвечает струе кругового течения, отходящего здесь от прибрежной части в открытое море.

Весьма вероятно, что в области прикерченского и северо-западного раковинного полей процент карбонатности осадка (судя по чистоте ракушника) также очень высок, приближаясь к  $90-95$  и даже  $100\%$ , но, к сожалению, соответствующих цифровых материалов пока нет.

Сопоставление карты абсолютных масс с картой процентных концентраций  $\text{CaCO}_3$  показывает, что размещение абсолютных



Фиг. 12. Распределение  $\text{CaCO}_3$  в современных осадках Черного моря (в процентах от абсолютно сухого ила).

масс  $\text{CaCO}_3$  почти повсеместно прямо противоположно распределению процентных его концентраций. Там, где локализуются максимальные абсолютные массы  $\text{CaCO}_3$  (прибрежные иловые осадки шельфа), наблюдается обычно пониженный процент  $\text{CaCO}_3$ . Там, где абсолютные массы  $\text{CaCO}_3$  минимальны (области ракушников, халистатические участки пелагических зон), процентное содержание карбонатов, напротив, как правило, максимально.

Естественен вопрос: чем же вызвана эта почти полная инверсия картографической картины при разных методах оценки концентрации  $\text{CaCO}_3$ ?

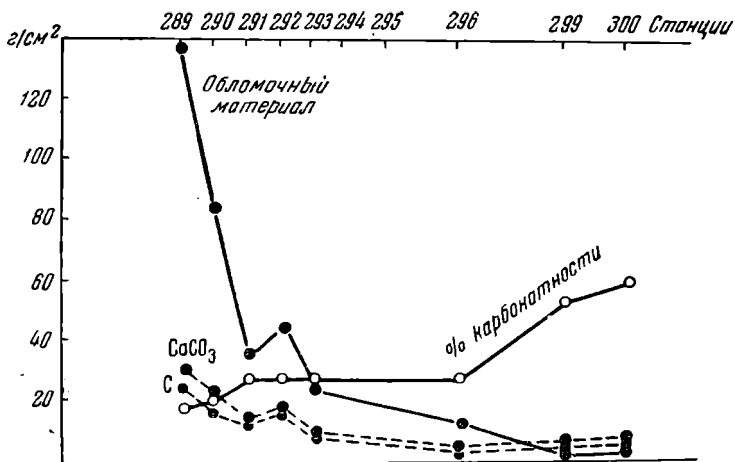
Чтобы понять ее происхождение, для двух профилей были вычислены и сопоставлены абсолютные массы  $\text{CaCO}_3$  и обломочного материала. Один из профилей расположен в западной части Черного моря (от Евпатории на Варну), а другой — в восточной его половине. На диаграмме, составленной для последнего профиля (фиг. 13), нанесено еще процентное содержание  $\text{CaCO}_3$  в илах (от их сухого веса).

Картина получается совершенно отчетливая. Абсолютные массы кальция, так же как и абсолютные массы обломочного материала, значительно убывают от периферических частей моря к пелагическим, центральным. Но убывание кальция происходит значительно медленнее, чем уменьшение количества обломочных частиц. Принимая массы  $\text{CaCO}_3$  в крайней прибрежной станции за единицу, получаем, что в центральных частях моря массы  $\text{CaCO}_3$  составляют 0,14—0,20—0,21. Для обломочного же вещества соответствующие цифры равны в пелагических частях моря лишь 0,02 от масс его в прибрежных частях моря. В абсолютных массах сравнение еще более показательнее. Например, на прибрежных станциях 632, 75, 289 расчеты дают 121, 142 и 130,8 г терригенных частиц на 1 см<sup>2</sup> против 31,5, 30,5 и 29,3 г  $\text{CaCO}_3$  на 1 см<sup>2</sup>. В пелагических же станциях 8/27, 135/27 и 300 для терригенного материала получаются значения 2,3—3,12—2,30 г на 1 см<sup>2</sup>, а для  $\text{CaCO}_3$  соответственно 4,7—6,48—5,9 г на 1 см<sup>2</sup>. В пелагических илах  $\text{CaCO}_3$  резко преобладает над обломочным материалом, хотя абсолютные массы  $\text{CaCO}_3$  (в г/см<sup>2</sup>) здесь гораздо меньше по сравнению с массами углекальциевой соли в прибрежных илах. Естественно, что при процентном методе исчисления на долю  $\text{CaCO}_3$  в пелагических илах приходится максимальные цифры и кривая процентного содержания карбонатов при переходе от прибрежных осадков к пелагическим не падает, а растет.

Аналогичные соотношения наблюдаются, очевидно, и в областях ракушников. По направлению к ним абсолютные массы обломочного материала на 1 см<sup>2</sup> начинают резко убывать почти до полного исчезновения. Глинисто-алевритовые частицы образуют лишь примазки на раковинах или тонкие пропластки цемента и уже в очень малой степени «разбавляют» ракушники. Раковинные поля — это отложения, из которых как бы удален терригенный материал, и поэтому, естественно, произошло обогащение осадка  $\text{CaCO}_3$ . Высокий процент карбонатности у ракушников представляет поэтому кажущуюся, а не реальную интенсификацию биогенного кальцитоосаждения на их площади. В связи с таким генезисом черноморских раковинных полей стоит и их географическая локализация в водоеме. Как уже давно было отмечено А. Д. Архангельским и мною (1938), раковинные поля тяготеют здесь к районам с плоским, низким побережьем и со слабо размываемым континентом, избегая участков шельфа, тяготеющих к гористому побережью и сильно размываемому континенту.

Из изложенного явствует, что «инверсия» в картине распределения процентного содержания и

абсолютных масс  $\text{CaCO}_3$  в Черном море целиком зависит от разбавляющего влияния силикатного обломочного материала, осаждающегося параллельно с карбонатами. Хотя кластический силикатный материал на площади этого водоема распределяется в общем по той же схеме, что и материал карбонатный, но амплитуда колебаний в пространстве от максимума к минимуму у абсолютных масс кластического материала гораздо больше, чем у карбонатов. Отсюда и получается, что район максимальных абсолютных масс  $\text{CaCO}_3$ , благодаря еще более интенсивному накоплению здесь обломочных частиц, превращается в ареал минимальных процентных концентраций карбонатов в илах, а район



Фиг. 13. Механизм возникновения процентных концентраций  $\text{CaCO}_3$  в осадках Черного моря. Профиль на меридиане мыса Чауды.

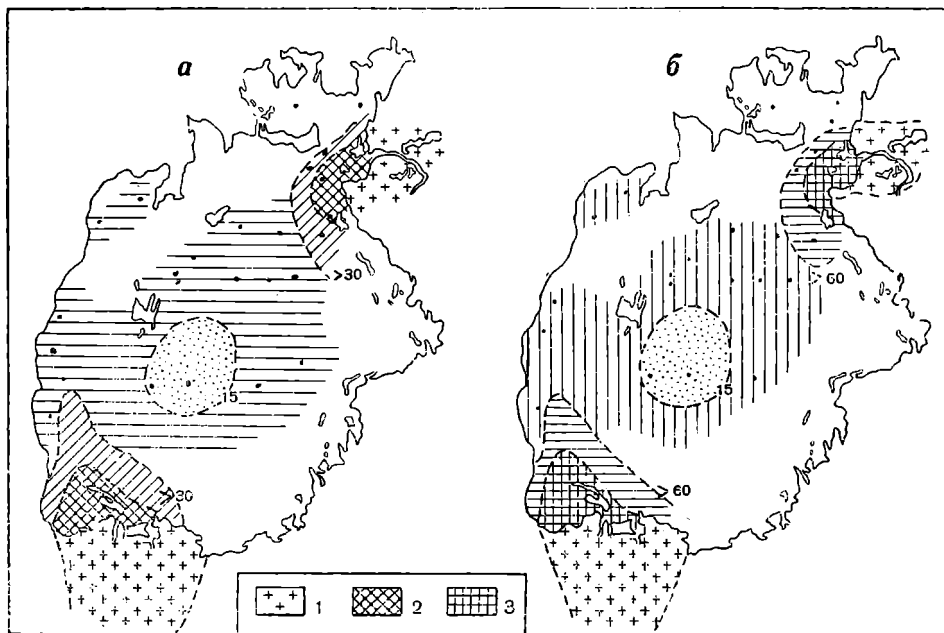
минимальных абсолютных масс  $\text{CaCO}_3$  в илу, в силу еще более ослабленного накопления кластических частиц, становится ареалом высоких процентных концентраций карбонатов в осадке. В прибрежной области, где накапливается биогенный  $\text{CaCO}_3$ , это ведет к возникновению раковинных полей на участках, коррелятивно связанных обычно с низким побережьем. В пелагических областях моря те же процессы ведут к возникновению обширных пятен высококарбонатных тонкозернистых илов, отвечающих халистатическим участкам моря.

Раскрытие описанного механизма распределения  $\text{CaCO}_3$  в Черном море стало возможным благодаря применению метода абсолютных масс. В других водоемах засушливой зоны анализ распределения карбонатов на площади дна может быть выполнен менее подробно, чем в Черноморском бассейне, из-за скудости данных по стратиграфическому расчленению их осадков. Однако и здесь удастся вскрыть любопытные соотношения, которые не только подтверждают результаты, полученные на Черном море, и тем самым придают им общий смысл и значение, но и вскрывают некоторые новые штрихи в процессе разноса и накопления карбонатов. Особенно показательны в этом отношении Аральское море, к которому мы и обратимся.

### 6. Распределение карбонатов в Аральском море

В настоящее время еще нельзя дать полную картину распределения абсолютных масс  $\text{CaCO}_3$  и обломочного материала в Аральском море, но некоторое представление о нем получить можно.

Н. Г. Бродской (1949) удалось установить, что в ряде районов моря, на небольшой глубине, под современными осадками, в одних случаях залегает гипсоносный горизонт, иногда с *Cardium edule*, в других — песчано-алевритовый с *C. edule*, по всем признакам ему синхроничный. Этот горизонт отвечает низкому стоянию Аральского моря около 500 лет назад.



Фиг. 14. Схема распределения абсолютных масс  $\text{CaCO}_3$  (а) и обломочного силикатного материала (б) в осадках Аральского моря (в  $\text{г/см}^2$ ).

1 — накопления в области дельт; 2 — максимальное накопление  $\text{CaCO}_3$  в водоеме; 3 — максимальное накопление обломочного материала в водоеме.

Располагая данными о мощностях осадков верхнего горизонта и о содержании в них  $\text{CaCO}_3$ , можно было набросать схематическую карту распределения абсолютных масс  $\text{CaCO}_3$  и обломочного материала (фиг. 14). Из схемы видно, в о-п е р в ы х, что главные массы  $\text{CaCO}_3$  приурочены к дельтовой и придельтовой зонам, откуда они вытягиваются языками по ходу течений; в о-в т о р ы х, что общий план распределения абсолютных масс  $\text{CaCO}_3$  и обломочного материала в основе своей одинаков; разница заключается в том, что максимумы обломочных частиц измеряются гораздо большими величинами, чем максимумы карбонатов; минимумы же, напротив, меньшими, чем минимумы  $\text{CaCO}_3$ , т. е. амплитуды колебаний абсолютных масс обломочного материала гораздо больше, чем у карбонатов. При такой ситуации неизбежно возрастание процента карбонатности осадков в областях минимальной седиментации, что действительно и имеет место. Как видно из схемы распределения процентных концентраций карбонатов (фиг. 15), минимальный процент  $\text{CaCO}_3$ , равный

7—8 (до 10%), приурочен к прибрежным песчаным отложениям. В дельтовых зонах процентное содержание  $\text{CaCO}_3$  достигает 20. С удалением же в пелагические зоны процент  $\text{CaCO}_3$  возрастает и в центре, в наиболее тонкозернистых и медленно накаплиющихся илах, достигает максимума (68%).

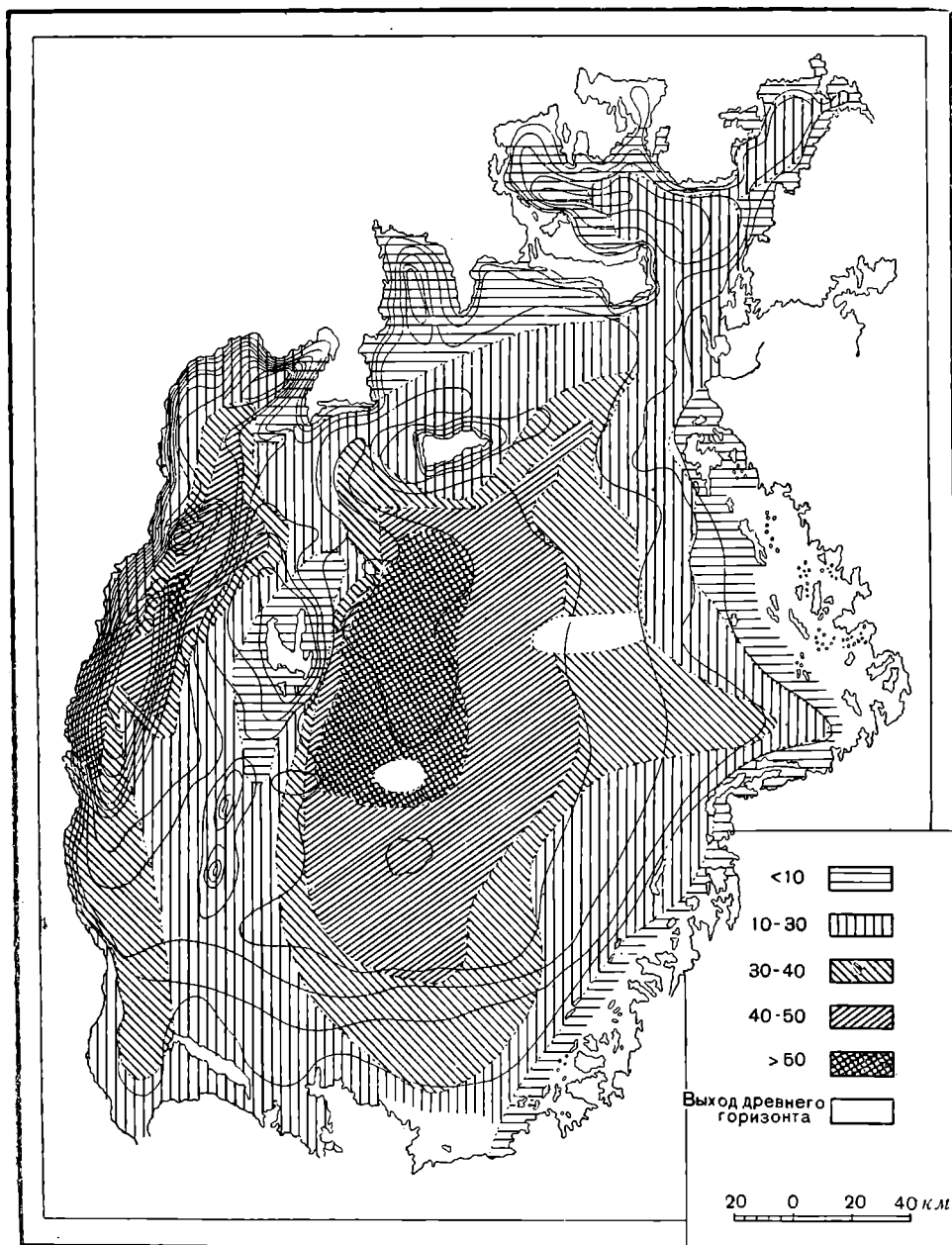
Из этих фактов явствует, что процессы распределения карбонатов в Аральском море, особенно механизм образования процентных их концентраций, принципиально воспроизводит ту картину, которую мы наблюдали в Черном море. Первенствующее значение гидрологического режима в разное и в пространственной локализации карбонатов на дне моря и здесь выступает с полной отчетливостью. В связи с этим большой интерес представляют две особенности в размещении  $\text{CaCO}_3$ , которые ясно выражены в этом водосме и могут служить, так сказать, руководящим признаком для оценки роли гидрологического фактора в других, менее изученных водоемах.

Первая особенность состоит в пространственной дифференциации разных форм пелитоморфного карбоната.

Как указывалось выше, Н. Г. Бродская установила в Аральском море две разности тонкозернистого кальцита: лепешкообразные бесформенные зерна  $\text{CaCO}_3$  размерами 0,003—0,015 мм и вытянутые игольчатые кристаллы размерами 0,0028 до 0,008 мм. Характерно, что карбонаты речной мути Сыр-Дарьи и Аму-Дарьи представлены почти исключительно лепешковидной формой. Отсюда следует, что это и есть морфологический тип обломочного карбоната, вносимого в море реками; игольчатый же карбонат следует рассматривать как аутигенный, химически осажденный в водосме.

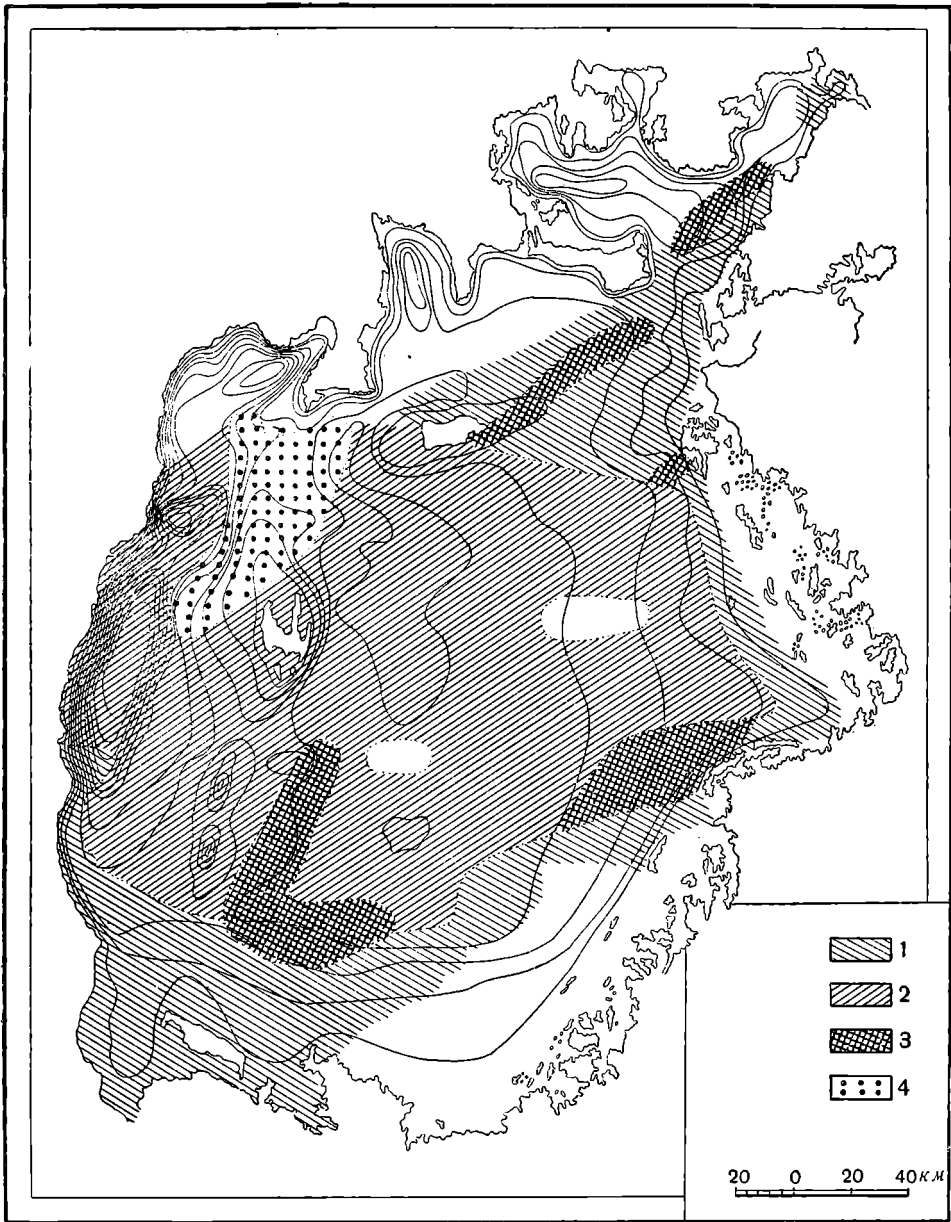
Обращаясь теперь к пространственному размещению этих форм  $\text{CaCO}_3$  в осадке (фиг. 16), нетрудно видеть, что лепешковидный карбонат локализуется в приустьевых частях Сыр-Дарьи и Аму-Дарьи и по ходу их струй, в той самой области, где концентрируются главные массы аральских карбонатов вообще. В центральную зону моря, судя по редкости нахождения там лепешковидного  $\text{CaCO}_3$  и по малым абсолютным массам карбонатов вообще, обломочный карбонат доходит в весьма небольшом количестве. Таким образом, кластический  $\text{CaCO}_3$  выпадает в Аральском море по ходу речной воды, в дельте и придельтовой зоне и вообще в прибрежной части полосы тонкозернистых пелитовых и алевритовых осадков. Химически осажденный игольчатый  $\text{CaCO}_3$  приурочивается главным образом к центральным частям моря, но в подчиненном количестве встречается также в придельтовой и вообще в прибрежной части моря. Такая локализация игольчатого  $\text{CaCO}_3$  может привести к предположению, что областью образования химически осажденного  $\text{CaCO}_3$  являются центральные части моря. Но такой вывод противоречит всему, что мы знаем о физико-химических условиях садки морских карбонатов. В действительности, химически осажденный игольчатый  $\text{CaCO}_3$  образуется из раствора на всей поверхности моря, т. е. и в прибрежной и в пелагической его части, и в первой, возможно, даже интенсивнее, чем во второй. Однако в силу ничтожных размеров образующихся кристаллов, меньших, чем размеры зерен обломочного кальцита, значительная часть химически осажденного карбоната выбрасывается из прибрежной полосы в открытую зону моря, где, следовательно, аккумулируется не только свой, так сказать автохтонный, химический кальцит, но и химический аллохтонный, почему эта зона и становится характерной областью накопления химического кальцита вообще. Так происходит своеобразная дифференциация разных форм подвижного, транспортабельного  $\text{CaCO}_3$  в пределах Аральского водоема.





Фиг. 15. Распределение процентных концентраций  $\text{CaCO}_3$  в осадках Аральского моря (по Н. Г. Бродской).

Аналогичный процесс протекает, несомненно, и во всех других водоемах засушливой зоны, получающих наряду с растворенным также и обломочный карбонат в составе речной мути. Мы указывали уже на возможность именно такого процесса в Черном море. Но там он устанавливается более гипотетически. В Аральском же море он выступает с полной отчетливостью.

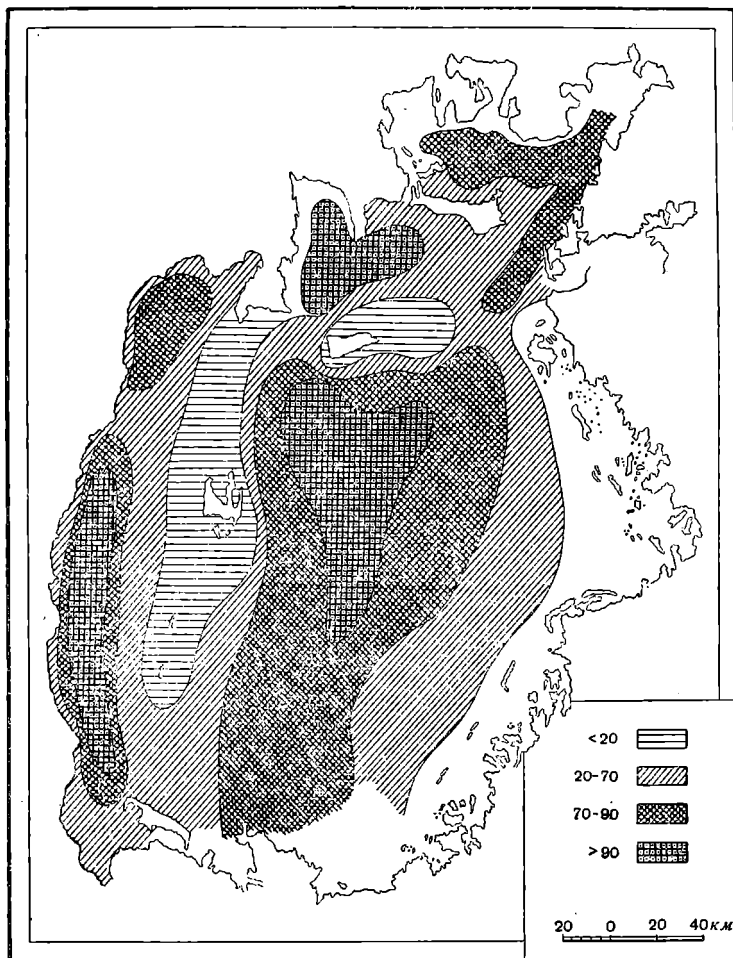


Фиг. 16. Распределение морфологических типов карбонатов в садках Аральского моря (по Н. Г. Бродской).

1 — зона преобладания обломочного карбоната; 2 — зона преобладания хомогенного карбоната; 3 — зона равных количеств хомогенного и обломочного карбоната; 4 — зона оолитов.

Еще больший интерес представляет вторая особенность размещения  $\text{CaCO}_3$ , обнаруженная в Аральском море. На фиг. 17 изображена схема распределения на площади моря пелитовой фракции обломочного силикатного материала. При сравнении ее со схемой распределения процент-

ных концентраций  $\text{CaCO}_3$  можно убедиться в большом сходстве этих схем. И пелитовый обломочный силикатный материал и карбонат содержатся в минимальном количестве в песках, в большем — в алевритах и в еще большем — в пелитах. Поэтому в обоих случаях минимальные концентрации оказываются в прибрежных мелководных осадках, максимальные — в центральной котловине моря. Лишь в двух районах намечается



Фиг. 17. Схема распределения пелитовых частиц в осадках Аральского моря, в процентах от нерастворимого остатка (по Н. Г. Бродской).

отклонение в ходе кривых  $\text{CaCO}_3$  и силикатного пелитового материала. Первый район — мелководье вдоль меридионально расположенной средней серии островов. Здесь песчаные и алевритовые осадки в некоторых местах скопления раковинного материала дают очень высокий процент  $\text{CaCO}_3$ , повидимому за счет чрезвычайно малого поступления сюда обломочных силикатных частиц, получаемых при разрушении островов. Второй аномальный район располагается на севере — заливы Чернышева;

Тше-Бас и другие. Тонкие зеленоватые пелитовые осадки здесь, несмотря на их тонкозернистость, весьма слабо карбонатны (8—9%) и в этом отношении отклоняются от нормы. Причиной является то, что по берегам названных заливов обнажаются и размываются почти бескарбонатные зеленые олигоценые глины, которые, поступая на дно заливов, сильно разбавляют осаждающийся из воды  $\text{CaCO}_3$ . Таким образом, оба отклонения от общей нормы вызываются влиянием специфической местной геологической обстановки. Не будь этих локальных влияний, сходство в распределении пелитового силикатного материала и карбонатов в Аральском море выступило бы с еще большим эффектом. Но даже и при наличии местных влияний оно неоспоримо.

Для теории карбонатообразовательного процесса в водоемах аридной зоны это сходство имеет большое значение, так как позволяет показать господство гидродинамического фактора не методом абсолютных масс, как мы это делали до сих пор, а обычным методом процентного анализа. Мы получаем, таким образом, две различные по внешности, но эквивалентные по существу формы, в которых выражается решающее значение гидродинамики водоема в распределении карбонатного материала на его дне. При оперировании методом абсолютных масс господство гидродинамического фактора сказывается в том, что: 1) абсолютные массы  $\text{CaCO}_3$  размещаются на дне в общем по такой же схеме, как и силикатный обломочный материал; 2) абсолютные массы  $\text{CaCO}_3$  несколько сдвинуты относительно обломочного материала в пелагическую зону, что вызывает появление высококарбонатных илов в центре водоема. При обычном процентном методе господство гидродинамического фактора в локализации карбонатного материала в водоемах аридной зоны сказывается в том, что схема распределения процентных содержаний карбонатов очень близка, а порой тождественна (см. ниже) со схемой распределения процентных содержаний силикатной пелитовой фракции. Установление на примере Аральского моря тождества смысла обеих указанных закономерностей процесса осадконакопления и их теснейшей внутренней связи (корреляции) позволяет в дальнейшем с одинаковым правом пользоваться каждой из них для анализа процессов карбонатообразования в конкретных водоемах.

## 7. Распределение карбонатов в Каспийском море

Анализ распределения карбонатов на площади Каспия мы начнем также с попытки выяснить картину их абсолютных масс.

К сожалению, данные об этих массах очень скудны. С. В. Бруевич (1949<sub>2</sub>), рассчитавший недавно скорости карбонатообразования в разных частях моря, пришел к следующим заключениям. Средняя величина таласогенного (морского аутигенного) осаджения карбонатов для всего моря 82 г  $\text{CaCO}_3$  на 1 м<sup>2</sup> в год<sup>1</sup>, на восточном мелководье Среднего и Южного Каспия 100—350 на 1 м<sup>2</sup>; в заливе Кендерли до 1140, в Кайдаке в среднем 210, на середине восточного склона около 100 и в области ложка моря (900 м) 25 г  $\text{CaCO}_3$  на 1 м<sup>2</sup> в год. Из этих цифр отчетливо видно резкое возрастание карбонатообразования по мере перехода от центрального глубоководья к восточному мелководью. Продолжения профиля на запад,

<sup>1</sup> Ввиду того, что в накоплении карбонатов на дне моря принимает участие также обломочный карбонатный материал, составляющий около 30% от общей массы вносимых карбонатов, реальная ежегодная садка карбонатов будет выше, достигая 117 г/м<sup>2</sup> (11,7 мг на 1 см<sup>2</sup>— см. выше).

к кавказскому побережью, пока нет, но указания на характер происходящих здесь явлений имеются.

Выше было отмечено, что во многих колонках глубоководных станций Южного Каспия среди неслоистого ила встречаются участки чрезвычайно тонкослоистых осадков, причем по типу своему их микрослоистость аналогична микрослоистости черноморских отложений и должна быть истолкована как сезонная. Исходя из этой мысли, А. Ф. Носов подсчитал число микрослоечков на 1 см для 14 станций, из которых 6 приходится на западную часть глубоководного Южного Каспия, а 8 — на восточную его половину. В западной половине число слоев на 1 см колеблется от 22 до 40, составляя в среднем 31 слой, что отвечает отложению 1 см осадка в 15 лет. В восточной половине глубоководной депрессии число слоев колеблется от 53 до 89 — в среднем 70 слоев на 1 см, что отвечает накоплению 1 см осадка в 35 лет.

Воспользовавшись этими наблюдениями А. Ф. Носова, я попробовал рассчитать абсолютные массы терригенного материала и  $\text{CaCO}_3$ , отложившиеся за 2500 лет на 1 см<sup>2</sup> площади дна в западной и восточной частях южнокаспийской глубоководной котловины. (Срок в 2500 лет взят потому, что он отвечает современной стадии существования Черного моря, для которой производились расчеты выше.) Объемный вес глубоководных каспийских илов взят 1,60 ввиду их близкого сходства с серой черноморской глиной.

Полученные данные сведены в табл. 16.

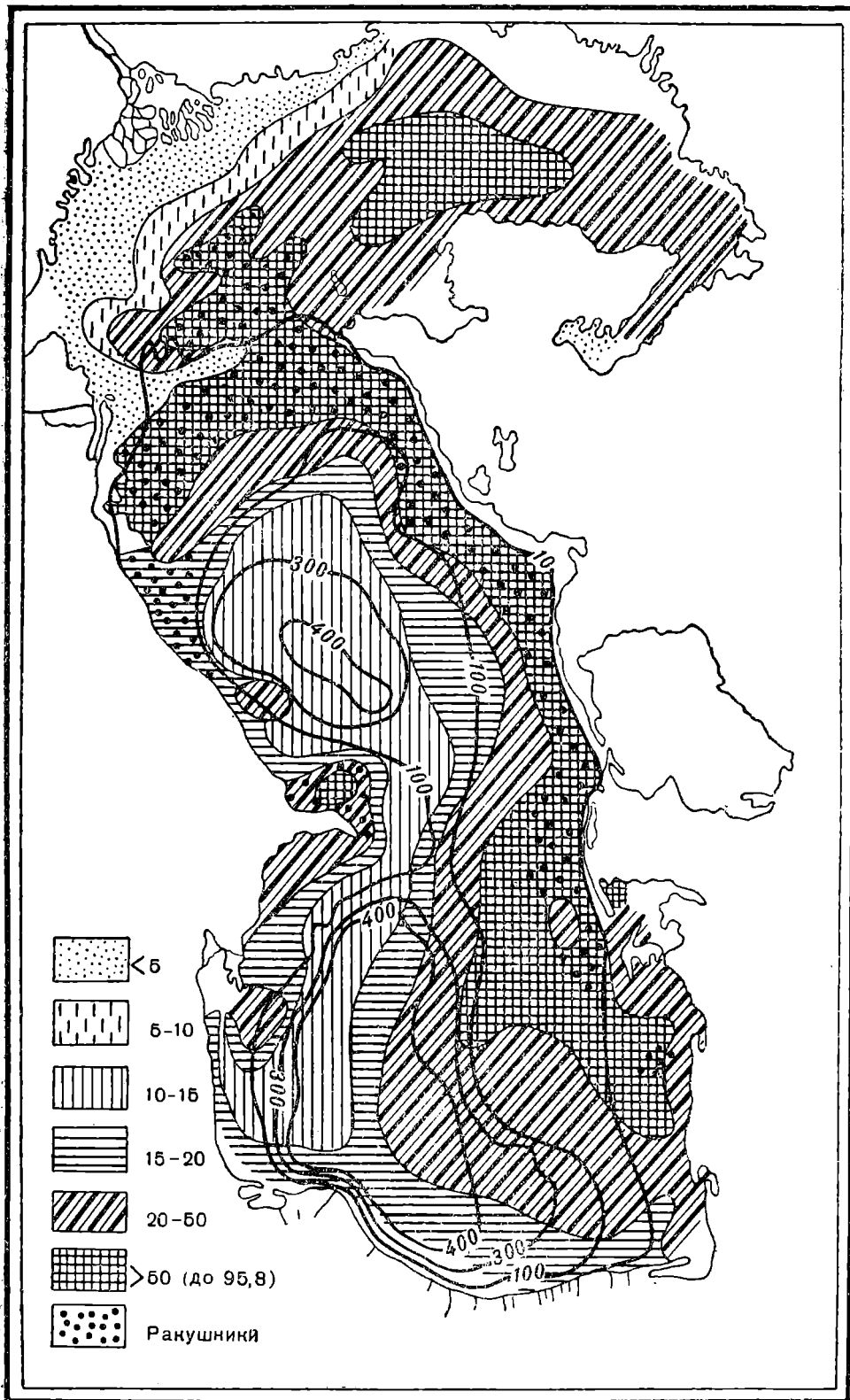
Таблица 16

Абсолютные массы осадка и  $\text{CaCO}_3$  в Южном Каспии

Сравнимые величины (в г/см <sup>2</sup> )	Западная половина Ю. Каспия	Восточная половина
Общая масса осадка . . . . .	250	100
$\text{CaCO}_3$ . . . . .	45	34

Цифры сами говорят за себя. По мере перемещения на запад количество карбонатов возрастает даже в пределах плоского дна глубокой части Южного Каспия. Это позволяет допустить, что на западном шельфе, в непосредственном соседстве с реками, стекающими с гор и несущими, кроме растворенного, еще массу взвешенного  $\text{CaCO}_3$ , абсолютная скорость накопления карбонатов на дне будет выше, чем в глубоководной части моря; вероятно, она будет здесь даже больше, чем на восточном шельфе Южного Каспия. Опыт Аральского моря показывает, что взвешенный (обломочный)  $\text{CaCO}_3$ , действительно, в главной массе своей садится в приустьевой части бассейна и по периферии прилежащих частей глубоководной котловины. К тому же на западном мелководье, несомненно, идут процессы химического осаждения  $\text{CaCO}_3$ , что доказывается наличием здесь оолитов и изменением щелочного резерва воды в прикуриинской зоне (непосредственные наблюдения К. И. Иванова).

Таким образом, хотя достоверных данных и очень немного, все же, основываясь на них и на ряде косвенных указаний, мы должны признать,



Фиг. 18. Распределение карбонатов в Каспийском море по данным В. П. Батурина, М. В. Клеповой, А. Ф. Носова, С.Г. Саркисяна (в процентах на сухую навеску породы).

что распределение абсолютных масс  $\text{CaCO}_3$  на профиле через Каспий в принципе то же, что и в Черном море: максимум — в более мелководной, шельфовой зоне, минимум — в центральных областях котловины, отвечающих халистатической зоне.

Посмотрим теперь, как отражается эта локализация абсолютных масс на процентном содержании карбонатов в осадках разных частей водоема. Соответствующие материалы сведены на фиг. 18.

Как видим, распределению процентных содержаний карбонатов свойственна отчетливо выраженная асимметрия. Минимальные концентрации их наблюдаются вдоль западного и северо-западного побережья моря, начиная от устья Урала до иранских берегов включительно; здесь карбонаты составляют в общем меньше 10% от веса сухого осадка. С удалением от берега в восточном направлении всюду намечается заметное повышение концентраций карбонатов, доходящих у края шельфа до величин около 30%. С переходом на дно глубоководных котловин, северной и южной, содержание карбонатов заметно падает и относительно неширокая западная окраина котловины характеризуется илами, содержащими всего 15% карбонатов. Еще восточнее концентрация карбонатов в илах вновь начинает нарастать, на этот раз уже без новых понижений, и мы последовательно переходим к полосам с содержанием карбонатов в 20—50, 50—60 и свыше 60%. На восточном шельфе концентрации достигают 70—95%, и вдоль восточного побережья Каспия почти на всем протяжении протягивается полоса, максимально обогащенная карбонатами. Особенно четко выражена восточная, обогащенная карбонатами полоса на пространстве от п-ова Мангышлака до хр. Балхан; севернее и южнее она проступает слабее. В заливах Мертвом Култуке, Кайдаке и Кара-Богаз-Голе содержание карбонатов опять убывает: в Кайдаке до 10—25%, в Кара-Богаз-Голе до 7—33%.

Из сопоставления этой картины процентных концентраций карбонатов с тем, что было сказано относительно размещения их абсолютных масс, вытекает, что между первой и второй схемами по существу нет ничего общего. Процентные концентрации карбонатов в Каспии, как и в Черном море, не определяются непосредственно размещением их абсолютных масс. Имеется фактор, действие которого настолько сильно, что, накладываясь на абсолютное карбонатонакопление, он практически совершенно маскирует последнее. Таким фактором является разное обломочного силикатного материала. Как известно, питание Каспия обломочным материалом осуществляется односторонне — с запада, откуда идет главная его масса. Здесь же, по западной окраине Каспия, терригенные частицы преимущественно и оседают, убывая на восток по мере удаления от источника питания. При этом на западе они максимально «разбавляют» поступающие одновременно карбонаты и, естественно, резко понижают их процентное содержание в осадке. С убыванием терригенного материала на восток «разбавление» уменьшается и процентное содержание карбонатов возрастает, достигая максимума вдоль восточного побережья Каспия.

Ненормально низкий процент карбонатов в обширном Кара-Богаз-Голе также объясняется «разбавлением» масс карбонатов, но уже не терригенным материалом, а одновременно осаждающимся гипсом, массы которого во много раз превосходят массу карбонатов.

Что дело обстоит именно таким образом, видно на примере глубоководной части Южного Каспия, для которой мною вычислены изменения

не только абсолютных масс карбонатов, но и разбавляющего их обломочного силикатного материала (табл. 17).

Таблица 17

Абсолютные массы нерастворимого остатка и  $\text{CaCO}_3$  в Южном Каспии

Сравнимые величины (в г/см <sup>3</sup> )	Западная половина котловины Ю. Каспия	Восточная половина	Отношение компонентов
Нерастворимый остаток . . . . .	182,5	60	1 : 0,34
$\text{CaCO}_3$ . . . . .	45	34	1 : 0,75

Смысл таблицы совершенно ясен. По мере перемещения с запада на восток количество обломочного материала снижается очень резко; карбонат же кальция хотя и убывает, но гораздо более медленными темпами. Этим и объясняется повышение процента карбонатности илов по направлению на восток.

Таким образом, распределение процентных концентраций карбонатов в осадках Каспия определяется в первую очередь седиментацией поступающего в бассейн терригенного материала. Огромные массы этого материала, осаждающиеся в западной мелководной зоне и на склоне котловины Среднего и Южного Каспия, полностью маскируют имеющийся здесь максимум абсолютных масс  $\text{CaCO}_3$  и делают илы весьма мало карбонатными. Наоборот, незначительные массы обломочных частиц, достигающие восточного мелководья<sup>1</sup>, лишь относительно слабо разбавляют осаждающийся здесь карбонат, и максимум абсолютных масс  $\text{CaCO}_3$  имеет здесь возможность ярко проявиться в высоком процентном содержании  $\text{CaCO}_3$ . В целом же получается характерная асимметричная картина локализации процентных содержаний карбонатов.

Нетрудно видеть, что этот механизм формирования процента карбонатности илов в Каспии принципиально совершенно тот же, что в Черном море. Разница заключается лишь в том, что в Черном море карбонатный материал поступает более или менее равномерно по всей периферии моря, — поэтому изолинии карбонатности дают картину более или менее симметричную очертаниям берегов с максимальным процентным содержанием карбонатов в центре моря (в халистатических зонах). В Каспии же обломочный силикатный материал поступает только с одной стороны — с запада; отсюда — ярко асимметричное распределение процентных концентраций карбонатов: минимальная карбонатность илов на западе, на ближайшей к источнику сноса стороне моря, и максимальная на востоке, на участке, наиболее удаленном от источника питания кластическими силикатными частицами.

<sup>1</sup> И частично поступающие сюда петровым путем из Закаспия.



## 8. Распределение карбонатов в оз. Балхаш

Осадки оз. Балхаш пока вовсе не стратифицированы, и поэтому метод абсолютных масс к ним сейчас не применим. Этот несомненный пробел, однако, не мешает раскрыть в полной мере сущность процессов распределения карбонатов в этом водоеме, ибо мы можем в этом случае полностью использовать те наблюдения над связью распределения процентных концентраций  $\text{CaCO}_3$  и силикатной пелитовой фракции обломочного материала, которые были сделаны на Аральском море.

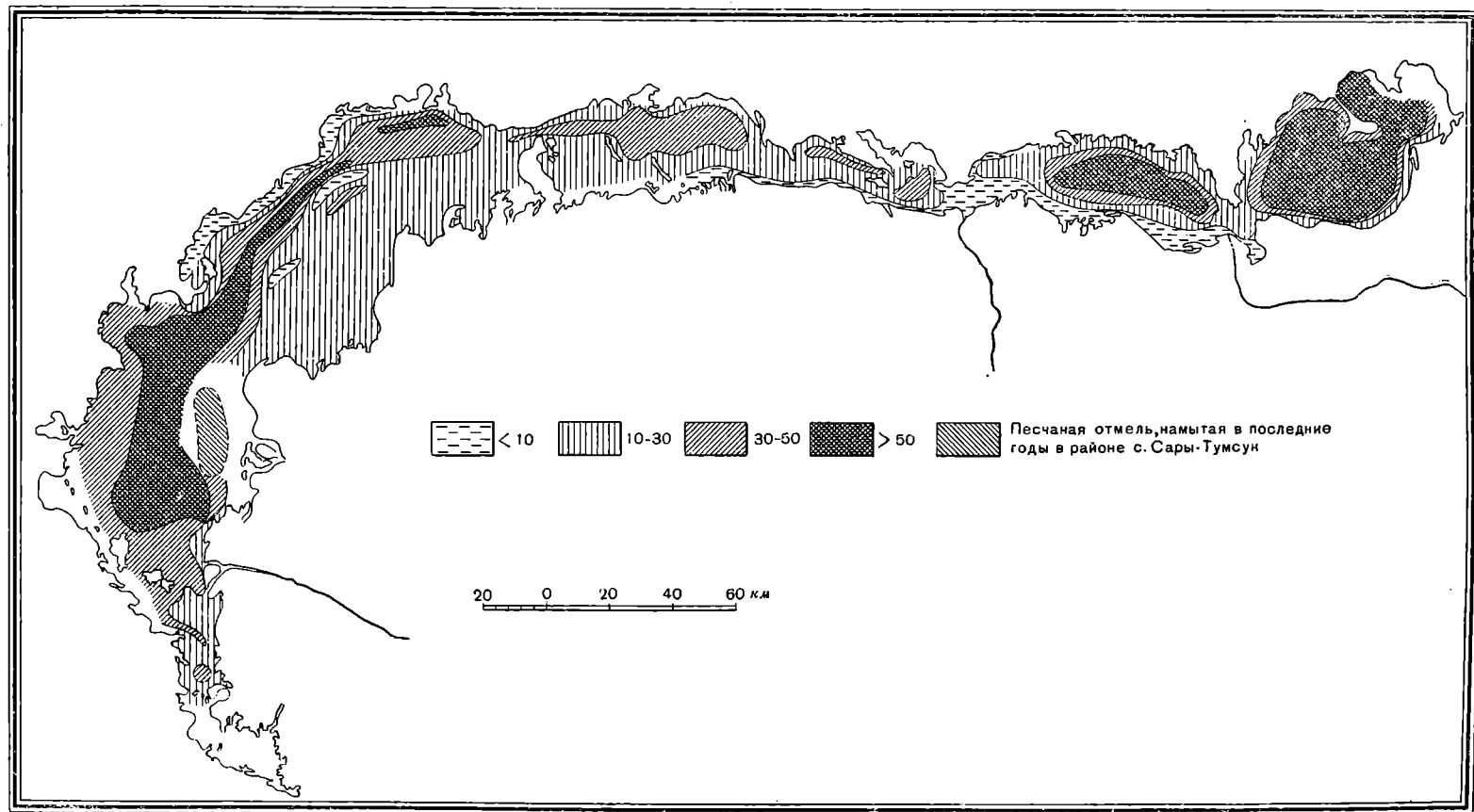
Карта процентных содержаний  $\text{CaCO}_3$  в балхашских осадках (фиг. 19) полностью, до больших деталей, воспроизводит карту распределения в осадках пелитовой фракции обломочного силикатного материала. Такое изумительное совпадение, конечно, не случайно. В оз. Балхаш карбонаты, как мы знаем, практически полностью представлены транспортабельной пелитоморфной—обломочной или же химически осажденной—формой. Естественно, что этот карбонат распределяется в водоеме по той же, в общем, схеме, что и обломочный пелитоморфный силикатный материал. Никаких возмущающих влияний геологической обстановки здесь не заметно. Безраздельное господство гидрологического фактора в распределении карбонатов внутри оз. Балхаш видно с исчерпывающей наглядностью.

## 9. О специфических особенностях карбонатообразования в слабо минерализованных водоемах засушливой зоны

Из данных, приведенных выше, видно, что три особенности отличают карбонатообразование в слабо минерализованных водоемах засушливой зоны от нормального морского карбонатного процесса (фиг. 20).

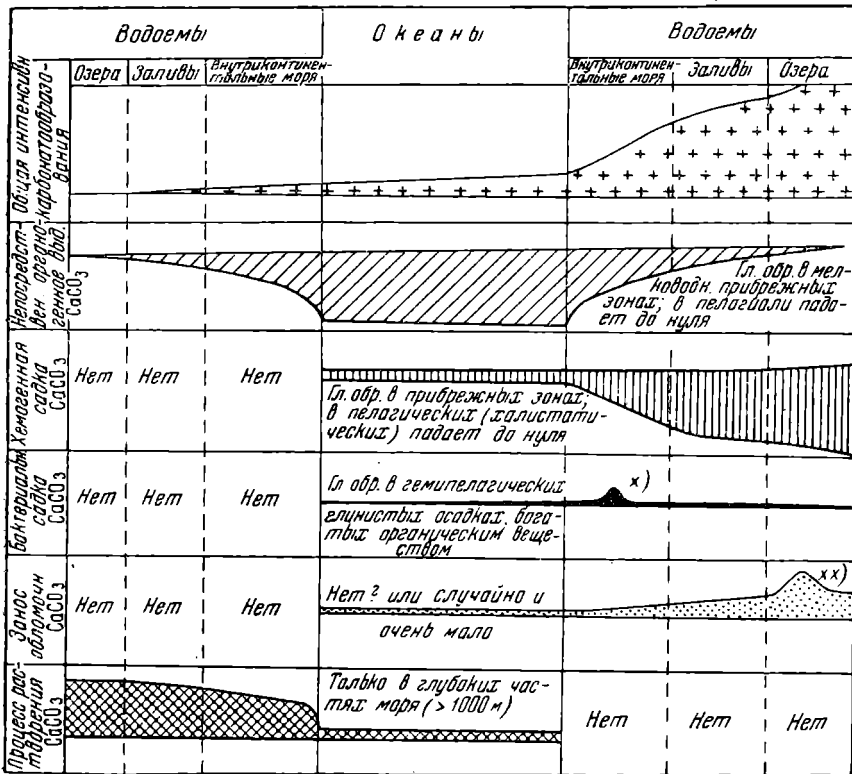
I. Общая резкая интенсификация карбонатного процесса: в бассейнах аридной зоны ежегодное накопление карбонатов на единицу площади в десятки раз превосходит соответствующее накопление в океанических бассейнах, например в экваториальной части Атлантического океана. Эта абсолютная интенсификация карбонатообразования, однако, не выражается внешне в повышении процента карбонатности осадков, так как одновременно с повышенной дозой карбонатного материала поступает еще более увеличенная порция силикатных обломочных частиц, которые разбавляют карбонаты и понижают их процентное содержание в осадке.

II. Резкое подавление биогенного процесса, низведение его на степень третьестепенного фактора, обуславливающего образование всего 10—20% общей массы осаждающегося ежегодно карбоната. В некоторых случаях (например, в Балхаше, Иссык-Куле) значение биогенной экстракции карбонатов вообще едва уловимо, близко к нулю. Главнейшими формами накопления карбонатов становятся непосредственно химическое осаждение из воды и внос в виде взвешенной (обломочной) мути реками; соотношение между этими типами карбонатов у разных бассейнов разное. И в том и в другом случае, однако, накапливающийся карбонат всегда тонкозернистый, пелитоморфный. Эта форма карбонатов становится, таким образом, характерным, морфологически уловимым признаком, отличающим карбонатообразование в водоемах аридных зон от карбонатообразования в бассейнах прочих типов.



Фиг. 19. Распределение карбонатов в осадках оз. Балхаш, по Д. Г. Сапожникову (в процентах от натурального осадка).

III. Решающее значение гидрологического режима в распределении карбонатного материала на площади водоема. Эта особенность определяется природой осаждающихся карбонатов, преимущественно пелитоморфных, т. е. весьма транспортабельных. Чем резче выражено господство этих карбонатов, тем значительнее роль гидрологического режима в распределении их по дну бассейна. Влияние местных геологических особенностей побережья, а также биологической экстракции  $\text{CaCO}_3$ ,



x) в водоемах с сильным  $\text{H}_2\text{S}$  заражением воды (Черное море)  
 xx) в отдельных водоемах (Аральское море)

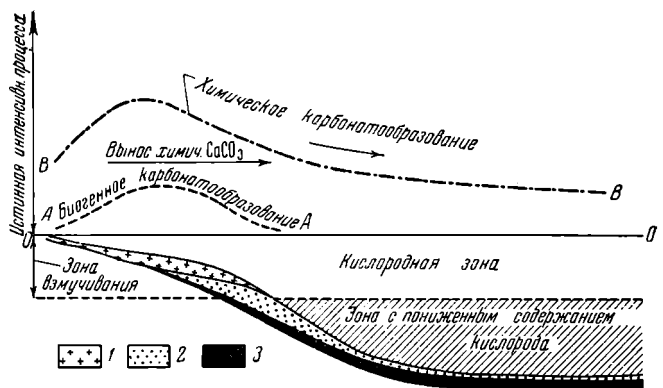
Фиг. 20. Трансформация карбонатобразовательного процесса в водоемах разного физико-географического типа.

когда она существует, может вносить некоторые второстепенные осложнения в картину распределения карбонатов, определяемую гидрологическим режимом бассейна, но основа процесса локализации  $\text{CaCO}_3$  при этом не изменяется.

Следующие черты в механизме распределения карбонатов во внутренних морях и озерах, связанные с господством гидрологического фактора, здесь должны быть отмечены и подчеркнуты.

1. Абсолютные массы силикатного обломочного материала и  $\text{CaCO}_3$  распределяются в общем по одной и той же пространственной схеме.
2. В то же время амплитуды колебаний от максимумов к минимумам

у карбонатов гораздо меньше, чем у обломочного материала; равным образом и очертания максимумов и минимумов у этих двух компонентов несколько различны. Это обстоятельство и определяет процентные концентрации  $\text{CaCO}_3$  в осадке. В области минимумов абсолютных масс  $\text{CaCO}_3$ , благодаря гораздо быстрее падающим массам обломочного силикатного материала, появляются высокие процентные содержания карбонатов. В области максимумов  $\text{CaCO}_3$  силикатный материал накапливается, как правило, еще быстрее, чем карбонаты, и это приводит к низким процентным концентрациям  $\text{CaCO}_3$ . Происходит характерная инверсия карты процентных концентраций  $\text{CaCO}_3$  по сравнению с картой абсолютных его масс. Лишь в относительно немногих пунктах повышение процента карбонатов совпадает с увеличением абсолютной их массы.



Фиг. 21. Дифференциация разных генетических типов  $\text{CaCO}_3$  в водоемах аридной зоны.

1 — раковинный  $\text{CaCO}_3$ ; 2 —  $\text{CaCO}_3$ , внесенный реками во взвешенном состоянии; 3 — химически осажденный в водоеме кальцит. Стрелки указывают направление выноса тонкозернистого  $\text{CaCO}_3$  движениями воды.

3. Карта распределения процентных содержаний карбонатов в основных чертах, а порою и в деталях, воспроизводит карту распределения (в процентах) пелитовой фракции силикатного обломочного материала. Чем больше значение пелитоморфного карбоната в общей сумме его и чем слабее влияние биогенной экстракции  $\text{CaCO}_3$ , а также влияние локальной геологической обстановки на побережье, тем больше сходство в распределении сравниваемых компонентов. В некоторых случаях (например, на оз. Балхаш) карты распределения карбонатов и пелитовой фракции обломочного (в %) материала почти тождественны.

На фоне общего процесса распределения карбонатов происходит порою очень ясно уловимая пространственная дифференциация разных морфологических и генетических форм карбонатов (фиг. 21).

Биогенный раковинный  $\text{CaCO}_3$ , образуемый в годичном цикле седиментации, локализуется (по биологическим причинам) в прибрежных зонах, только и обитаемых организмами. В непосредственном соседстве с берегом количество биогенного кальцита минимально, но в зоне тонких песков и алевроитов достигает максимума, резко падая к центру водоемов или даже исчезая совсем. Обломочный тонкозерни-

с т ы й к а л ь ц и т, выносимый реками, начинает садиться уже в дельтах и в алевритовой зоне, но максимальные его скопления приходится на периферическую область пелитовых осадков; к центру моря, к халистатическим зонам, он резко убывает. По периферии моря максимум обломочного  $\text{CaCO}_3$  отвечает гористым, хорошо дренируемым частям побережья. Выделение из воды в твердую фазу химического кальцита происходит на всей водной площади внутренних морей и озер и даже главным образом в прибрежных их частях. Но в силу ничтожных размеров кристаллики химического  $\text{CaCO}_3$  почти не оседают в прибрежной зоне и выбрасываются в более центральные части водоемов, которые, аккумулируя и автохтонный и аллохтонный химический  $\text{CaCO}_3$ , становятся основным местом накопления химического кальцита (дрюит, игольчатый  $\text{CaCO}_3$ ).

### III. ЭВОЛЮЦИЯ КАРБОНАТООБРАЗОВАНИЯ ПРИ ОСОЛОНЕНИИ ВОДОЕМОВ ЗАСУШЛИВОЙ ЗОНЫ СССР

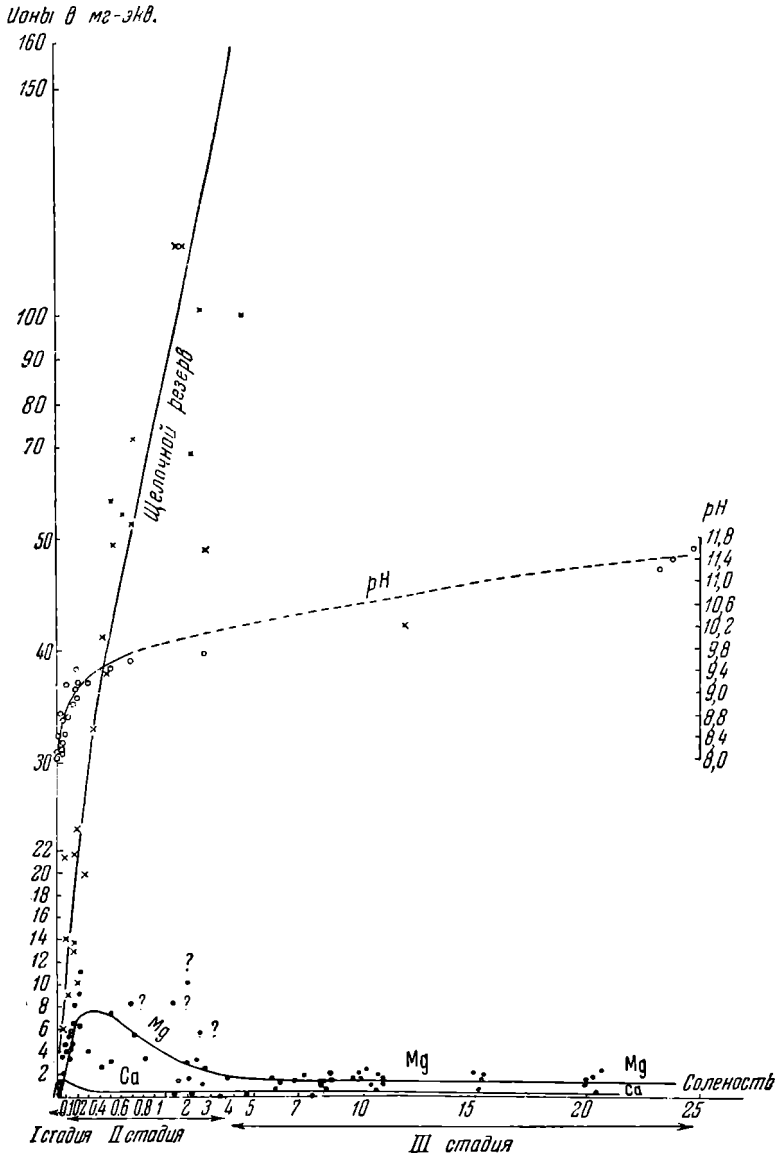
Опираясь на установленную уже связь карбонатообразования с физико-географической обстановкой в водоеме, можно утверждать, что и при прогрессирующем осолонении водоемов разного гидрохимического типа эволюция карбонатного процесса будет протекать неодинаково. Особенно важно, к какому карбонатному классу принадлежит осолоняющийся водоем: с о д о в о м у (щелочной резерв насыщает весь Ca, весь Mg и часть Na, образуя соду), у г л е м а г н и е в о м у (весь Ca и часть Mg) или у г л е к а л ь ц и е в о м у (только часть Ca; остальной кальций связан с  $\text{SO}_4^{''}$ ). В дальнейшем мы разберем эволюцию карбонатного процесса для каждого из этих типов водоемов.

#### 1. Содовые озера (I карбонатный класс)

На диаграмме (фиг. 22) изображены графически основные показатели карбонатного режима содовых озер, полученные при изучении 50 представителей этого класса, разбросанных на самых разнообразных участках земного шара (Курганская степь, Кулундинская степь, Тибет, Балканы, Великий бессточный бассейн в США, Африка и др.).

По оси абсцисс на этой диаграмме отложена общая минерализация воды в процентах, по оси ординат — концентрации Ca, Mg и щелочной резерв в мг-экв.; отдельная шкала (по ординате) дана для рН. В общем диаграмма выражает эволюцию соотношений между основными показателями карбонатного режима во всем диапазоне существующих в природе соленостей. Смысл этой эволюции совершенно ясен и не требует долгих объяснений. По мере осолонения щелочной резерв воды резко и непрерывно растет, достигая при соленостях 15—20% колоссальной величины в 1200—2000 мг-экв. на 1 л. Этот стремительный и непрерывный рост показан на диаграмме круто восходящей наклонной кривой, которая уже очень скоро выходит за пределы изображенной части поля диаграммы. Параллельно с общим ростом щелочного резерва стремительно растет и рН. Уже при солености в 0,2% рН подымается до значений в 9,4, а при 1% — до величины около 10. Наблюдения за рН при более высоких минерализациях единичны. При работах, проведенных нами в 1945 г. в Кулундинской степи, в оз. Танатар I неоднократно констатировались величины рН, равные 11,5—

11,6<sup>1</sup> при солености воды около 25%. В 1931 г. Б. Л. Исаченко также констатировал в оз. Танатар значения рН = 11,6, но без указания на соленость исследованной рапы (Кулундинская экспедиция, 1934—1935).



Фиг. 22. Карбонатная характеристика воды озер содового типа.

Крестики — щелочной резерв (в мг-экв.); точки — магний (в мг-экв.); кружочка — рН.

Таким образом, нет никаких сомнений в прогрессирующем увеличении рН, хотя оно и происходит в дальнейшем гораздо более медленными тем-

<sup>1</sup> Определения велись колориметрически с отсчетами, по большей части совершенно надежными.

пами, чем в самом начале осолонения. Совершенно иначе ведут себя кальций и магний. В первые моменты осолонения, при минерализации до 0,1%, кальций концентрируется в содовой воде, достигая в среднем содержания 1,5 мг-экв., а порой подымаясь и выше. При дальнейшем осолонении содовой воды концентрация кальция начинает убывать по закону затухающей кривой и с солености около 1% количество кальция падает до 0,3—0,5 мг-экв., а затем и до следов. Многие анализы не обнаруживают кальция вовсе, хотя наряду с ними проскальзывают и другие, показывающие содержание Са до 0,5—0,7 мг-экв. (ошибка анализа?).

История магния аналогична кальциевой, но с несколькими существенными отличиями.

Максимум концентраций магния достигается несколько позже и при большей общей минерализации содовой воды, чем максимум кальция: 0,3—0,4% против 0,1%. Верхний «потолок» содержания магния в среднем гораздо выше, чем у кальция: 7—8 мг-экв. вместо 1,5; минимальный уровень, до которого опускаются концентрации магния при последующем осолонении содовой воды, также выше, чем у кальция, — около 1 мг-экв. (против следов у кальция). В итоге различного поведения кальция и магния содовая вода при осолонении проходит через три последовательные стадии: начальную, когда кальций преобладает над магнием; промежуточную, гораздо более длительную стадию, когда магний резко преобладает над кальцием, но последний присутствует еще в уловимых количествах, и заключительную стадию, самую длительную, когда в воде присутствует в очень небольших количествах практически только магний, к которому подмешиваются иногда аналитически едва уловимые следы кальция.

Описанное поведение щелочноземельных металлов означает, что при прогрессирующем осолонении содовых водоемов уже очень скоро (примерно с 1%) наступает момент, когда они «изгоняются» из состава раствора; с соленостей же около 3—4% содовая вода оказывается «запрещенной» для Са («следы») и лишь в ничтожной степени «разрешенной» для магния (в пределах около 1 мг-экв.). Единственной практически растворимой формой карбонатов в водоемах этого типа становится сода, причем при малой минерализации она существует в бикарбонатной форме, с увеличением же концентрации все больше переходит в монокарбонатную форму.

Уже из физико-химической диаграммы содовых озер вытекает, что в этих озерах имеет место явная химическая садка карбонатов Са и Mg. Тем интереснее вопрос об их минералогической форме. Этот вопрос был изучен на примере озер Танатарской группы (в Кулундинской степи), причем согласными данными оптического, химического, рентгеновского и частью химического исследования устанавливается, что в илах содовых озер присутствуют: кальцит, доломит, магнезиальные силикаты типа сепиолит—керолит и, возможно, брусит (?).

Количественные соотношения между этими минералами по мере осолонения рапы существенно меняются, как это видно из данных табл. 18, где приведены средние характеристики минералогического состава карбонатных илов озер от низкой солености (почти пресных) до минерализации в 10—15%.

Как видим, в начальной стадии осолонения, отвечающей минерализации 0,2—0,3% (оз. Рублево), преобладающим химическим минералом

Таблица 18

## Основные показатели химического осадкообразования в содовых озерах (в %)

Название озер в порядке возрастания минерализации	Кальцит на натуральный сухой осадок	Доломит на натуральный сухой осадок	Процент доломитности (от суммы карбонатов)	Силикаты магния на натуральный ил	$\frac{\text{CaO}}{\text{MgO}}$ в солянокислой вытяжке
Рублевоe . . . . .	34,47	22,31	38,5	12,02—17,31	1,72
Танатар IV . . . . .	6,84	31,54	82,0	4,69—6,74	0,94
Танатар V . . . . .	3,3	23,9	87,0	7,47—10,75	0,74
Танатар III . . . . .	0,13	14,0	100,0	12,68—18,37	0,34

является кальцит; доломит и магниезальные силикаты ему значительно уступают. Но уже в оз. Танатар IV, при соленостях около 1%, кальцит становится совершенно подчиненным минералом, господствуют же доломит и магниезальные силикаты. При дальнейшем осолонении содовой воды парагенезис аутигенных минералов состоит практически из доломита и силикатов магния типа сепиолит — керолит; кальцит же подмешивается в качестве ничтожной примеси.

Очень интересны соотношения (в оз. Танатар III) аутигенных минералов с гранулометрическим типом осадков (табл. 19).

Таблица 19

## Распределение аутигенных минералов по разным типам осадка (в %)

Типы осадка	$\text{CaCO}_3$	Доломит	Процент доломитности карбонатов	Сепиолит—керолит	Число проб
Пески . . . . .	0,73	1,24	63	2,65—3,81	5
Илистые пески . . . . .	0,97	1,98	66	4,89—7,04	4
Карбонатные илы . . . . .	0,13	14	100	12,68—18,37	4

Отчетливо выступает обогащение осадка аутигенными минералами по мере его измельчения.

Описанная эволюция карбонатного процесса при осолонении содовых озер, однако, заведомо не раскрывает полной картины происходящих изменений, ибо относится только к осадкам низких и средних ступеней осолонения, когда соды в осадке в виде постоянной твердой фазы нет. С появлением соды картина усложняется, повидимому, дополнительным образованием двойных солей: гейлюсита  $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{CaCO}_3 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$  и португита  $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{MgCO}_3 \cdot \text{NaCl} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ , которые неоднократно встречались в парагенезисе с содой и характерны для нее (Doelter, 1912).

Учитывая, что стадии устойчивого накопления соды в осадке предшествует стадия, когда сода появляется в годичном гидрохимическом цикле содовых озер как временный (сезонный) минерал, можно, повидимому, схематически изобразить всю карбонатную эволюцию этих озер следующим образом:



I стадия (нальцитовая)	II стадия (доломитовая)	III стадия (содово-гейлюситовая)
<p>Малая концентрация растворов</p> <p>Гейлюсит и нортупит отсутствуют вовсе</p>	<p>Средние и высокие концентрации</p> <p>Гейлюсит и нортупит выпадают как временные минералы в периоды резкого осолонения (август — сентябрь) и зимой; весной — растворяются</p>	<p>Высокие концентрации</p> <p>В осадке устойчиво накапливается сода; в парагенезисе с нею гейлюсит и нортупит устойчивы</p>
<p>Кальцит</p> <p>←.....?.....→</p> <p>Доломит + гидроксид Mg</p> <p>←.....?.....→</p> <p>Мagneзиальные силикаты (сепиолит — керолит)</p> <p>гейлюсит, нортупит</p>		

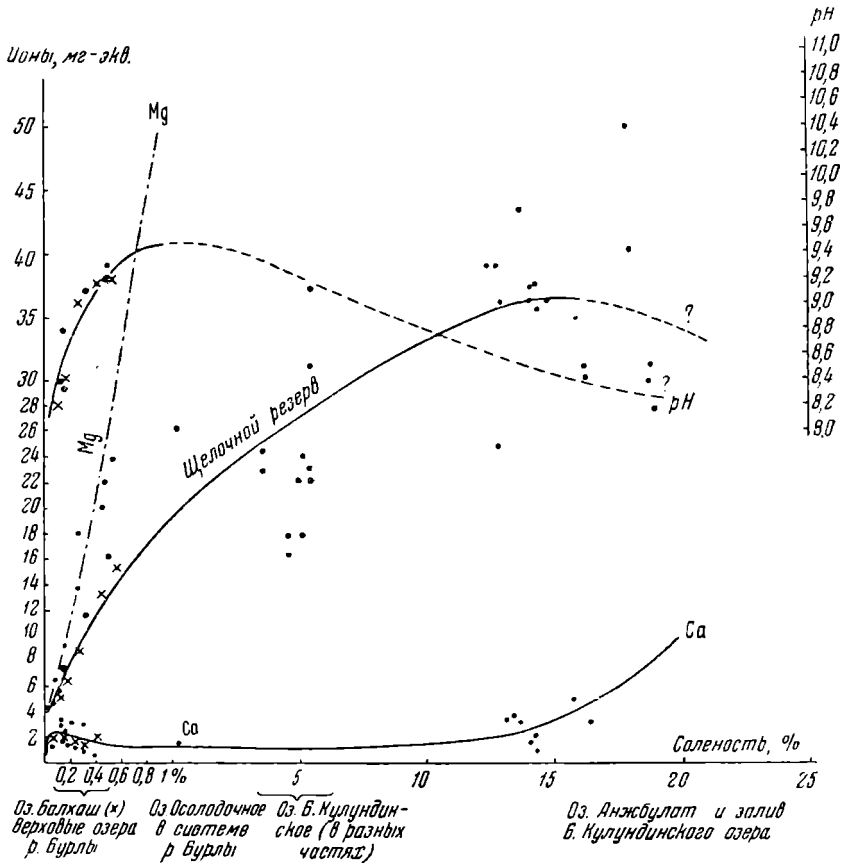
## 2. Углемагниевое озеро (II класс карбонатности)

История изменений карбонатного режима озер II класса карбонатности, или углемагневых (с  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{MgCO}_3$ ), существенно отличается от только что описанной.

На фиг. 23 воспроизведена диаграмма, изображающая эволюцию показателей карбонатного режима, построенная аналогично диаграмме содовых озер и базирующаяся на данных по 30 озерам. Видно, что по мере осолонения рапы примерно до 13—15% щелочной резерв ее растет. В первые моменты осолонения рост очень быстрый и почти пропорциональный осолонению, так что уже при соленостях 0,4—0,8% щелочной резерв достигает 14—16 мг-экв. Позже темпы прироста замедляются, а затем наступает перелом и щелочной резерв начинает падать. К сожалению, имеющихся данных недостаточно для уверенного построения этого второго крыла кривой, но общее падение массы  $\text{CO}_3'' + \text{HCO}_3'$  при максимальном осолонении несомненно. Очень оригинальна кривая pH. В первые моменты осолонения pH резко растет и при соленостях 0,4—0,6% достигает значений 9,2—9,4, т. е. почти своих предельных величин. При дальнейшем осолонении — до 5—6% pH остается практически на том же уровне, может быть лишь слегка подымаясь (до 9,4—9,5) при  $S = 1—3\%$ . При еще больших концентрациях солей, судя по отдельным, пока разрозненным определениям, pH вновь падает, спускаясь до 8,2 и далее до 7,8—7,6.

История магния при осолонении озер II класса карбонатности резко отличается от истории его в содовых озерах. Магний, начиная расти уже при малой минерализации, быстро перешагивает пределы максимальных концентраций, «разрешенных» ему в содовых озерах, и уже при солености

в 1% превышает 60 мг-экв. на литр. В дальнейшем рост его хотя и не идет строго пропорционально солености, но отличается большими темпами, достигая 160—180 и даже 600 мг-экв. на литр. Так как все эти величины далеко превосходят величины щелочного резерва, то подавляющая часть магния накапливается в рапе в виде  $MgSO_4$ . Величины  $MgCO_3$  отвечают приблизительно (с небольшими поправками на  $CaCO_3$ ) величинам щелочного резерва. Именно огромное накопление в сильно соленой рапе  $MgSO_4$  и является, по видимому, причиной постепенной убыли  $MgCO_3$  при очень высокой минерализации (правило доминантной соли).



Фиг. 23. Карбонатная характеристика воды озер углекислого типа.

Что касается кальция, то в первые моменты осолонения концентрация его (в виде  $CaCO_3$ ) растет и достигает максимум 2—3 мг-экв. Позже, в пределах соленостей примерно до 15%, концентрация  $Ca^{++}$  медленно падает, спускаясь приблизительно до 1—0,75 мг-экв., а затем начинается новый медленный подъем до 7—6 мг-экв. при общей минерализации рапы в 18—20%. К сожалению, этот второй подъем прослеживается с недостаточной полнотой, ибо у одних водоемов он виден очень отчетливо, у других же — менее ясно. Можно лишь сказать, что соленые озера с пониженным содержанием магния являются одновременно и озерами с пониженной концентрацией  $Ca^{++}$ . В общем же кривая  $CaCO_3$  представляет собой смягченное

зеркальное отображение кривой  $MgCO_3$ , что и следовало ожидать по праву доминантной соли.

Обращаясь к карбонатному парагенезису углемагневых озер, отмечу, что он был изучен на двух совершенно параллельных рядах объектов, в один из которых входят озера по р. Бурле на севере Кулундинской степи, а во второй — оз. Балхаш и прилежащие к нему прибалхашские соленые озера.

Согласными показаниями оптических, термических, хроматических и химических анализов установлено, что в состав карбонатных минералов в озерах углемагневого класса входят: кальцит, доломит и магнезит с большей или меньшей примесью гидромагнезита. Распределение их по разным стадиям осолонения далеко не одинаково и в то же время очень закономерно, что легко видеть из данных табл. 20.

Таблица 20

**Парагенезисы карбонатов на разных ступенях осолонения углемагневых озер (в %)**

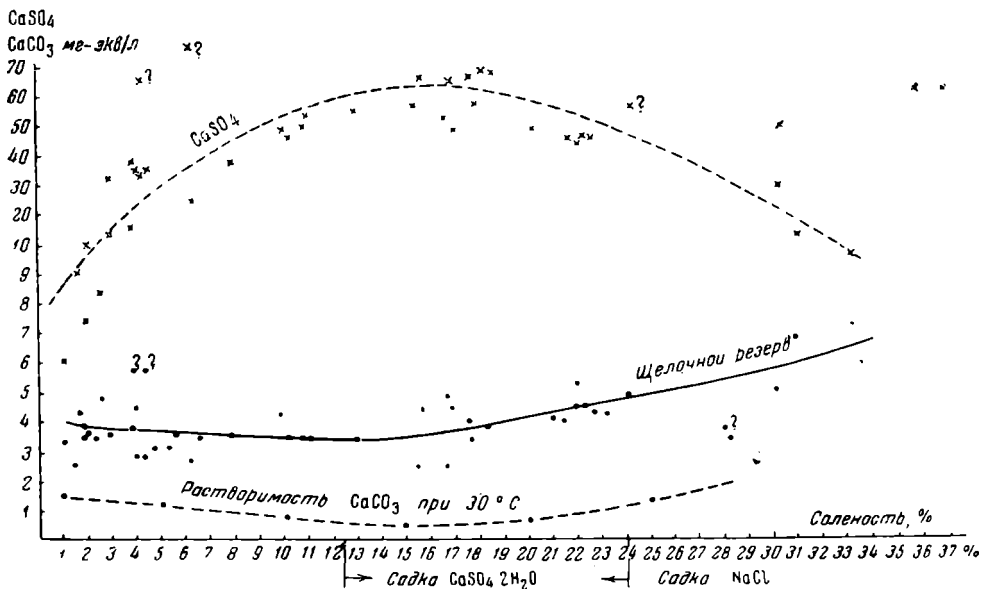
Название озера	Соленость %	Кальцит	Доломит	Магнезит (гидромагнезит)				
М. Топольное . . . . .	Пресные до 0,2	18,48	Нет	Нет				
Хомутино . . . . .		57,50	»	»				
Песчаное . . . . .		25,68	»	»				
Балхаш, зап. плес . . . . .		23,41	1,45	»				
Б. Топольное . . . . .	0,5—4,5%	27,24	6,54	Нет				
Балхаш, вост. плес . . . . .		28,43	37,75	»				
То же . . . . .		29,68	32,37	»				
» . . . . .		21,52	33,88	»				
Б. Кулундинское . . . . .		3,85	18,25	»				
То же . . . . .		10,83	27,86	»				
» . . . . .	3,01	20,06	»					
Анжбулат, белый ил . . . . .	Рапа с соленостью 14%	7,03	Нет	30,95				
То же . . . . .		5,39	»	10,15				
Прибалхашские озера . . . . .		12,38	»	»	49,54			
Нерастворимый остаток тенардита . . . . .								
То же . . . . .						21,29	»	44,17
» . . . . .						15,29	»	41,91

Первоначально, в пресноводную стадию озер, карбонат представлен исключительно кальцитом, к которому в отдельных случаях присоединяются ничтожные количества доломита (следы — до 1,5%); в некоторой (иногда значительной) степени этот кальцит органический, раковинный. С нарастанием минерализации (и подъемом щелочного резерва и рН) содержание доломита увеличивается и довольно быстро из второстепенного компонента карбонатов он становится главным, почти совсем вытесняя кальцит. На высоких ступенях осолонения, однако, доломит исчезает (как правило) и в осадке определяется уже магнезит или гидромагнезит с примесью кальцита. К сожалению, ограниченное количество природных объектов не позволяет точно уловить степень солености, при которой доломит прекращает накапливаться в осадке. Добавим, что нередко в илах озер высокой минерализации констатируются кристаллы гипса.

### 3. Водоемы углекальциевого типа (III класс карбонатности)

К третьему классу карбонатности (с  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{CaSO}_4$ ) относятся лагуны и соленые озера морского происхождения, а также некоторые континентальные соленые озера. Мне уже приходилось подробно, на примере южнорусских лиманов и соленых озер, разбирать эволюцию карбонатообразования в озерах этого типа (1947<sub>2</sub>), и я ограничусь здесь лишь самым существенным.

Среди водоемов III класса различаются две группы. Первая объединяет заливы и соленые озера черноморского и азовского побережий и



Фиг. 24. Карбонатная характеристика воды Азовского моря и Сиваша при их осолонении.

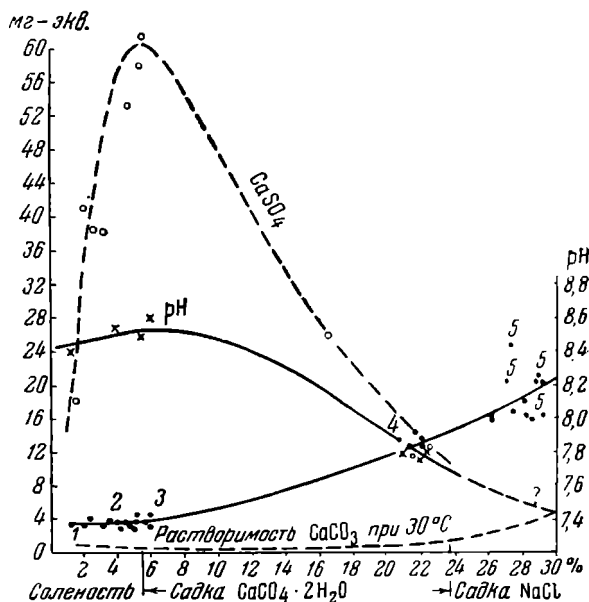
названа мною азово-черноморской группой, вторая же охватывает заливы Каспия и соленые озера Приаралья и названа группой арало-каспийской. Из анализа диаграммы (фиг. 24) видно, что при осолонении лиманов и озер азово-черноморской группы вплоть до минерализации в 14—15% происходит в общем очень медленное понижение щелочного резерва — от 3,7 в среднем до 3,3—2,8 мг-экв., причем это понижение резко проявляется в черноморских и гораздо слабее в азовских лиманах и озерах. При соленостях свыше 15% наблюдается ясный рост щелочного резерва, достигающего в обеих группах лиманов в среднем 6,5 мг-экв. при минерализации в 30—32%. Чрезвычайно характерно, что во всем диапазоне осолонения кривая щелочного резерва (т. е.  $\text{CaCO}_3$ ) зеркально и в сильно смягченной форме отображает поведение  $\text{CaSO}_4$ . Существенно также, что кривая растворимости  $\text{CaCO}_3$  при 30°, полученная нами экспериментально и нанесенная на диаграмму, изумительно сходна с кривой щелочного резерва водоема. Только начиная от точки перегиба при минерализации 14—15% между этими линиями намечается некоторое расхождение, все возрастающее по мере осолонения рапы; но оно в общем очень незначительно и ничуть не затемняет отмеченного сходства сравниваемых кривых.

Это сходство позволяет утверждать, что при осолонении водоемов азово-черноморского типа щелочной резерв рапы практически определяется содержанием  $\text{CaSO}_4$ , всегда пересыщающим раствор и изменяющимся обратно закону развития  $\text{CaSO}_4$ . Примесей, влияющих на щелочной резерв, здесь очень мало, причем, что характерно, накаплиются они лишь после того как  $\text{CaSO}_4$  насытит воду и начнет оседать в виде гипса.

Существенно иными чертами отличается эволюция карбонатного режима заливов и соленых озер арало-каспийской группы. При постепенной концентрации каспийской воды в заливах Мертвый Култук—Кайдак, Кара-Богаз-Гол—оз. Куули, а также в других параллельных рядах щелочной резерв, как показано на фиг. 25, быстро поднимается. В Каспии, Култук и Кайдаке он составляет 3,2—4,0 мг-экв. (изредка до 5), но в Кара-Богаз-Голе поднимается до 13—14 мг-экв., а в оз. Куули достигает 22—35 мг/экв. Одновременно с ростом щелочного резерва pH вначале слегка возрастает, а затем падает до 7,7—7,6.

Сопоставляя кривую щелочного резерва с кривой  $\text{CaSO}_4$ , мы и здесь можем уловить их взаимобратную связь, но в более общей форме. Резкому возрастанию содержания  $\text{CaSO}_4$  при соленостях 1—6% отвечает практически постоянный щелочной резерв — около 3,2—4,2 мг-экв., быстрому падению  $\text{CaSO}_4$  при дальнейшей минерализации рапы — нарастание щелочного резерва. Еще менее сходны кривая щелочного резерва и кривая растворимости  $\text{CaCO}_3$  при 30° С. Если при минерализации меньше 6% наблюдается достаточный параллелизм между ними, то при солености выше 6% наступает резкое расхождение. Щелочной резерв явно и очень резко обгоняет очень медленный подъем кривой растворимости  $\text{CaCO}_3$ . Отсюда вытекает, что, вопликие от водоемов азово-черноморского типа, в арало-каспийских лагунах и озерах  $\text{CaCO}_3$  играет подчиненную роль в формировании щелочного резерва на высоких стадиях осолонения рапы. Главная масса его прироста вызывается накоплением в рапе какого-то нового компонента (или компонентов).

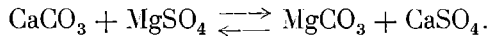
Важно отметить, что и в данном случае появление и концентрация этого



Фиг. 25. Карбонатная характеристика воды Каспийского моря при ее осолонении

1 — Каспийское море; 2 — Мертвый Култук; 3 — Кайдак; 4 — Кара-Богаз-Гол (в 1930 г.); 5 — оз. Куули.

компонента происходят после того как  $\text{CaSO}_4$  насытит рапу и начнет накапливаться в осадке. Мне уже приходилось указывать, что причиной роста щелочного резерва рапы арало-каспийских водоемов является генерация  $\text{MgCO}_3$  по реакции Гайдингера:



Эта реакция включается после того, как  $\text{CaSO}_4$  насытит воду и начнет уходить в осадок. Более интенсивное течение этой реакции в водоемах арало-каспийской группы объясняется тем, что, во-первых, в них она начинает «работать» при осолонении водоемов гораздо раньше, чем в водоемах азово-черноморской группы, в силу повышенной исходной концентрации  $\text{CaSO}_4$ ; во-вторых, содержание  $\text{MgSO}_4$  в водах, питающих арало-каспийские водоемы, гораздо выше, чем в водах, питающих бассейны азово-черноморские, что по закону действующих масс и должно смещать реакцию вправо<sup>1</sup>.

Что касается минералогической природы карбонатов, осаждающихся в соленых водоемах III класса карбонатности, то у азово-черноморской группы подавляющая масса их на всех ступенях осолонения принадлежит кальциту, к которому (опять-таки на всех ступенях) присоединяется ничтожное количество доломита. В арало-каспийских водоемах при низкой и средней солености также накапливается кальцит с ничтожной примесью доломита. Но как только (с включением реакции Гайдингера) начинается резкое повышение щелочного резерва, в осадке наряду с кальцитом появляются (при соленостях свыше 14—15%) магнезит и гидромагнезит, установленные в Кара-Богаз-Голе, оз. Эльтоне и оз. Ломовом (Кулундинская степь). Раздельная садка  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{MgCO}_3$  из рапы Кара-Богаз-Гола была установлена экспериментально Л. В. Селивановым (1937). К сожалению, минералогическая природа магнезимального карбоната не была точно установлена и, лишь базируясь на гидрохимической характеристике высокосоленых озер углекальциевого типа, я высказал предположение, что осаждение  $\text{MgCO}_3$  происходит в виде основной соли углекислого магния, впоследствии, в илу, усредняющейся до магнезита. В настоящее время это доказано образцами, собранными Д. А. Виталем на оз. Эльтон. В конце сентября 1948 г., при посещении им озера, в прибрежной части на воде плавали пленки студневидной массы светлорыжевато-голубого цвета. То же вещество покрывало тонким слоем дно прибрежной части озера, смешиваясь с кристаллами соли. Ветер был нагонный, и вещество было явно пригнано к берегу из центральных частей озера. Пробы собранного материала в лаборатории были отмыты от хлоридов и сульфатов, причем получился светлосерый порошок; самая отмывка шла с большим трудом. Химический анализ нерастворимого остатка, выполненный Е. С. Шишовой, дал следующие результаты (в процентах на абсолютно сухое вещество): нерастворимый остаток — 28,40;  $\text{R}_2\text{O}_3$  — 2,59;  $\text{CaO}$  — 1,26;  $\text{MgO}$  — 23,64;  $\text{CO}_2$  — 18,21;  $\text{H}_2\text{O}^+$  — 13,63;  $\text{C}$  — 8,40. При пересчете получаем:  $\text{CaCO}_3$  — 2,25%;  $\text{MgCO}_3$  — 33,00%; избыточного  $\text{MgO}$  — 7,86%; силикатной  $\text{SiO}_2$  (+ аморфной) в составе нерастворимого остатка — 2,44%. Переводя  $\text{MgO}$  в  $\text{Mg}(\text{OH})_2$ , получаем величину 11,08. Отсюда  $\frac{\text{MgCO}_3}{\text{Mg}(\text{OH})_2}$  равняется  $\frac{33,00}{11,08}$ , т. е. почти точно 3, что прекрасно согласуется с таким же отношением у основных солей углекислого магния.

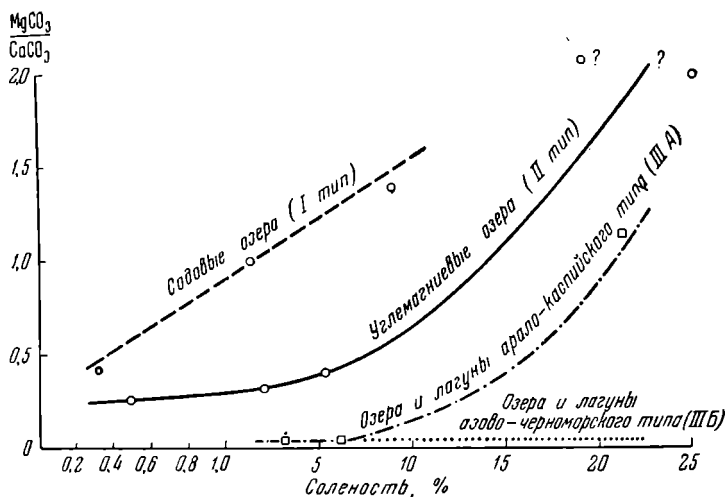
<sup>1</sup> В нашем сообщении (Страхов, 1947<sub>2</sub>) вместо  $\text{MgSO}_4$  ошибочно указывался  $\text{CaSO}_4$ .

Оптическое и термическое исследование нерастворимого остатка полностью подтвердили наличие основных солей магния.

Таким образом, можно считать установленным, что в высокосоленых водоемах углекальциевого типа, действительно,  $MgCO_3$  выпадает в виде основных солей (в том числе и гидромагnezита) и только в процессе диагенеза эти соли усредняются, дегидратируются и превращаются в магнезит.

#### 4. К вопросу об условиях накопления и о генезисе магниезальных карбонатов в осадках водоемов засушливой зоны СССР

Мне уже приходилось указывать в одной из предыдущих работ (Страхов, 1945<sub>1</sub>), что современные внутриконтинентальные водоемы отличаются тенденцией к накоплению углекислого магния и потому представляют собой удобный объект для изучения их генезиса. Сейчас это тяготение



Фиг. 26. Коэффициенты  $\frac{MgCO_3}{CaCO_3}$  в осадках озер разного карбонатного типа.

$MgCO_3$  к континентальным бассейнам вырисовывается с еще большей отчетливостью и позволяет чисто эмпирически нащупать некоторые характерные соотношения.

Очень показательны в этом отношении аналитические величины коэффициента  $\frac{MgCO_3}{CaCO_3}$  в осадках водоемов разных карбонатных классов, сопоставленные в табл. 21 и на фиг. 26.

Из этих данных видно, что у содовых озер отношение  $\frac{MgCO_3}{CaCO_3}$  уже при очень низкой минерализации приближается к единице, а затем становится целым числом, т. е.  $MgCO_3$  начинает преобладать над  $CaCO_3$ . У углемагнезиевых озер коэффициент  $\frac{MgCO_3}{CaCO_3}$  очень долго, т. е. до значительных солёностей, остается меньше единицы и только с вступлением в область повышенной и большой минерализации превышает единицу. У углекаль-

Таблица 21

Отношение  $\frac{\text{MgCO}_3}{\text{CaCO}_3}$  в водоемах разных типов <sup>1</sup>

Бассейны	$\frac{\text{MgCO}_3}{\text{CaCO}_3}$	$\frac{\text{MgO}}{\text{CaO}}$	Примечание
<b>Содовые озера</b>			
Рублево . . . . .	0,42	0,58	В отношении $\frac{\text{MgO}}{\text{CaO}}$ включен MgO сепиолит—керолита, поскольку эти минералы здесь заведомо аутигенные
Танатар IV + V . . . . .	1,03	1,35	
Танатар III . . . . .	1,40	3,00	
<b>Углемагниевого озера</b>			
М. Топольное . . . . .	0	—	
Хомутиное, Хорошее, Песчаное	0,003	—	
Б. Топольное . . . . .	0,27	—	
Балхаш, вост. плес, Алакульский плес . . . . .	0,31	—	
Б. Кулундинское . . . . .	0,41	—	
Анжбулат . . . . .	2,15	—	
Прибалхашское . . . . .	1,98	—	
<b>Углекальциевые водоемы</b>			
Аральское море . . . . .	0,04	—	
Каспийское море . . . . .	0,05	—	
Черное море . . . . .	0,015	—	
Океан . . . . .	0,02 (?)	—	
<b>Лиманы (заливы) Черного моря</b>			
Куяльницкий . . . . .	0,33 (?)	} Ошибка ? Среднее 0,044	
Оз. Сакское . . . . .	0,08		
Хаджибейский . . . . .	0,04		
Сасык-Сиваш . . . . .	0,01		
Оз. Мойнакское . . . . .	0,04		
Сиваш . . . . .	0,05		
<b>Заливы Каспийского моря</b>			
Култук . . . . .	0,07	—	
Найдак . . . . .	0,05	—	
Кара-Богаз-Гол . . . . .	1,17	—	

<sup>1</sup> В каждой группе водоемы расположены в порядке возрастающей солености.

циевых водоемов азово-черноморского типа отношение  $\frac{\text{MgCO}_3}{\text{CaCO}_3}$  остается ничтожным во всем диапазоне соленостей, т. е. до крайних степеней минерализации рапы; магний накапливается в осадках исключительно слабо. У бассейнов арало-каспийского типа накопление углекислого магния



выражено резче, но лишь при высоком осолонении, и в общем гораздо слабее, чем в соленых озерах II карбонатного класса.

Таким образом, по интенсивности садки аутигенных магниезиальных карбонатов изученные классы водоемов образуют непрерывный ряд в порядке убывания: содовые озера → углемагниевого озера → углекальциевые озера.

Этот ряд целиком отвечает ряду убывания рН и щелочного резерва. Он наглядно демонстрирует тяготение магниевых карбонатов именно к наиболее щелочным типам водоемов.

Изучая дальше таблицу и диаграмму, легко убедиться, что во всех классах карбонатности садка углекислого магния достигает максимума на самых высоких ступенях осолонения. Этот вывод сам собою вытекает из приведенной диаграммы (фиг. 26) и не требует дополнительных разъяснений.

Укажу лишь, что в водоемах III класса (углекальциевых) заметное накопление карбоната магния вообще наступает лишь при высокой минерализации рапы.

Что касается минералогических форм углекислого магния, то доломит развивается в значительной степени лишь при низкой и средней солености. При высокой солености образуются: в содовых озерах — нортупит, в углемагневых и углекальциевых — магнезит и гидромагнезит. Стоит отметить также, что в содовых озерах имеются следы брусита (?). Таким образом, средние соли  $MgCO_3$  сопровождаются примесью основных солей.

Переходя теперь к рассмотрению происхождения магниезиальных карбонатов, нетрудно видеть, что дело сводится, в сущности, к вопросу о происхождении доломита и к соотношению его с магнезитом. Разбирая этот вопрос в 1945 г. применительно только к оз. Балхаш (Страхов, 1945), я пришел к представлению о первичном химическом происхождении доломита, т. е. о садке его прямо из балхашской воды, как только рН достигнет 8,8—8,9, а щелочной резерв — 10—12 мг-экв. Такое представление можно было бы распространить и на все другие случаи образования доломита в водоемах II и I классов карбонатности, но в последнее время выявилось одно существенное обстоятельство. Мною в сотрудничестве с Д. А. Виталем были поставлены опыты по искусственному получению доломита в средах, отвечающих природным водоемам I—II—III карбонатных классов. Несмотря на стремление максимально приблизиться в наших опытах к природным условиям и по температурному режиму, и по составу воды (исходной и приливаемой), и по медленному темпу испарения, все же доломит ни разу не возник. Осели лишь кальцит в различных формах и основные соли  $MgCO_3$  (типа артинита).

Пытаясь выяснить причины неудачи получения доломита опытным путем в тех самых условиях, в каких он накапливается в природе, я обратил внимание на одно характерное обстоятельство, ранее недостаточно учитывавшееся не только мною, но и рядом других исследователей. Клайн (Kline, 1929) еще в 1928 г. экспериментально установил, что средняя соль  $MgCO_3$  переходит в основную уже при  $pCO_2 = 0,00038$  атм., т. е. при давлении, слегка превосходящем парциальное давление углекислоты в атмосфере. Тем легче переход произойдет, конечно, при давлении  $pCO_2$ , равном  $pCO_2$  в атмосфере. Именно поэтому, возможно, разгрузка  $MgCO_3$  из раствора в наших опытах, а равно и в бесчисленном множестве других,

выполненных разными авторами, происходит в виде основной соли, а не доломита. Но если так, тогда неизбежно, повидимому, принять, что и в природных условиях упаривающихся водоемов, какими являются содовые и углемагниевого озера засушливой зоны, разгрузка воды от  $MgCO_3$ , наступающая при высоком рН и щелочном резерве, идет не сразу в виде доломита, а в виде основной углемагниевого соли. В илу, в самых ранних стадиях диагенеза, основная соль усредняется, дегидратизируется и при процессах взаимодействия с  $CaCO_3$  дает доломит<sup>1</sup>. В этом новом усложненном, сравнительно с первоначальным, толковании генезиса доломита материал, из которого образуется двойная соль, первичен в полном смысле этого слова, но доломитная связь между  $CaCO_3$  и  $MgCO_3$  образуется вторично в илу и доломит, как минерал, оказывается раннедиагенетическим. Понятно, что такая схема справедлива лишь для  $pCO_2$  в атмосфере, равном современному или меньшему его. При повышении  $pCO_2$  в атмосфере создаются возможности первичного образования доломита в воде бассейна и осаждения его уже в готовом виде.

Если для углемагневых озер новая, усложненная схема генезиса доломита почти не имеет никаких преимуществ сравнительно с первым вариантом, то для содовых озер она помогает истолковать некоторые детали, непонятные при первоначальной гипотезе. Действительно, соленые Танатарские озера содержат в рапе следы Са и около 1 мг-экв. Mg. При испарении такой воды должна сесть основная соль углекислого магния и в лучшем случае могут быть следы доломита. Вместе с тем грунтовые воды, частично питающие Танатарские озера, содержат Са в количестве 2—2,5 мг-экв. и Mg — в количестве 1—1,2 мг-экв. При их осаждении должен возникнуть карбонатный осадок, содержащий по крайней мере 30—35% кальцита. При этом  $CaCO_3$  садится у места втока грунтовых вод в озеро и отсюда частично разносится на всю площадь водоема. Таким образом, карбонатный парагенезис при описанном ходе процессов выглядел бы существенно иначе, чем он есть в действительности: в нем должен был бы существовать большой избыток  $CaCO_3$  в виде кальцита в прибрежной зоне и избыток свободного углекислого магния в центре. На деле кальцит в содовых озерах средней солености практически отсутствует, что, видимо, указывает на вторичное связывание его с  $MgCO_3$  в доломит в процессе диагенеза.

Значительно сложнее обстоит дело с образованием доломита в водоемах III карбонатного класса (углекальциевых), особенно таких относительно мало минерализованных, как внутренние моря (Черное, Каспий) и океаны. Как известно, доломитизация их осадков ничтожна, но все же имеется, причем доломитные кристаллы обнаружены как в мелководных, так и в глубоководных осадках (глобигериновый ил теплых и полярных морей). В коралловых же рифах часто обнаруживается сильно развитая доломитизация, и отдельные горизонты рифового тела представляют собой почти нормальные доломиты (Andrée, 1920).

Процессов, вызывающих накопление доломита в морских осадках, не сколько. Первым таким процессом является внос доломита в составе той карбонатной взвеси, которая транспортируется многими реками, особенно протекающими большую или меньшую часть своего пути по засушливой зоне. По данным анализа мути из рек Сыр-Дарья, Аму-Дарья и Или, в ее составе часто присутствует до 2,5%  $MgCO_3$ . К сожалению, минералогич-

<sup>1</sup> Нетрудно видеть, что эта концепция по существу очень близка к ранее высказанным взглядам В. Б. Татарского (1937).

ческая форма  $MgCO_3$  не определена непосредственно из-за незначительности ее массы. Учитывая, однако, что Сыр-Дарья, Аму-Дарья и Или текут из областей, где развиты доломитные палеозойские толщи, мы считаем вполне вероятным, что углекислый магний представлен в мутн именно доломитом. Если это так, то какая-то часть доломита в Каспийском, Аральском и Черном морях должна быть чисто обломочного происхождения. Конечно, доля такого обломочного доломита в общем карбонатоотложении в названных водоемах может быть чрезвычайно небольшой. Но принципиально на это следует обратить внимание, так как обычно этот процесс полностью игнорируется.

Заметим, что когда речная карбонатная муть, содержащая доломит, попадает в северные моря, вода которых не насыщена  $CaCO_3$ , эта муть частично обогащается доломитом за счет усиленного растворения кальцита, и осадок на дне может оказаться более доломитным, чем исходная муть. На этот процесс обратил внимание Хёгбом в 1918 г., но его указание прошло незамеченным.

Резкую противоположность обломочному доломиту составляет доломит аутигенный, возникший в самом водоеме за счет внесенных в него ионных растворов  $Ca$  и  $Mg$ .

Генезис его также различен.

Первый путь — это нормальный ход химического осаждения  $CaCO_3$  из пересыщенных растворов в результате их испарения, что обычно наблюдается в водоемах засушливой зоны. Как показывает наш опыт, при таком испарении в осадки всегда вовлекаются небольшие порции углекислого магния в виде его основных разновидностей (?). Осаждающийся  $MgCO_3$  образует, вероятно, твердый раствор в кальците, иначе — смешанную соль Линка.

При перекристаллизации карбонатов в процессе диагенеза эта первоначальная связь  $MgCO_3$  с  $CaCO_3$  заменяется доломитной связью. Таким образом, можно легко объяснить наличие рассеянных доломитных кристаллов в известковых осадках нормальных и внутренних морей, а также и в осадках начальных стадий осолонения лагун. По самой своей сути этот процесс может, однако, дать лишь ничтожную примесь доломита, измеряемую долями процента, иногда до 1—2%, вряд ли больше. При образовании такого диагенетического доломита в илу возможны, конечно, миграции  $MgCO_3$  и усиленная концентрация доломита в одних точках за счет исчезновения его в других. Так могут возникнуть доломитные конкреции и бесформенные пятна доломита в илу вроде тех, что были описаны Филиппи в океанических осадках (Philippi, 1907).

Иначе происходит садка магниевых соединений на тех участках морских, лагунных и озерных водоемов III класса, в которых под влиянием нагрева и деятельности растений резко повышается рН — до 9,0 (и более). Такие случаи были зафиксированы в нескольких озерах Курганской степи. В водорослевых зарослях на мелководье Каспия, по Н. М. Книповичу (1938), рН поднимается порою до 9,12—9,20. Не исключены подобного рода подскоки рН и на участках с водорослевыми зарослями, входящих в состав коралловых рифов. Если при этом наблюдается также несколько повышенный щелочной резерв, то создаются благоприятные условия для значительной садки магния в виде  $Mg(OH)_2$  или основных гидратированных углемагниевого солей. Позже, в процессе диагенеза, они усредняются углекислотой, полученной в результате разложения органических соединений, дегидратируются и приобретают доломитную связь с  $CaCO_3$ .

В отличие от описанного ранее, этот второй путь генезиса доломита, указанный Ирвингом в 1926 г., приурочен строго к прибрежной мелководной зоне, да и внутри ее образование доломита происходит, повидимому, на ограниченных участках. Но зато таким путем в осадок могут поступать крупные массы  $MgCO_3$ , обуславливающие высокий процент доломитности карбонатных илов. Эта схема легче других могла бы объяснить доломитизацию рифов Фуна-Фути, поднятых рифов Тихого океана и других подобных им образований. При наличии достаточных волнений тонкая муть основных солей  $MgCO_3$  может (после ее образования) быть отнесена более или менее далеко от места ее возникновения и концентрироваться в затишных, более глубоких участках вместе с наиболее тонкозернистой кальцитовой муťou. Этим объясняется наибольшая доломитность именно тонкозернистых пелитоморфных осадков, включенных в рифовые толщи или лежащих в стороне от них на большем или меньшем расстоянии и на большей глубине. Для истолкования многих случаев ископаемых пелитоморфных доломитов<sup>1</sup>, имеющих габитус первичного осадка и обладающих специфическим биоценозом, этот способ образования диагенетических доломитов представляет особый интерес и имеет, повидимому, обширное поле приложения.

Третий путь генезиса доломита — это внос  $MgCO_3$  организмами в составе их раковин и вообще скелетных образований. Как известно, «магниева функция» свойственна весьма многим таксономическим группам животных и растений, причем концентрация  $MgCO_3$  в раковинах может достигать 36% (от суммы карбонатов). Истинная форма углемагниевого соли в раковинах до сих пор с точностью не установлена. Возможно, что это твердый раствор  $MgCO_3$  в  $CaCO_3$ . Но в дальнейшем в процессе диагенеза эта форма существования углекислого магния заменяется более устойчивой доломитной связью. Этим частично объясняется пятнистая доломитизация раковинных и рифовых известняков.

Общей чертой всех охарактеризованных типов диагенетического доломита является их возникновение в результате преобразования в илу химической формы  $MgCO_3$ , внесенного в осадок из воды бассейна. Существует, однако, и еще один принципиально отличный путь возникновения доломита в илу, когда процессы диагенеза обуславливают не только форму существования  $MgCO_3$ , но и самое появление его в илу. Этот особый путь был впервые описан автором на примере Каспийского моря (Страхов, 1947<sub>2</sub>). Суть его проста. Известно, что в илах благодаря гниению развиваются большие массы  $CO_2$ . При наличии в осадке твердой фазы  $CaCO_3$  это ведет к обратному переходу в раствор некоторого количества  $CaCO_3$  и к возникновению часто очень высокого щелочного резерва, превосходящего резерв придонной воды и достигающего 30—40 мг-экв. на литр. Однако этот высокий щелочной резерв не может быть стабильным, так как  $CO_2$  мало-помалу диффундирует из ила в воду (или в другой, менее богатый  $CO_2$  осадок) и давление ее в ходе времени неизбежно должно понижаться. Но убыль  $CO_2$  сейчас же должна — по законам карбонатных равновесий — вызвать обратное выпадение  $CaCO_3$  в осадок. Процесс этот принципиально сходен с садкой  $CaCO_3$  из пересыщенных растворов при их испарении и, следовательно, должен сопровождаться вовлечением в осадок небольших масс  $MgCO_3$ , до того отсутствовавших. Этот захваченный углекислый магний образует рано или поздно

<sup>1</sup> На что уже обратил внимание В. Б. Татарский (1937).

доломит. Реальность этого процесса доказывается тем обстоятельством, что содержание  $Mg^{++}$  в иловой воде каспийских илов, по данным Э. С. Залманзон, всегда несколько понижено по сравнению с концентрацией магния в морской воде. Это, так сказать, «прямая улика» диагенетического доломитообразования описываемого типа.

По сути дела, процесс этот может привести к новообразованию только очень небольших масс доломита порядка долей процента, или немногих процентов. Но стягивание доломита к одной точке из большого пространства может создать высокодоломитные пятна. Характерная черта этого способа образования доломита заключается также в том, что максимального развития он достигает в илистых грунтах, богатых органическим веществом и с максимальным (по С. В. Бруевичу) щелочным резервом в грунтовых растворах.

Резюмируя сказанное, приходится признать, что доломит в осадках слабо соленых водоемов III класса представляет собой весьма по-лигенный минерал. Так, можно считать доказанным, а частью весьма вероятным, наличие трех существенно отличающихся друг от друга типов:

- I. Доломит обломочный
- II. Диагенетический доломит в широком смысле слова, возникший вследствие:
  - а) захвата  $MgCO_3$  осаждающимся  $CaCO_3$  из пересыщенных его растворов;
  - б) садки  $Mg(OH)_2$  и основных солей  $MgCO_3$  под влиянием резкого повышения pH в местах обильного развития подводных растений;
  - в) вноса  $MgCO_3$  в осадок с раковинными организмами.
- III. Собственно диагенетический доломит, в узком смысле слова, связанный с карбонатным режимом иловых вод

По распределению на площади водоема разные генетические типы доломита, повидимому, неодинаковы.

Локализация обломочного доломита (I) зависит от размеров его частиц. Поэтому он может скопляться и в прибрежных и в глубоководных тонкозернистых осадках. Все разности типа II (а, б, в) — типично мелководные образования, что вытекает из существа процессов их возникновения. Напротив, тип III — типичный компонент относительно глубоких тонкозернистых илов, богатых органическим веществом.

В ходе эволюции водоемов «набор» разных генетических типов доломитов также не остается постоянным. На низких ступенях осолонения имеются все типы, причем характерно наличие типов IIб и IIв. С исчезновением (по мере осолонения) выделяющих известь организмов исчезает и тип IIв и резко сокращается тип IIб. Остаются типы IIа, III и, в виде спорадических примесей (в зависимости от частных условий геологической обстановки), тип I.

Эти соображения указывают пути, которыми генерируется доломит в осадках азово-черноморских лагун до самых высоких ступеней их осолонения, и в арало-каспийских — на первых и средних этапах их развития. Позже на смену доломиту в этих лагунах, как указывалось выше, приходит магнезит. Генезис его, вообще говоря, проще, чем у доломита, и связан с тем, что появляющаяся в рапе, под влиянием реакции Гайдингера, основная соль  $MgCO_3$  в некоторый момент насыщает рапу и начинает уходить в осадок уже не в виде подмеси к одновременно садящемуся кальциту, а большими массами, равными или даже большими, чем массы  $CaCO_3$ .

Не вполне ясным остается лишь вопрос, почему теперь в процессе диагенеза углекислый магний не устанавливает доломитной связи с  $\text{CaCO}_3$ , но существует как самостоятельный минерал — магнезит.

Причина заключается, возможно, в неблагоприятно складывающемся балансе кальция. В воде каспийских заливов при солености свыше 6% кальций распределяется между  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{CaSO}_4$ , причем обе эти соли находятся в фазе насыщения (или даже некоторого пересыщения) раствора. Всякая новая избыточная порция Ca, появившаяся тем или иным путем в иловой воде, сейчас же распределится между  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{CaSO}_4$ , пересытит их и уйдет в осадок (в виде кальцита или гипса). Между тем, так как растворимость доломита, по видимому, выше растворимости кальцита, для насыщения грунтового раствора доломитным веществом как раз требуется значительный избыток Ca над существующей в рапе его концентрацией. Физическая невозможность получить такой избыток в условиях насыщения грунтового раствора  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{CaSO}_4$  (и непрерывной разгрузки Ca по этим двум каналам) и является причиной того, что доломитное вещество в илах лагуны Каспия находится в состоянии хронического недосыщения и, следовательно, не выпадает в осадок. Иными словами, прямая реакция Гайдингера, порождающая  $\text{MgCO}_3$  в осадках озер высоких степеней осолонения, одновременно по условиям своего течения «запрещает» образование доломита.

По видимому, та же причина определяет прекращение доломитообразования на высокой стадии осолонения водоемов II класса, поскольку здесь также (как указывалось выше) констатируется присутствие небольших количеств гипса.

### 5. О закономерностях размещения содовых, углемагние- вых и углекальциевых водоемов внутри засушливой зоны СССР

Материалы, собранные при изучении водоемов засушливой зоны, позволяют разобрать еще один интересный вопрос, имеющий отношение к познанию карбонатного процесса, в них протекающего. Это — вопрос о локализации содовых, углемагние-вых и углекальциевых бассейнов внутри засушливой полосы. Обнаруживаются весьма интересные соотношения.

Содовые озера, как правило, приурочиваются к областям двух типов: либо таким, где на поверхность выходят кислые, средние и щелочные массивно-кристаллические породы, либо к таким, где развиты песчаные полимиктовые отложения, богатые полевыми шпатами и другими алюмосиликатами. Примером водоемов первого типа являются: озера Виктория, Рудольфа, Альберта, Танганьика в Африке; оз. Биг-Сода-Лэйк и другие, с ним смежные, в США; тибетские озера в Азии; оз. Севан; озера Забайкалья (Доронинское, Гусиное) и др. Примерами водоемов второго типа могут служить содовые озера Кулундинской степи, приуроченные к так называемым ленточным борам, растущим на древнеаллювиальных песчаных накоплениях, пересекающих Обь-Иртышское водораздельное плато. Слагающие их пески являются типичными перевертаемыми аркозами, содержат огромное количество полевых шпатов, роговых обманок и других алюмосиликатов и являются как бы переотложенной гранитной дресвой. Возможно, что и содовые озера Курганской степи также привязаны к подобного рода песчаным накоплениям.

Приуроченность содовых озер к областям развития массивно-кристаллических пород или к продуктам их механического переотложения, в сущности, совершенно естественна. Все эти породы содержат в качестве главного компонента кислые и средние полевые шпаты, плагиоклазы, богатые Na; нередки также и фельдшпатоиды, также богатые щелочами. Если учесть также, что при выветривании алюмосиликатов растворы в первую очередь обогащаются катионами и особенно щелочными, то мы легко поймем, почему воды в области развития массивно-кристаллических пород большей частью приобретают содовый характер. Одновременно они более или менее значительно обогащаются кремниевой кислотой, что впоследствии (при их осолонении) приводит, как мы знаем, к обогащению осадка магнезиальными силикатами типа сепиолита—керолита.

В гидрохимической литературе после работ К. К. Гедройца широкое распространение получил взгляд, согласно которому образование содовых озер в первую очередь связано с характером почвообразовательного процесса и, в частности, с образованием солонцов. Как известно, коллоиды засоленной почвы — солончаков — обогащены поглощенным Na, который они отдают раствору лишь после того как из почв промыванием предварительно удалены натриевые соли. Отдаваемый поглощенный Na обменивается обычно на Ca и Mg и, появившись в растворе, связывается с  $\text{CO}_2$  в соду. Эта сода, вымываемая из солонцеватых почв, и является причиной появления содовых озер.

По поводу этой схемы нужно сказать, что, несомненно, в ней есть зерно истины, однако обосновывать генезис содовых озер вообще только почвообразовательным процессом невозможно. Существует ряд объектов, например африканские, забайкальские, балканские озера, в пределах развития которых либо совсем нет солонцов (Африка), либо они развиты ничтожно. Кроме того, солонцовый процесс — явление временное в истории почвы. Он быстро сменяется либо новым засолением, либо осолодением, и тогда поступление соды в озера прекращается. Содовые озера, с этой точки зрения, должны быть временной, преходящей стадией в истории озер, чего как будто нет. Необходимо в связи с этим отметить, что в Кулундинской степи содовый характер имеют не только озера ленточных боров, но и глубокие горизонты артезианских вод. Связывать эту региональную содовость вод только с преходящим эпизодом солонцевания почв не представляется возможным. Содовые воды являются продуктом регионально идущего выветривания широко развитых здесь полимиктовых песчаных накоплений, а не почвенных процессов.

Таким образом, основу регионального размещения содовых озер внутри засушливой зоны составляет локализация площадей древних и новейших изверженных и метаморфических пород и продуктов их механического переотложения. И так как все эти породы связаны, как правило, с горными сооружениями сложного строения, то и содовые озера тяготеют обычно к горам и располагаются либо внутри горных систем (балканские озера, Севан, Ван и др.), либо по периферии, в их ближайшем соседстве (Забайкалье, Кулунда, Великий бассейн в США). Для них это своего рода «поисковый признак». Почвенный процесс, приводящий к появлению содовых озер внутри площадей солонцевания, местами усложняет эту картину, но не отменяет основной закономерности.

Совершенно иначе размещаются водоемы III карбонатного класса (Аральское море, Иссык-Куль и множество других, мелких). Для них характерно, что не только самое озеро, но и весь его

водосборный бассейн целиком помещаются внутри областей развития осадочных пород обычно морского типа. Такой характер субстрата предопределяет вымывание и вынос в озеро солей, захваченных породами в процессе их формирования; поскольку соли эти морские, они уже тем самым создают воды III класса карбонатности. Вместе с тем выветривание значительных количеств пирита, обычно заключенных в морских породах, обогащает воды понами  $SO_4''$  и также способствует переходу их в III карбонатный класс.

Поскольку площади сплошного поверхностного развития осадочных пород свойственны обычно равнинным территориям, удаленным от горных сооружений, водоемы III карбонатного класса со свойственным им типом карбонатакопления также тяготеют к внутренним, удаленным от гор участкам засушливой зоны; часто они лежат по периферии морских бассейнов (крупных). Правда, они встречаются порой и среди гор (оз. Иссык-Куль, Большое Соленое в США), но всегда сложенных в области питания этих озер только (или почти исключительно) осадочными формациями.

Генезис и локализация бассейнов II класса сложны. С одной стороны, воды этого типа получаются при выветривании массивно-кристаллических пород, богатых орто- и метасиликатами и относящихся к разряду основных и ультраосновных (габбро, диабазы, перидотиты). С другой стороны, воды II карбонатного класса могут возникать в результате смешения и взаимной ассимиляции вод I и III классов — в том частном случае, когда главенствующую роль играют углекальциевые растворы, как это можно видеть на примере Соляноозерной степи (Кулундинская экспедиция, 1934—1935). Этими двумя обстоятельствами определяется локализация углемагниевого водоемов. Они явно тяготеют к предгорным депрессиям и к ареалам содовых озер, проникают в область их развития и составляют периферическую полосу, оконтуривающую область развития содовых вод. Такие соотношения можно в ряде случаев наблюдать в сложной гидрохимически Кулундинской степи. Мне кажется, что эта же закономерность вообще контролирует размещение углемагниевого водоемов по площади засушливой зоны.

Из сказанного вытекает, что если эволюция карбонатообразовательного процесса при осолонении водоема определяется его гидрохимическим типом, в частности его карбонатным классом, то самые эти карбонатные классы и их размещение внутри засушливой зоны — функция литологического (химико-минералогического) состава субстрата, на котором лежат водосборные площади озер.

#### IV. ОБ ОСНОВНЫХ ФАКТОРАХ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИХ РАЗМЕЩЕНИЕ ВЫСОКОКАРБОНАТНЫХ ОСАДКОВ

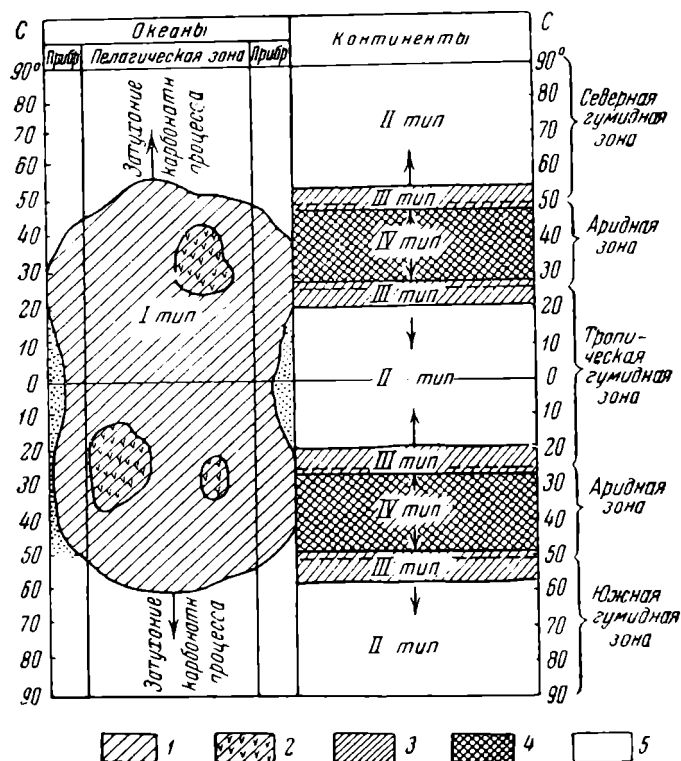
В заключение целесообразно остановиться на более общем вопросе, касающемся факторов, определяющих размещение на современном лике Земли как целом высококарбонатных осадков, будущих известняков и мергелей. Понятно, что выявление этих факторов имеет особый интерес для истолкования условий отложения древних карбонатных толщ.



Анализ показывает, что таких факторов, собственно, два: климатическая зональность лика Земли и тектонический режим областей, находящихся внутри климатически благоприятных зон.

### 1. Влияние климата на размещение и состав карбонатных осадков в современных водоемах

На диаграмме (фиг. 27) схематически изображены области земного шара, как континентальные, так и морские, на которых зафиксированы более



Фиг. 27. Типы и локализация карбонатообразовательного процесса на поверхности земли.

1—2 — океанический тип (I): 1 — область развития высококарбонатных океанических отложений, средняя абсолютная интенсивность карбонатообразовательного процесса очень незначительна, 2 — глубокие впадины дна океана со слабокислотными осадками; 3 — водоемы влажных зон (II тип), карбонатообразование стремится к нулю; 4 — озера переходной зоны (III тип), абсолютная интенсивность карбонатообразования повышена; 5 — озера засушливой зоны (IV тип), абсолютная интенсивность карбонатообразования максимальна.

или менее заметные концентрации карбонатов в озерных и морских осадках. Отчетливо видно, что карбонатоаккумуляция локализуется исключительно в районах с теплым климатом. Осадки в областях с холодным или даже умеренно-холодным климатом, прилегающих к полярным областям, лишены карбонатов совсем или содержат ничтожное их количество. Карбонатные фации, т. е. осадки с повышенным содержанием  $\text{CaCO}_3$ , здесь во

всяком случае не развиваются. Кайндл (Kindle, 1927) заметил, что севернее  $60^\circ$  с. ш. и в Америке и в Европе нет озерных мергелей. Если исключить осложняющее влияние Гольфштрема в Атлантическом океане, то северная граница карбонатных фаций в океанических бассейнах располагается даже южнее, чем у озер.

В океанических бассейнах и нормальных морях генерация карбонатных осадков происходит независимо от того, является ли теплый климат влажным или засушливым. Для внутриконтинентальных морей, их заливов и озер последнее обстоятельство, напротив, очень важно. Карбонатные фации развиваются в этих бассейнах лишь тогда, когда теплый климат является засушливым или полусушливым. Во влажных тропических и субтропических озерах осадки бескарбонатны или очень слабо карбонатны, что объясняется проточностью озер и заливов и малыми концентрациями в них  $\text{CaCO}_3$ ; даже высокая температура не может привести их в состояние насыщения углекальциевой солью. Таким образом, связь карбонатонакопления с климатом у внутриконтинентальных водоемов гораздо теснее, чем у водоемов морских. Поэтому в океанических бассейнах существует единая карбонатообразующая область, располагающаяся по обе стороны от экватора до некоторых средних широт. Внутриконтинентальные же карбонатообразующие бассейны лежат двумя обособленными полосами, одна из которых отвечает засушливой зоне северного полушария (и переходным к ней участкам), другая — засушливой зоне южного полушария. Прихотливость очертаний и локализации самих аридных зон, естественно, усложняет и зональность внутриматериковых карбонатообразующих водоемов.

Помимо резко различной интенсивности карбонатного процесса в разных климатических зонах океанов и континентов, климатическая зональность Земли сказывается также и на минералогическом составе карбонатов.

С наибольшей яркостью эта зональность выявляется в континентальных бассейнах (фиг. 28).

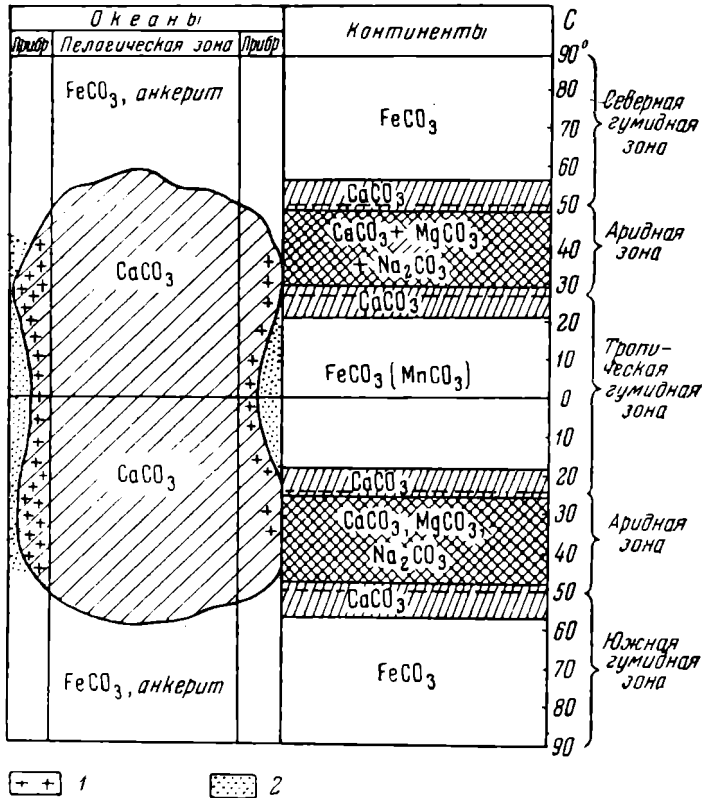
В гумидных зонах — северной, тропической и южной — наряду с полным (или почти полным) отсутствием в плах  $\text{CaCO}_3$  имеются разнообразные указания на наличие больших или меньших скоплений сидерита (и вивианита).

Действительно, белая железная руда ( $\text{FeCO}_3$ ) в потоках, прожилках, пятнах установлена во многих болотах Белоруссии и Германии, причем здесь с сидеритом часто ассоциируется вивианит. Сидерит в озерных отложениях обнаружен пока в единичных озерах (как, например, Габ-озеро, по Трифонову), но это объясняется, повидимому, исключительно низким уровнем современных знаний об озерном осадконакоплении. Поэтому мне кажется возможным уже теперь назвать области гумидных зон континентов сидеритообразующими зонами. Бедность пресных вод солями Mg заставляет сомневаться в том, что в пресных озерах гумидных зон возникают вообще (или в сколько-нибудь заметных дозах) анкериты, почему этот минерал и опущен в наименовании зоны и в ее характеристике.

Вдоль южной окраины таежно-подзолистой зоны северного полушария в США и Европе прослеживается, как известно, переходная полоса, водоемы которой еще пресноводны, но уже насыщены  $\text{CaCO}_3$ . В этих озерах  $\text{FeCO}_3$  уже отсутствует, но идет массовая садка кальцита. Магнезиальных карбонатов, в частности доломита, здесь, однако, не имеется. Поэтому мы выделяем переходную полосу как характерную к а л ь ц и т о н а к о п

л я ю щ у ю зону. Хотя непосредственных данных и нет, но, исходя из чисто теоретических общих представлений, мы показали на схеме аналогичные зоны по окраинам всех других гумидных полос при переходе их в аридные. В зависимости от местных условий они могут, конечно, то развиваться, то отсутствовать.

Собственно аридные полосы (наилучше изученные пока в части, расположенной на территории СССР) отличаются максимальным разнообразием карбонатных минералов. Здесь не только все известные минералогические формы  $\text{CaCO}_3$ : кальцит, арагонит,  $\mu$ -кальцит,



Фиг. 28. Зональность карбонатов на поверхности земли.  
1 — доломит спорадически в осадках; 2 — прибрежные обломочные отложения.

но и разнообразные формы  $\text{MgCO}_3$  — в виде доломита, магнезита, гидромагнезита и вообще основных углемагниевогой солей. К ним присоединяются еще сода, трона, гейлюсит, нортупит и др. Конкретные карбонатные парагенезисы водоемов, как мы видели, определяются целиком их гидрохимическим типом, т. е. принадлежностью к I, II или III карбонатному классу, а также стадией эволюции (осоления) водоема.

В очерченной картине локализации карбонатных минералов во внутриконтинентальных водоемах бросается в глаза одна характерная черта — антагонизм карбонатов железа и карбонатов Ca, Mg, Na. Там, где обширно развиты сидериты, подавлены карбо-

наты щелочноземельных металлов и наоборот. Физико-химически этот антагонизм более или менее понятен. В условиях диагенеза сильно карбонатных илов рН грунтового (илового) раствора настолько высок, что приводит железо к практической нерастворимости, иммобильности; железо здесь остается в рассеянном состоянии в осадке. Вместе с тем обильный, легко растворимый  $\text{CaCO}_3$  забирает всю освобождающуюся в диагенезе  $\text{CO}_2$ , оставляя для  $\text{Fe} - \text{H}_2\text{S}$ . Вот почему из аутигенных железистых минералов современным карбонатным фациям свойственен почти исключительно  $\text{FeS}_2$ , обычно в рассеянной форме. В мало карбонатных и бескарбонатных илах рН грунтового раствора значительно ниже, что позволяет железу широко мигрировать в илах и образовывать многочисленные конкреции; обилие же  $\text{CO}_2$  приводит к осаждению железа в виде сидерита или анкерита; последний приурочен, возможно, к более карбонатным фациям.

Если изложенные соображения верны, их следует, очевидно, перенести и на морские водоемы. Там, где развиваются бескарбонатные или очень слабо карбонатные осадки (илы), создается благоприятная среда для сидеритовых и анкеритовых скоплений, и наоборот. Отсюда области высоких широт, где  $\text{CaCO}_3$  в осадке ничтожен, а также прибрежные слабо карбонатные илы южных широт — влажных тропиков — являются, вероятно, сидерито-анкеритовыми фациями, как это предположительно и показано на нашей диаграмме. К сожалению, непосредственно проследить эту локализацию карбонатов Fe в современных осадках пока не удастся, но это зависит, как мне кажется, исключительно от недостаточной изученности современных отложений, особенно более глубоких их горизонтов. Характерно, однако, что среди глинистых малокарбонатных осадков Малайского архипелага действительно были обнаружены сидеритовые конкреции (André, 1920).

Правда, судя по описанию, они приурочены не к верхним слоям илов, а к более глубоким. Но этого и следовало ожидать. С такой трактовкой согласуется и то, что в осадках древних морей антагонизм сидерита и кальцита и приуроченность сидерита исключительно к фации бескарбонатных или весьма мало карбонатных илов вырисовываются очень ярко.

Все же следует подчеркнуть, что сказанное о локализации железистых карбонатов в современных морских осадках представляет собою лишь гипотезу, скорее прогноз, чем констатацию фактов, и нуждается в дальнейшей фактической проверке.

Что касается доломита, то, поскольку этот минерал в современных осадках развит слабо, его климатическая локализация выражена также неясно и расплывчато. Наиболее благоприятные условия для его образования имеются, по существующим представлениям, в области мелководного шельфа, в районах с плоским побережьем, в которых отсутствуют реки, что чаще всего бывает, когда море лежит в аридной зоне. Карбонатные осадки в этих местах подходят порою вплотную к берегу, и здесь, в условиях теплой воды и обильных водорослей, осуществляется массовое локальное осаждение основных солей  $\text{MgCO}_3$ , превращающихся в ходе диагенеза в доломит. Очень часто эти процессы осуществляются у побережий коралловых островов, которые поэтому и бывают доломитовыми. Эта локальная сильная доломитизация и отмечена на диаграмме крестиками. При переходе к пелагическим зонам карбонатов резкая доломитность осадка падает и остаются только отдельные кристаллы доломита, рассеянные в карбонатном осадке и дающие при анализе от долей процента до 2—3%  $\text{MgCO}_3$ .

## 2. О влиянии тектонического режима на возникновение высококарбонатных осадков в водоемах

Как ни существенен для карбонатного процесса климатический режим подоемов и их водосборных площадей, все же одного благоприятного климата еще недостаточно для возникновения на дне бассейна высококарбонатных (в процентном выражении) осадков. Такого рода осадки образуются лишь в тех водоемах, или в тех местах крупных водоемов, где это «разрешается» специфическим тектоническим режимом, господствующим на водосборных площадях бассейна. Роль этого фактора не столь очевидна из изложенного выше, как роль климата и литологии субстрата, и требует дополнительных разъяснений.

Чтобы подойти к оценке тектонического фактора, необходимо напомнить то выдающееся значение, какое имеет внос в бассейн обломочного силикатного материала в возникновении высоких процентных концентраций  $\text{CaCO}_3$ .

При анализе процесса карбонатакопления в Атлантическом океане мы убедились, что переход от малокарбонатных прибрежных осадков к высококарбонатным пелагическим известковым илам обусловлен отнюдь не интенсификацией процесса, а прежде всего резким уменьшением подачи обломочного силикатного материала в пелагические зоны (см. фиг. 6). В тех местах побережий, где речной снос ничтожен, как у побережий Флориды, или фактически отсутствует, как на площади Багамской банки, карбонатные фации развиваются и на мелководье, подходя вплотную (или почти вплотную) к берегу. При переходе от океанов к внутриконтинентальным морям и озерам засушливой зоны истинная интенсивность карбонатообразования, как мы знаем, возрастает в десятки раз. Но на процентном содержании  $\text{CaCO}_3$  в осадках это либо не сказывается совсем, либо даже приводит к его снижению. Происходит это потому, что одновременно с усиленным приносом карбонатов в эти бассейны в той же или даже в большей степени возрастает принос силикатного обломочного материала и это, в конце концов, определяет прежний или даже более низкий процент  $\text{CaCO}_3$  в осадках. В Черном море области известкового ила в центре и ракушечников на шельфе отвечают районам ослабленного приноса обломочных частиц; истинная интенсивность карбонатообразования здесь не максимальная, а минимальная; областям же наиболее сильного карбонатакопления (в абсолютных массах) соответствуют илы с малым процентом  $\text{CaCO}_3$ . В Каспии сдвинутость наиболее высококарбонатных фаций к восточному побережью объясняется ничтожным заносом сюда обломочных частиц с Кавказа (вообще с запада). Аналогичен генезис высококарбонатных илов в Аральском море и в Балхаше. В водоемах переходной полосы (от гумидного к аридному поясу) пестрота картины карбонатообразования также в очень большой степени зависит от усиленной или ослабленной подачи в водоемы разбавляющего глинистого материала.

Короче говоря, какой бы современный бассейн (или область) мы ни взяли, при внимательном изучении мы всегда откроем следы решающего влияния приноса с берега обломочного материала на развитие и локализацию высококарбонатных осадков.

Но ведь интенсивность поступления обломочных частиц с берега не есть величина самостоятельная, независимая. Она — производное от рельефа водосборной площади и соответствующей ему интенсивности денудации. Рельеф же, в конечном счете, сам является только отражением

характера и интенсивности присущего данному участку тектонического режима. Следовательно, локализация и степень развития карбонатных осадков внутри области теплых климатов определяются, в последнем счете, тектоническим режимом, присущим разным частям этой области. Так, через интенсивность приноса обломочного материала тектонический режим входит в игру как важнейший фактор образования карбонатных осадков (и пород). Карбонатные осадки тем самым становятся не только климатически, но и тектонически обусловленными фациями — индикаторами не только известных климатических условий, но и определенного тектонического режима и связанной с ним геоморфологической обстановки.

В частности, возникновение обширных площадей высококарбонатных осадков в морских и озерных водоемах возможно лишь в том случае, если эти водоемы располагаются внутри тектонически спокойных районов с плоским и слабо дренируемым рельефом. На участках противоположного характера развиваются обломочные осадки (породы) лишь с незначительной подмесью карбонатного материала. Через распределение высот на побережье и через размещение речного стока тектонический режим определяет, в конечном счете, и локализацию внутри водоема высококарбонатных осадков.

Максимально карбонатные илы возникают там, где плоский рельеф побережья совпадает с ярко выраженным аридным климатом, исключая для больших участков побережья какой-либо вынос обломочного материала речной сетью.

Эти заключения, с полной отчетливостью вытекающие из анализа современного осадконакопления, особенно важны для понимания генезиса и палеогеографических условий отложения древних карбонатных свит.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Архангельский А. Д. и Страхов Н. М. Геологическое строение и история развития Черного моря. Изд-во АН СССР, 1938.
- Бродская Н. Г. Карбонатообразование в Аральском море. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1949, № 6.
- Бруевич С. В. Гидрохимия Среднего и Южного Каспия. Изд-во АН СССР, 1937.
- Бруевич С. В. Карбонаты в донных отложениях Каспийского моря. «Докл. АН СССР», 1946, т. 54, № 2.
- Бруевич С. В. (1). Осадкообразование в Каспийском море. «Тр. Ин-та океаногр.», 1949, т. 3.
- Бруевич С. В. (2). Скорость образования донных отложений на Каспийском море. «Изв. АН СССР», сер. геогр. и геофиз., 1949, т. 13, № 1.
- Бруевич С. В. (3). Скорость образования донных отложений в мировом океане. «Тр. Ин-та океаногр.», 1949, т. 3.
- Бруевич С. В. и Белев А. И. Карбонаты кальция и магния в донных отложениях Ю. Каспия. «Тр. Касп. ком. АН СССР», 1941, вып. 14.
- Гримм О. Каспийское море и его фауна. «Тр. Арало-Касп. эксп.», 1877, т. 2.
- Данильченко И. Т. и Сирон Н. С. О законе изменения коэффициента карбонизации в мировом океане. «Изв. АН СССР», 1933, № 10.
- Добржанская М. Щелочность воды Черного моря. «Изв. АН СССР», сер. VII, отд. физико-математич. наук, 1930, № 4.
- Зенкевич Л. А. Фауна и биологическая продуктивность моря, т. 2, М.—Л., «Сов. наука», 1947.
- Зенкович В. П. Донные отложения Аральского моря. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1947, т. 22, вып. 4.

- Кленова М. В. Геология моря. М., Учпедгиз, 1948.
- Книпович П. М. Гидрология морей и солоноватых вод. М.—Л., Ввс. н.-и. ин-т морского рыбного хозяйства и океаногр., 1938.
- Кулундинская экспедиция АН СССР 1931—1933. Ч. 1—3. «Тр. Совета по изуч. произв. сил АН СССР», сер. «Сибирь», 1934—1935, вып. 8, 9, 10.
- Саложников Д. Г. Известководоломитовый ил оз. Балхаш. «Докл. АН СССР», 1942, т. 26, № 4—5.
- Селиванов Л. В. О составе мути раны зал. Кара-Богаз-Гола. «Докл. АН СССР», 1937, т. 16, № 9.
- Страхов П. М. (1). О значении современных озерных и лагунных водоемов для познания процессов осадкообразования. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1945, № 6.
- Страхов П. М. (2). Доломитные осадки оз. Балхаш и их значение для познания процессов карбонатообразования. «Сов. геол.», 1945, № 4.
- Страхов П. М. (1). О карбонатном режиме рек. «Сов. геол.», 1947, сб. № 18.
- Страхов П. М. (2). Карбонаты в современных лагунных водоемах и их значение для проблемы доломитообразования. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1947, т. 22, № 4.
- Страхов П. М. (3). К познанию механизма и закономерностей седиментации в морских водоемах. 1. Черное море. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1947, № 2.
- Страхов П. М. Об истинной роли бактерий в образовании карбонатных пород. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1948, № 3.
- Татарский В. Б. К вопросу о происхождении доломита. «Зап. Мин. об-ва», 1937, Ч. 66, № 4.
- Andrée K. Geologie des Meeresbodens. 1920, Bd. 2.
- Black M. Precipitation of calcium carbonate on the Great Bahama Bank. «Geol. Mag.», 1933, vol. 70, 455.
- Correns K. Die Sedimente des äquatorialen Atlantischen Ozeans. Wissensch. Ergebn. Atlant. Exped. «Meteor», 1935, Bd. 3, T. 3.
- Doelter C. Handbuch der Mineralchemie, 1912, Bd. 1.
- Kindle E. M. The role of thermal stratification in lacustrine sedimentation. «Tr. Roy. Soc. Canada», sec. 4, ser. 3, 1927, vol. 21.
- Kline W. D. The solubility of magnesium carbonate (nesquehonite) in water at 25° and pressures of carbon dioxide up to one atmosphere. «Journ. Amer. Chem. Soc.», 1929, vol. 51.
- Lundquist G. Die Bodenablagerungen und Entwicklungsgeschichte der Seen. «Die Binnengewässer», 1927, vol. 2.
- Philippi E. Über Dolomitbildung und chemische Abscheidung von Kalk in heutigen Meeren. «Neues Jb. Geol. Min.», 1907, Festbd.
- Piggot a. Urrig. Time relations in ocean sediments. «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1942, vol. 53, № 8.
- Recent marine sediments. Ed. by D. Trask, Tulsa, Oklahoma, 1939.
- Schott W. Die Foraminiferen in dem äquatorialen Theil des Atlantischen Ozeans. Wiss. Ergebn. der Deutschen Atlant. Exped. «Meteor», 1935, Bd. 3, T. 3.
- Sverdrup H. U., Johnson M. W. a. Fleming R. H. The oceans, their physics, chemistry and general biology. N. Y., 1942.
- Thorpe E. M. Descriptions of deep-sea bottom samples from the Western North Atlantic and the Caribbean. «Bull. Scripps. Inst. of Oceanogr.», Techn. ser., 1931, vol. 3, № 1.
- Thorpe E. M. Calcareous shallow-water marine deposits of Florida and the Bahamas. Pap. from Tortugas Laborat. Carnegie Inst., Washington, 1935, Publ. 452.
- Trask P. Relation of salinity to the calcium carbonate content of marine sediments. «U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.», 186, 1937.
- Wattenberg H. Kalziumkarbonat des Meereswassers. Wiss. Ergebn. der Deutsch. Atlant. Exped. «Meteor» (1925—1927), 1933, Bd. 8.
- Wattenberg H. u. Timmermann E. Die Löslichkeit der Magnesium-Karbonat und Strontium-Karbonat im Seewasser. «Kieler Meeresforschung», 1937, Bd. 2, H. 1.

---

Т. И. ГОРШКОВА

## ИССЛЕДОВАНИЕ ДЕТРИТА В ВОДЕ И ГРУНТЕ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ КАСПИЙСКОГО МОРЯ

Настоящая работа является продолжением исследований органического вещества в морских осадках, начатых во Всесоюзном научно-исследовательском институте морского рыбного хозяйства и океанографии (ВНИРО). В прежних работах мы ставили перед собой задачу выяснить общее количество органического вещества в морских осадках, что и было сделано для Мотовского залива (Горшкова, 1938), Баренцова моря (1937), северной части Гренландского моря (1936) и северной части Каспийского моря (Кленова и Ястребова). Проведенные исследования показали, что накопление органического вещества в осадках находится в тесной зависимости от их механического состава и от различных физико-химических условий окружающей среды. Более поздние наши работы были посвящены исследованию состава самого органического вещества, для чего были проведены анализы по Ваксману (1937) для некоторых осадков ильменных отложений дельты Волги и Каспийского моря.

Задачей настоящей работы было проследить связь между химическим и морфологическим составом органического вещества, приносимого Волгой и содержащегося в осадках Каспийского моря. Так как для всех предстоявших нам исследований взвешенных веществ<sup>1</sup> требовалось много материала, нужно было выбрать такую методику сбора взвеси, которая позволила бы выполнить поставленную перед нами задачу.

Применявшиеся нами ранее методы фильтрования, а позднее отстаивания были неудобны для взятия взвеси в море, поэтому мы остановились на методе отстаивания с коагуляцией сернокислым алюминием и едким калием. К взятой пробе мы приливали на каждый литр воды 1 см<sup>3</sup> 13% раствора сернокислого алюминия и 0,9 см<sup>3</sup> 7% раствора едкого калия и оставляли пробу стоять на одни сутки. Через сутки воду сливали через сифон, а полученный осадок переносили в узкий цилиндр, где он снова отстаивался, после чего его подсушивали на водяной бане. Сборы взвеси производились мною в северной части Каспийского моря летом 1940 г. — с 29 мая по 6 июля (табл. 1).

Количество воздушно-сухого осадка в пробах, взятых в предустьевом пространстве Волги, колебалось от 0,08 до 0,13 г на 1 л; во всех других местах Каспийского моря количество взвеси было очень мало. Поэтому для наших исследований были взяты только образцы, собранные в районе Главного банка. Чтобы учесть количество планктона в собранных пробах

---

<sup>1</sup> В дальнейшем изложении «взвешенные вещества» будут заменены словом «взвеси».



Таблица 1

## Сборы взвешенных веществ в северной части Каспийского моря в 1940 г.

Дата	Место взятия пробы взвеси	Количество воды (в л)	Количество воздушно- сухого осад- ка (в г)	Количество воздушно- сухого осад- ка (в г/л)	Проба на планктон (в л)
29/V	Главный банк . . . . .	160	19,07	0,12	1
30/V	Беленский банк . . . . .	160	12,7	0,08	1
31/V	Новинский банк . . . . .	300	31,6	0,1	1
4/VI	Главный банк . . . . .	144			1
10/VI	» » . . . . .	128	17,3	0,13	
19/VI	Тюб-Караганская бухта	112	Очень мало		1
27/VI	Против устья Урала . .	96	То же		1
30/VI	Дживинская коса . . .	96	»		1
6/VII	Главный банк . . . . .	96	9,9	0,1	1

взвеси на каждой станции, отдельно бралась проба воды в 1 л и фиксировалась формалином.

Материалом для исследования морских осадков послужили образцы, собранные мной во время экспедиции Астраханской станции ВНИРО на боте № 2 летом 1940 г. Были взяты образцы из трех районов: 1) западной части Каспийского моря (станции 44 и 47), 2) Уральской бороздины (ст. 19), 3) Тюб-Караганской бухты.

Исследование каждой пробы проводилось по следующей схеме:

- 1) механический анализ;
- 2) химический анализ по Ваксману;
- 3) разделение по удельному весу жидкостью с уд. в. 2 фракции  $> 0,1$  мм;
- 4) микроскопическое описание фракции  $> 0,1$  мм с уд. в.  $< 2$ ;
- 5) выделение при помощи центрифуги легкой фракции с уд. в.  $< 2$  из всего осадка;
- 6) определение под микроскопом фракции с уд. в.  $< 2$  и подсчет всех компонентов;
- 7) определение хлорофилла;
- 8) подсчет планктона в некоторых образцах воды;
- 9) анализ 4 видов водорослей на общий С и N.

Механический анализ полученных проб был выполнен П. Г. Поповым по методу Осборна (Кленова и Авилов, 1933).

Анализ показал, что исследованные пробы были в большинстве случаев илы, за исключением проб ст. 47, где в верхнем слое находится илистый песок, а в нижнем пылеватый песок, типичный для дельтовых отложений.

Химический анализ сводился к определению карбонатной  $\text{CO}_2$ , общего углерода, общего азота (Горшкова, 1933), потери при прокаливании, определению сахаров и гемицеллюлозы, клетчатки, спирто-бензольной вытяжки, лигнино-гумусового комплекса, а также определению углерода и азота в лигнино-гумусовом комплексе и нерастворимого остатка.

Методика была применена нами та же, что и в прежних работах, т. е. при исследовании органического вещества за основу была взята методика Ваксмана (1937), применяемая лабораторией Лимнологической станции в Косино (Сперанская, 1935).

Полученные результаты приведены в табл. 2.

Соотношение между минеральной и органической частью осадков ясно видно на диаграмме (фиг. 1), где показано содержание золы и потери при

## Химический состав осадков северной части Каспия

№ станций	Анализируемый слой (в см)	Потери при прокаливании	Зола	СО <sub>2</sub> карбонатов	Потери при прокаливании без СО <sub>2</sub>	С	N	$\frac{N}{C}$	Протеин по N × 6,25
19	Средняя проба из дночерпателя . . .	22,29	77,71	14,97	7,32	1,69	0,23	7,3	1,44
44	То же . . . . .	13,75	86,25	5,44	8,31	2,35	0,36	6,5	2,25
47	0—15 . . . . .	8,65	91,35	3,91	4,67	1,3	0,16	8	1,01
47	65—76 . . . . .	7,92	92,08	4,24	3,68	0,78	0,11	7	0,68
Тюб-Караганская бухта	Средняя проба из дночерпателя . .	20,43	79,57	10,9	9,53	3,25	0,35	9,3	2,18
То же	62—72 . . . . .	13,08	86,92	7,68	5,40	1,09	0,12	9	0,75
Твердый сток Волги	Поверхностный . . .	19,30	80,70	0,73	18,57	4,0	0,50	8	3,12

Химический состав осадков северной части Каспийского моря в процентах в ор  
множен

№ станций и слой	Потери при прокаливании без СО <sub>2</sub>	Общий С	Органическое вещество по С × 1,724	Множитель	Общий N	Протеин по N × 6,25
19 . . . . .	7,32	1,69	2,91	34,36	7,9	49,3
44 . . . . .	8,31	2,35	4,05	24,7	8,89	55
47 (15 см) . . . . .	4,67	1,3	2,24	44,6	7,22	45
47 (62—76 см) . . . . .	3,68	0,78	1,34	74,2	8,2	51
Тюб-Караганская бухта (дночерпатель) . . . . .	9,53	3,25	5,6	17,85	6,4	40
Тюб-Караганская бухта (62—72 см колонки) . . . . .	5,40	1,09	1,88	53,2	6,4	40
Твердый сток Волги . . . . .	18,57	4,0	6,9	14,49	7,2	45

прокаливании. Так как потеря при прокаливании складывается из карбонатной СО<sub>2</sub>, органического вещества и летучих хлоридов, кристаллизационной воды и серы, то на диаграмме это тоже отмечено, причем за органическое вещество условно взят процент общего углерода, умноженный на 1,724. Кроме того, по карбонатной СО<sub>2</sub> вычислен процент СаО, поэтому на диаграмме видно содержание СаСО<sub>3</sub>, что для осадков Каспийского моря имеет большое значение.

В предыдущей работе по исследованию осадков Каспийского моря

Таблица 2

ского моря (в процентах на абсолютно-сухое вещество)

Сахар и гemicцеллюлоза	Клетчатка	Лигнино-гумусовый комплекс по потере при прокаливании	Спирто-бензольная вытяжка	С лигнино-гумусового комплекса	N лигнино-гумусового комплекса	C лигнино-гумусового комплекса	Лигнино-гумусовый комплекс по $C \times 1,724$	C растворенный (остаточный)	N растворенный (остаточный)	C растворенно-му	CaCO <sub>3</sub>	Нерастворимый остаток	Протеин лигнино-гумусового комплекса	Протеин растворимый
0,41	0,27	3,13	0,19	0,71	0,097	7,3	1,22	0,68	0,133	5,2	3,4	54,13	0,60	0,84
0,54	0,41	3,98	0,72	1,21	0,19	6,3	2,08	0,72	0,17	4,2	12,4	69,52	1,18	1,07
0,28	0,27	3,0	0,37	0,50	0,06	8,3	0,86	0,55	0,10	5,5	8,88	77,8	0,53	0,48
0,13	0,12	2,41	0,22	0,36	0,05	7	0,62	0,31	0,055	5,6	9,64	78,7	0,34	0,34
0,38	0,30	5,58	0,74	1,68	0,14	12	2,9	1,27	0,21	6	24,77	59,8	1,31	0,87
0,16	0,14	3,48	0,21	0,57	0,050	11,4	0,98	0,39	0,066	5,9	17,45	68,7	0,34	0,41
0,75	0,68	6,29	0,58	1,78	0,20	8,9	3,07	1,59	0,30	5,3	1,66	60,3	1,25	1,87

Таблица 3

ганическому веществу, условно принятому равным проценту общего углерода, ному на 1,724

Сахар и гemicцеллюлоза	Клетчатка	Спирто-бензольная вытяжка	С лигнино-гумусового комплекса	N лигнино-гумусового комплекса	Лигнино-гумусовый комплекс по $C \times 1,724$	Протеин лигнино-гумусового комплекса	Протеин растворимый	Лигнин
14	9	6,5	24,4	3,33	42	20,6	28,7	21,4
13	10	17,7	29,8	4,7	51	29,3	25,7	21,7
12,5	12	16,5	31,2	3,8	38	23,6	21,4	14,4
9,7	8,9	16,3	32,0	4,0	46	25,6	25,4	20,4
6,8	5,4	13,2	30	2,5	51	15,6	24,4	35,4
8,5	7,4	11	30	2,8	52	17,7	22,3	34,3
10,84	9,8	8	31	3,5	44	21,8	23,2	22,2

мы, так же как лаборатория Лимнологической станции в Косино (Сперанская, 1935), перечисляли все составные части органического вещества на потерю при прокаливании без карбонатной CO<sub>2</sub>, принимая эту величину за органическое вещество. Такие пересчеты допустимы лишь в тех случаях, когда процент глинистого вещества в осадке очень невелик, а органического вещества очень много. В наших последних исследованиях, как видно из диаграммы, летучие вещества и вода составляли большой процент от потери при прокаливании, а поэтому мы делали пересчет не на потерю

при прокаливании, а на органическое вещество, полученное при умножении процента общего углерода на 1,724. Эти данные приведены в табл. 3. и на фиг. 1.

Так как неизвестно, какой процент жиров перейдет в раствор при обработке осадка слабыми кислотами и 80% серной кислотой и какой процент его останется в остатке, где мы определяем лигнино-гумусовый комплекс, то мы решили сделать еще один пересчет, а именно: принимая за 100% общий углерод, мы вычислили, какой процент от него составляет углерод сахаров, клетчатки, лигнино-гумусового комплекса и остаточный углерод, который переходит в раствор при обработке кислотами помимо сахаров и клетчатки. Точно так же вычислен процент растворимого и нерастворимого азота от общего азота. Полученные данные приведены в табл. 4 и на фиг. 1.

Таблица 4

**Процентное содержание углерода и азота различных составных частей органического вещества по отношению к общему углероду и общему азоту**

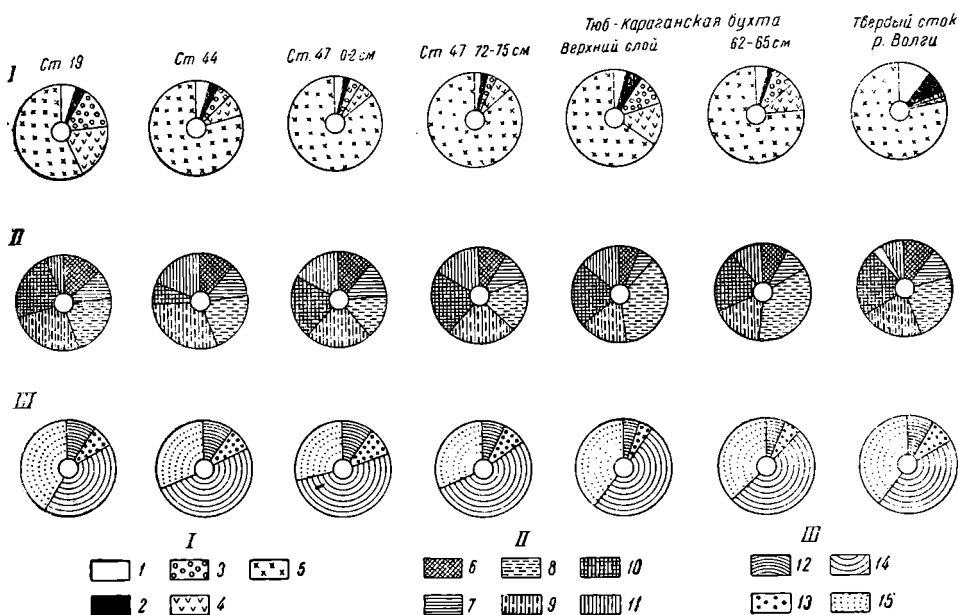
№ станции	Слой (в см)	Процент к общему углероду								Процент к общему азоту	
		С общий	Множитель	С сахаров	С клетчатки	С лигнино-гумусового комплекса	С растворенный (остаточный)	N общий	Множитель	N лигнино-гумусового комплекса	N растворенный (остаточный)
19	Верхний слой из дочерпателя . . . . .	1,69	59	10,62	7,08	41,89	40,12	0,23	434	42	58
44	То же . . . . .	2,35	42,5	10,2	7,6	51,4	30,6	0,36	277	52	48
47	0—15 . . . . .	1,3	76,9	9,5	9,2	53,8	26,9	0,16	617	52	48
47	62—76 . . . . .	0,78	123	7,4	6,8	55,0	30,7	0,11	909	50	50
Тюб-Караганская бухта	Верхний слой из дочерпателя . . . . .	3,25	30,7	5,21	3,99	51,6	38,9	0,35	285	40	60
То же	62—72 . . . . .	1,09	91,7	6,41	5,5	52,2	35,7	0,12	833	45	55
Твердый сток Волги	Поверхностный	4,0	25	8,25	7,5	44,5	39,7	0,50	200	40	60

Из таблиц 2, 3 и 4 ясно видно, что взвеси, приносимые Волгой, содержат довольно большой процент органического вещества (4% углерода, или 6,9% органического вещества), поэтому и осадки, образующиеся за счет этих выносов, как например осадки ст. 44, также содержат довольно большой процент органического вещества. Обогащены органическим веществом также прибрежные осадки Тюб-Караганской бухты.

При исследовании осадков в глубину мы наблюдаем довольно значительное уменьшение содержания органического вещества в нижних слоях, причем, по всей вероятности, причины этого различны для разных станций. Уменьшение количества органического вещества в осадках ст. 47 объясняется главным образом изменением их механического состава. В Тюб-Караганской бухте резкое уменьшение может происходить потому, что в верхнем слое много свежего органического вещества, которое первое время быстро минерализуется и переходит в раствор.

При определении содержания составляющих частей органического вещества по отношению ко всему органическому веществу резких изме-

нений мы не наблюдаем, что видно из табл. 3 и 4. Более заметные колебания наблюдаются в содержании спирто-бензольной вытяжки, которая увеличивается в верхнем слое прибрежных осадков. Здесь наблюдается большое сходство с распределением хлорофилла в осадках Каспийского моря, описанным в работе Л. А. Ястребовой (1938).



Фиг. 1. Химический состав осадков Каспийского моря и твердого стока (взвеси) Волги.

I — химический состав в процентах и абсолютно сухому веществу: 1 — хлориды +  $H_2O + S$ ; 2 — органическое вещество по  $C \times 1,724$ ; 3 —  $CO_2$ ; 4 —  $CaO$ ; 5 — зола —  $CaO$ ; II — химический состав в процентах и органическому веществу — проценту  $C$ , умноженному на 1,724: 6 — сахар + гемиделлоза; 7 — клетчатка; 8 — лигнин; 9 — нерастворимый протеин; 10 — растворенный протеин; 11 — спиртобензольная вытяжка. III — процентный состав углерода составляющих частей органического вещества от общего углерода: 12 — углерод сахаров; 13 — углерод клетчатки; 14 — углерод лигнинно-гумусового комплекса; 15 — углерод растворенный (остаточный).

Для осадков, собранных в 1940 г., определения хлорофилла были сделаны также Л. А. Ястребовой. Полученные результаты приведены в табл. 5.

Данные, полученные в 1940 г., хорошо совпадают с картой хлорофилла для осадков Каспийского моря, составленной Л. А. Ястребовой (1938). Вычисляя процент хлорофилла от органического вещества, мы получаем почти одинаковое количество для всех осадков верхнего слоя и в два раза меньше для нижнего слоя.

Несмотря на то, что общее содержание органического вещества выражается целыми процентами, а хлорофиллы только тысячными долями процента, картина накопления этих компонентов в осадках почти одинакова. Преобладающей составной частью органического вещества во всех осадках является лигнинно-гумусовый комплекс, содержание которого колеблется от 52 до 38%, причем, если содержание азота условно перечислить на протеин, то протеин в лигнинно-гумусовом комплексе составляет от 17 до 29%.

Перешедший в раствор азот (при обработке кислотами), перечисленный на протеин, содержится в количестве от 21 до 28%, в среднем 24,4%

Таблица 5

## Хлорофилл в осадках Каспийского моря, собранных в 1940 г.

№ станции	Слой	Влажность (в %)	Общее количество органического вещества по СХ1,724 (в % к сухому весу)	Хлорофилл (в мг на 100 г воздушно-сухого вещества)	Процент хлорофилла от осадка	Процент хлорофилла от органического вещества	Характеристика грунта
19	Верхний слой	65,8	2,91	2,81	0,0028	0,09	Ил темно-серый с запахом H <sub>2</sub> S
44	То же	57,5	4,05	3,91	0,0039	0,09	Ил темный с запахом H <sub>2</sub> S
Тюб-Караганская бухта	»	70,8	5,6	4,70	0,0047	0,08	Ил темно-серый с запахом H <sub>2</sub> S
То же	70—100 см	36,7	1,88	0,88	0,00088	0,04	Ил

(см. табл. 3). Отношение  $\frac{C}{N}$  в растворимой части значительно меньше, чем во всем осадке, и близко подходит к отношению  $\frac{C}{N}$  в белках, что заставляет думать, что помимо сахаров и клетчатки в раствор также переходит и белковое вещество.

В табл. 3, помимо лигнино-гумусового комплекса, приводятся данные по лигнину, полученные по разности между лигнино-гумусовым комплексом и протеином.

Наиболее обогащены лигнином осадки Тюб-Караганской бухты, где содержание лигнина составляет 35%, в то время как в других районах оно колеблется от 14 до 22%.

Для сравнения состава органического вещества с водорослями, встречающимися в Каспийском море, мною были собраны четыре вида водорослей и определено содержание в них углерода и азота. Полученные данные приведены в табл. 6.

Из табл. 6 видно, что отношение  $\frac{C}{N}$  в водорослях Тюб-Караганской бухты составляет около 13, а из табл. 2 следует, что отношение  $\frac{C}{N}$  в лигнино-гумусовом комплексе равно 12. Следовательно, можно думать, что содержание лигнино-гумусового комплекса в осадке Тюб-Караганской бухты обусловлено этими водорослями. Но так как общее количество органического вещества накапливается не только из водорослей, а и из других компонентов, то отношение  $\frac{C}{N}$  здесь равно 9.

*Zostera nana* была собрана на берегу открытого моря в Баутине и дала отношение углерода к азоту, равное 19. По данным М. С. Киреевой и Г. Ф. Щаповой (1939), *Zostera nana* встречается в Тюб-Караганской бухте

Таблица 6

Содержание углерода и азота в водорослях Каспийского моря (в %)

Название водорослей	Дата сбора	Место сбора	C	N	$\frac{C}{N}$
<i>Cladophora</i>	1940 15.VI	Тюб-Караганская бухта, середина бухты	12,56	0,94	13,3
<i>Enteromorpha</i>	15.VI	Восточный берег Тюб-Караганской бухты	25,51	1,86	13,7
<i>Zostera nana</i>	18.VI	Выносы на берегу открытого моря в Баутине	31,63	1,6	19
<i>Polysiphonia</i>	29.VI	Квадрат 105	18,8	1,15	16,3

в небольшом количестве, поэтому ее влияние на содержание органического вещества в осадке, повидимому, сказывается очень мало. Здесь мы не имеем той картины, которую получал Бойсен-Иенсен (Boysen-Jensen, 1914) при исследовании датских вод, где содержание zostеры обуславливало количество органического вещества в грунте и давало отношение углерода к азоту, равное 11 и выше.

При вычислениях процента различных составных частей органического вещества от общего органического вещества или от общего углерода приходится употреблять различные множители и иногда очень большие, а поэтому, если при анализе допущены хотя бы небольшие ошибки, при умножении они увеличиваются иногда в сто раз. Нам представлялась возможность избежать этих ошибок, изменив методику работы, а именно: выделить органическое вещество при помощи центрифуги, а затем подвергнуть его исследованию. Кроме того, на выделенном центрифугой материале мы могли изучить морфологический состав органического вещества взвеси Волги и осадков Каспийского моря.

Для начала работы в этом направлении мы решили провести просмотр материала на органические остатки подобно тому, как это делала Д. М. Раузер-Черноусова (1935), изучавшая осадки Севастопольской бухты. Д. М. Раузер-Черноусова работала с влажными осадками и проводила исследования по следующей схеме: 1) макроскопическое определение органических остатков из дночерпателя на мелком сите; 2) микроскопический просмотр всего осадка и 3) биологическая реакция, заключающаяся в том, что образец помещается в цилиндр и оставляется стоять несколько дней, в течение которых ведется наблюдение за образованием диатомовых и бактериальных пленок.

Для определения морфологического состава осадков Каспийского моря и твердого стока Волги мы применяли два способа:

1) просмотр под микроскопом фракции  $>0,1$  мм, выделенной при механическом анализе;

2) просмотр под микроскопом и подсчет составных частей легкой фракции, выделенной при помощи центрифуги из неразделенного образца.

Просмотр фракции  $>0,1$  мм производился после разделения ее по удельному весу жидкостью с уд. весом, равным 2. Полученная легкая фракция просматривалась под микроскопом и в ней отмечалось, какие встречаются органические остатки и что преобладает. Полученные данные приводятся в табл. 7.

Таблица 7

**Содержание органических остатков во фракции >0,1 мм с удельным весом <2**

№ станции	Слой	Фракция >0,1 мм (в % к навеске)	Фракция >0,1 мм с уд. в. <2 в процентах		Растительные остатки	Корнеолки	Мелкие моллюски	Чешуйки	Глинистые частицы
			к фракции	ко всей навеске					
19	Средняя проба из дночерпателя . .	1,8	15	0,27	Очень мало	Основная масса	—	2	—
44	То же . . . . .	0,6	46	0,27	Мало	Мало	Мало	—	Мало
47	0—2 см . . . . .	0,6	12	0,07	»	»	—	—	Основная масса
47	72—75 см . . . . .	0,7	13	0,09	Основная масса	Мало	Мало	—	Мало
Тюб-Караганская бухта	Средняя проба из дночерпателя . .	5,4	6	0,33	Мало	Очень мало	—	Основная масса	—
То же	62—65 см . . . . .	1,1	12	0,13	Основная масса	Мало	—	—	—

**Состав легкой фракции (уд. вес < 2) в осадках Кас**

№ станций	Слой (в см)	Органическое вещество как потери при прокаливании, обз. CO <sub>2</sub>	Органическое вещество по C × 1,724 (в %)	Процент фракции уд. веса <2	Состав в процентах к фракции				
					кремневые иголки губок	обломки диатомовых	аморфный кремнезем	хитин	гумусовое вещество и обуглившаяся частица
19	Верхний . . . . .	7,32	2,91	6,26	4	1,5	—	2	3
44	» . . . . .	8,31	4,05	1,88	2	18	1	—	12
47	0—15 . . . . .	4,64	2,24	5,3	3	17	8	—	6
47	62—75 . . . . .	3,68	1,34	1,3	6	4	3	1,5	7
Тюб-Караганская бухта	Верхний . . . . .	9,53	5,6	4,1	6	2	3	1	4
То же	62—72 . . . . .	5,4	1,88	3,06	6	2,5	—	1	5
Твердый сток Волги	Поверхностный . . . . .	18,6	6,9	5,86	2	17	7	—	5



Как видно из таблицы, легкая часть фракции  $>0,1$  мм на разных станциях имеет разный состав. Так, на ст. 19 она состоит почти из одних корненожек *Rotalia*. На ст. 44 наблюдается почти равномерное количество всех составляющих, на ст. 47 в верхнем слое органических остатков очень мало, а вся легкая фракция состоит из глинистых частиц, в то время как нижний слой обогащен растительными остатками. В Тюб-Караганской бухте в верхнем слое встречаются растительные остатки и масса чешуек, часто прикрепленных к растительным остаткам; нижний же слой почти не содержит чешуек, а состоит почти целиком из растительных остатков.

Выделение легкой фракции на центрифуге было произведено в Институте горючих ископаемых Академии Наук СССР Т. Г. Макарянской, а определение под микроскопом П. П. Авдусиным.

Для разделения минералов по удельному весу бралась смесь бром-форма и ксилола с уд. весом 2. Осадок помещался в чашечку, смачивался небольшим количеством жидкости и слегка разминался рукой в резиновой перчатке. Полученная масса постепенно переносилась в центрифугу и разделялась на тяжелую и легкую части. Результаты анализов приведены в табл. 8 и на фиг. 2.

Определение легкой фракции, выделенной при помощи центрифуги, показало, что содержание легкой фракции в одних случаях бывает меньше, чем содержание органического вещества, в других больше, что объясняется различным составом легкой фракции в различных осадках.

Кремневые иглы губок встречаются в сравнительно небольшом количестве во всех осадках, небольшое увеличение отмечается только на ст. 19 и в Тюб-Караганской бухте. Обломки диатомовых встречаются главным

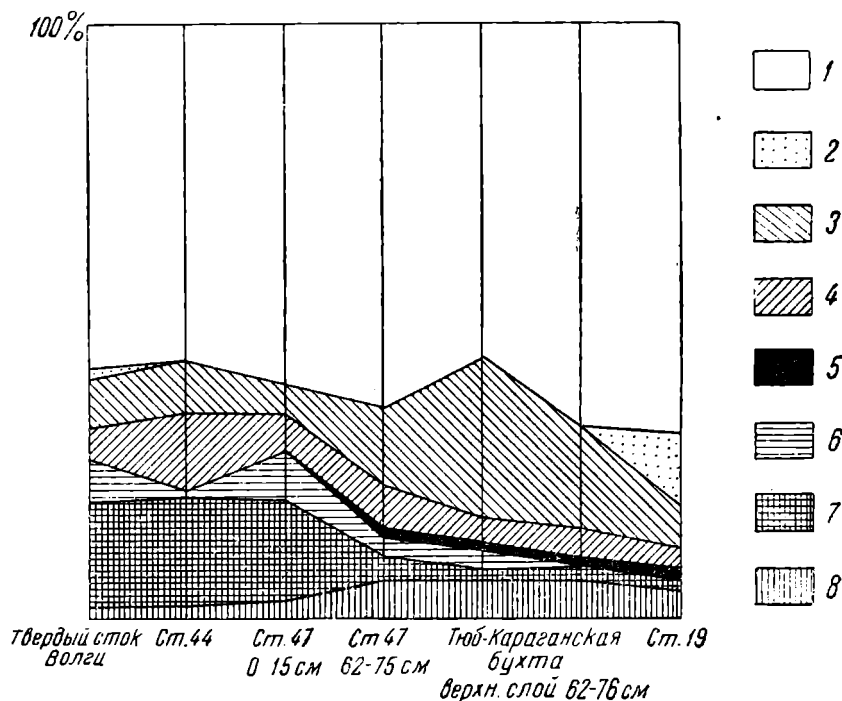
Таблица 8

ийского моря, выделенной при помощи центрифуги

д. весом < 2				Состав в процентах по всему осадку								
слабо измененные растительные остатки	минералы глини, аглолютирующие СаО <sub>2</sub> и органическое вещество	фораминиферы	зеленые растительные остатки	кремневые иглы губок	обломки диатомовых	аморфный кремнезем	хитин	гумусовое вещество	слабо измененные растительные остатки	минералы глини	фораминиферы	зеленые растительные остатки
7	69	12	—	0,25	0,09	—	0,12	0,18	0,43	4,3	0,75	—
8	60	—	—	0,03	0,33	0,01	—	0,24	0,16	1,24	—	—
5	61	—	—	0,16	0,9	0,42	—	0,31	0,26	3,2	—	—
13	65	—	—	0,08	0,05	0,03	0,02	0,09	0,17	0,84	—	—
27	55	—	1	0,24	0,08	0,12	0,04	0,16	1,1	2,25	—	0,07
17	69	—	—	0,18	0,07	—	0,03	0,15	0,52	2,11	—	—
8	59	2	—	0,12	1,0	0,41	—	0,03	0,47	3,45	0,1	—

образом в предустьевом пространстве Волги в осадках ст. 44 и 47, а также и во взвешенных веществах.

Эти данные хорошо согласуются с данными П. И. Усачева, который производил учет фитопланктона в Каспийском море в разные сезоны и в разные годы и всегда получал увеличение фитопланктона в западной части Северного Каспия.



Фиг. 2. Состав фракции с удельным песком  $< 2$  в осадках Каспийского моря.

1 — аморфные глинистые минералы, агглютинирующие органическое вещество; 2 — корненожки; 3 — слабо измененные растительные остатки; 4 — гумусовое вещество и обуглившиеся растительные остатки; 5 — хитин; 6 — аморфный кремнезем; 7 — обломки диатомовых; 8 — кремневые иглы губок.

По содержанию растительных остатков первое место занимают осадки Тюб-Караганской бухты и осадки, обогащенные твердым стоком Волги. Следовательно, морфологическая картина вполне подтверждает данные по хлорофиллу и по другим химическим элементам.

Хитин составляет незначительный процент во всех пробах.

Известковые корненожки отмечены П. П. Авдусиным только на одной станции — № 19. Просмотр под микроскопом фракции  $> 0,1$  мм показал, что корненожки встречаются на нескольких станциях, но в очень малых количествах, в то время как на ст. 19 они преобладают. Сравнивая данные, полученные после центрифугирования, с нашими определениями фракции  $> 0,1$  мм, нужно отметить, что эти два исследования очень хорошо дополняют друг друга. То, что ускользает при рассмотрении фракции  $> 0,1$  мм (например, кремневые иглы губок и диатомовые), учитывается в материале, выделенном центрифугой. Но корненожки, мелкие моллюски

и другие крупные объекты полнее отмечаются при просмотре фракции  $>0,1$  мм, так как при обработке центрифугой они частично разрушаются.

Как уже отмечалось, попутно со взятием пробы взвеси бралась и проба для планктона в количестве 1 л, которая фиксировалась формалином. Определение и подсчет планктона были произведены Л. П. Смирновой. Полученные ею результаты приводятся в табл. 9.

Таблица 9

## Подсчет планктона в пробе Главного банка 29 мая 1940 г.

Название организмов	Число экз. на 1 л	Живой вес (в мг/л)
Peridiniaceae		
<i>Prorocentrum obtus</i> . . . . .	4000	0,047
Diatomaceae		
<i>Milosira granulata</i> . . . . .	2800000	3,36
<i>M. Borreri?</i> . . . . .	12000	0,1
<i>Cyclotella</i> (n. sp.) . . . . .	360000	1,08
<i>Asterionella gracillima</i> . . . . .	100000	0,05
<i>Fragillaria</i> . . . . .	260000	1,58
<i>Nitzschia sigmoides</i> . . . . .	32000	0,576
<i>Synedra acus</i> . . . . .	180000	0,65
<i>S. (berolinensis utermohlii)</i> . . . . .	248000	0,2
Cyanophyceae		
<i>Lyngbya limnetica</i> . . . . .	8000	0,004
Chlorophyceae		
<i>Pediastrum duplex</i> . . . . .	4000	0,2
<i>Scenedesmus quadricauda</i> . . . . .	4000	0,088
<i>Oocystis</i> sp. . . . .	4000	0,048
<i>Actinastrum Nansen</i> . . . . .	220000	0,066
<i>Dictyosphaerum pulchellum</i> . . . . .	24000	0,11
<i>Richteriella botryoides</i> . . . . .	28000	0,28
<i>Ankistrodesmus</i> sp. . . . .	20000	0,006
<i>Bumcleoria</i> sp. . . . .	4000	0,011
<i>Infusoria</i> . . . . .	12000	8,456
<i>Tintinnoidea</i> . . . . .	40000	5,02

По данным Л. И. Смирновой, процент фитопланктона во всей взвеси Волги равен 0,14, а тинтинноидей 0,13, всего — 0,27. Это составляет около 3% от органического вещества, равного 6,9% по отношению ко всей взвеси.

Состав диатомовых в грунте был определен для ст. 44 Б. М. Персидским. Получены были следующие результаты:

- 1) *Actinocyclus* (редко)
- 2) *Cyclotella* sp. } преобладают
- 3) *Coscinodiscus* sp. }
- 4) *Campylodiscus* (часто)
- 5) *Coscinodiscus* f. *radiatus* (часто)
- 6) *Actinodiscus* (отдельные экземпляры)
- 7) *Hyalodiscus* (часто)

Как видно из приведенного списка, одной из преобладающих форм в грунте является *Cyclotella*, которая и во взвеси Волги была отмечена в большом количестве.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Из всего изложенного можно сделать следующие выводы.

1. Выделение из осадков органического вещества при помощи центрифуги показало, что перейти на исследование только одной легкой фракции невозможно, так как очень большая часть органического вещества, абсорбированная глинистыми частицами, остается в тяжелой фракции.

2. Для определения морфологического состава детрита необходимо вести определения под микроскопом как отдельных фракций, выделенных при механическом анализе, так и легкой фракции, выделенной при помощи центрифуги. Эти исследования хорошо дополняют друг друга и указывают на исходные объекты органического вещества, заключенного в взвеси Волги и в осадках Каспийского моря.

3. Данные морфологического анализа хорошо совпадают с определением хлорофилла и другими химическими данными, но при морфологическом анализе мы обнаруживаем большую разницу в составе осадков различных районов, чем при химическом исследовании. Это, по всей вероятности, объясняется тем, что морфологически мы можем определить только небольшую часть органического вещества. Главная же масса составляет органическим веществом, поглощенным глинистыми частицами, и при долгом лежании на дне моря переходит в какую-то стабильную форму, которая во всех осадках довольно однообразна.

4. Преобладающей составной частью органического вещества всех осадков является лигнино-гумусовый комплекс, который может быть пересчитан на протеин и лигнин. Содержание лигнина в большинстве случаев преобладает над протеином, особенно в тех случаях, если органическое вещество образуется главным образом за счет растительных остатков. Ярким примером таких осадков являются осадки Тюб-Караганской бухты.

5. В исследованных осадках довольно сильно колеблется содержание спирто-бензольной вытяжки, совпадающее с содержанием хлорофилла.

6. Содержание азота составляет от 6,4 до 8% от всего органического вещества.

Наши данные совпадают с данными, полученными для осадков мирового океана (Траск, 1940), согласно которым азот в современных осадках составляет от 6 до 7% от всего органического вещества. При пересчете на протеин мы получили содержание протеина по отношению к органическому веществу от 40 до 55%, причем растворимых протеинов в среднем до 24,4%, а нерастворимых от 15,6 до 29,3%.

7. Исследованные нами осадки, собранные в 1939 и 1940 гг. в Уральской бороздине, при вычислении отношения  $\frac{C}{N}$  дали числа, резко отличающиеся от тех данных, которые были получены М. В. Кленовой и Л. А. Ястребовой при исследовании осадков, собранных в 1934—1935 гг. В то время как Кленова и Ястребова дают очень высокие числа отношения  $\frac{C}{N}$  и объясняют это преобладанием восстановительных условий в Уральской бороздине (Кленова, 1948), наши данные 1939 и 1940 гг. показывают, что отношение  $\frac{C}{N}$  в осадках Уральской бороздины совершенно не отличается от такового других районов Северного Каспия и колеблется от 7 до 9,5.

Это явление, по всей вероятности, можно объяснить изменением уровня Каспийского моря, в связи с чем происходило увеличение количества

органического вещества, содержащего много азота, за счет отмирания фауны (Шорыгин, 1945).

Как установлено В. А. Ледневым, в настоящее время наблюдается хорошая аэрация в Уральской бороздине, что должно препятствовать образованию восстановительных условий на дне моря, а поэтому и органическое вещество осадков Уральской бороздины за последние годы является типичным для осадков хорошо аэрируемой среды, а не восстановительной.

8. Механический и морфологический анализы осадков станции 47 показали довольно значительные различия в верхнем и нижнем слоях: в то время как осадки нижнего слоя являются типичными пылеватыми песками (с преобладанием частиц 0,1—0,05 мм), характерными для дельтовых отложений, и содержат много растительных остатков, верхний слой более тонкозернистый и растительных остатков содержит значительно меньше. Явление это можно объяснить тем, что р. Терек в настоящее время стала приносить меньше терригенных отложений, чем это было раньше, а поступающие сюда взвеси Волги содержат более мелкие частицы, которые и откладываются здесь.

9. Количество диатомовых оказалось довольно значительным в взвеси Волги и в осадках западной части Каспийского моря, что хорошо согласуется с данными П. И. Усачева (1947<sub>1 и 2</sub>) по распределению планктона.

Согласно данным, приведенным А. П. Виноградовым (1935), содержание органического вещества в диатомовой *Asterionella* равно 42,48%; следовательно, органическое вещество диатомовых в нашем образце твердого стока Волги будет составлять около 1,5% от всего органического вещества, так как общий процент диатомовых от количества органического вещества был равен 3%. Отношение  $\frac{C}{N}$ , вычисленное нами на основании данных, приведенных А. П. Виноградовым для нескольких видов диатомовых, колеблется от 4 до 8,6, в среднем — 5,5.

Вычисленное нами отношение  $\frac{C}{N}$  для твердого стока Волги равно 8, следовательно, и эти данные говорят за то, что помимо диатомовых органическое вещество твердого стока Волги обогащено какими-то растительными остатками; это подтверждается и данными морфологического анализа.

Продоланная работа является только началом изучения детрита в воде и грунте Северного Каспия. Желательно было бы проделать такую же работу для всего Каспийского моря. Изучение детрита в нескольких районах, резко отличных друг от друга по физико-химическим условиям окружающей среды и по источникам приносимого органического вещества, по всей вероятности, позволило бы более четко установить различие в органическом веществе осадков и объяснить, чем они обусловлены.

#### ЛИТЕРАТУРА

- В а к с м а н С. Гумус. Происхождение, химический состав и значение его в природе. Сельхозгиз, М., 1937.
- В и н о г р а д о в А. П. Химический и элементарный состав организмов моря. «Тр. Биогеохим. лабор. АН СССР», 1935, т. 3.
- Г о р ш к о в а Т. И. Инструкции по химическому анализу морских осадков. Инструкции ГОИН, 1933, № 11.
- Г о р ш к о в а Т. И. Некоторые данные по химическому составу осадков Гренландского моря. Сб. к 50-летию научн. деят. акад. Н. Вернадского. Изд-во АН СССР, 1936.
- Г о р ш к о в а Т. И. Органическое вещество и карбонаты Баренцова моря. «Тр. ВНИРО», 1937, т. 4.

- Горшкова Т. П. Органическое вещество в осадках Мотовского залива. «Тр. ВНИРО», 1938, т. 5.
- Киреева М. С. и Щапова Т. Ф. Донная растительность северо-восточной части Каспийского моря. «Бюлл. МОИП», отд. биол., 1939, № 2—3.
- Кленова М. В. Геология моря. Учпедгиз, М., 1948.
- Кленова М. В. и Авидов П. К. Инструкция по механическому анализу. Инструкции ГОИН, 1933, № 1.
- Кузнецов С. П., Сперанская Т. А. и Кошкин В. Д. Состав органического вещества иловых отложений различных озер. «Тр. Лимнолог. станции в Косино», 1939, № 22.
- Раузер-Черпюсова Д. М. Об источниках органического вещества и условиях его накопления в донных осадках морских бухт. «Нефт. хоз.», 1935, № 11.
- Сперанская Т. А. Данные по изучению органического вещества озерных иловых отложений. «Тр. Лимнолог. станции в Косино», 1935, № 20.
- Траск П. Материнские вещества нефти. «Тр. XVII сессии Междунар. геол. конгресса 1937 г.» М., 1940, т. 4.
- Усачев П. П. (1). Общая характеристика фитопланктона морей СССР. «Усп. совр. биологии», 1947, т. 23; вып. 2.
- Усачев П. П. (2). Колебание биомассы фитопланктона в Северном Каспии. «Тр. Ин-та океанологии АН СССР», 1947, т. 11.
- Шорыгин А. А. Изменение количества и состава бентоса Северного Каспия в 1935—1940 гг. «Зоол. журн.», 1945, т. 24, вып. 3.
- Истрёбова Л. А. Хлорофилл в морских осадках. «Тр. ВНИРО», 1938, т. 5.
- Boysen-Jensen. Studies concerning the organic matter of the sea bottom. From report of the Danish. Biolog. St., 1914, vol. 22.

---

Э. С. ЗАЛМАНЗОН

## МАЛЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В РАЗРЕЗАХ ВОРОНЕЖСКОЙ ОБЛАСТИ

Настоящая работа, поставленная академиком А. Д. Архангельским и выполнявшаяся при его непосредственном участии, представляет собой лишь небольшую часть широко задуманного плана всестороннего изучения осадочных пород Русской платформы, осуществление которого Андрей Дмитриевич предполагал провести в будущем.

Работа была начата на материале, доставленном А. А. Дубянским и состоящем почти исключительно из образцов, взятых из буровых скважин, вскрывших толщу осадочных пород Воронежской области от четвертичных отложений до девона. Предполагалось, что изучение этого разреза послужит первой ступенью к изучению многочисленных разрезов других районов Русской платформы. Неожиданная смерть Андрея Дмитриевича прервала задуманные работы и лишила нас возможности использовать полученные при проработке материала данные так широко, как это могло бы быть сделано им самим.

Считая все же, что некоторые вопросы могут иметь самостоятельный интерес и при использовании материала лишь одного района, например вопрос о накоплении в осадочных породах малых элементов, мы публикуем в настоящей работе некоторые фактические данные о закономерности накопления в породах воронежского разреза ванадия, хрома, меди, никеля и кобальта.

Вначале задача была поставлена несколько шире: предполагалось, кроме названных элементов, изучить также распространение по разрезу молибдена, вольфрама, цинка и свинца. Весь изучаемый материал был передан для предварительного просмотра в лабораторию спектрального анализа Института геологических наук АН СССР, руководимую С. А. Боровиком, где выяснилось, что молибден, вольфрам и цинк в породах отсутствуют; свинец был найден лишь в двух пробах, причем качественное спектральное определение указывало на невозможность определения его химическим путем.

Минералого-химическое изучение разреза проводилось не на отдельных образцах, а на средних пробах из пород каждого горизонта. Средние пробы были приготовлены под руководством Н. В. Фроловой при консультации А. Д. Архангельского после петрографического просмотра шлифов пород. В среднюю пробу входили образцы одного стратиграфического горизонта в количествах, пропорциональных мощности каждого типа пород.

Краткое описание образцов пород, из которых состояли пробы, а также некоторые данные их характеризующие, сведены в табл. 1.

## Описание образцов пород в разрезах Воронежской области

Местоположение и № скважины	Возраст	Мощность слоев (в м)	Характеристика пород	Фракция <0,01 мм	Карбо- натная часть	Органич. углерод
				в процентах на пробу		
Воронеж (Пригород)	Средний и верхний девон, старооскольские и щигровские слои	99,82	Тонкопесчаные глины с пропластками тонкозернистого песка и плотные известняки	64,18	1,85	0,08
Воронеж II	Верхний девон, семилукские слои	30,15	Сланцеватые зеленые и серые глины, часто содержащие обломки известняка	43,34	42,05	0,30
№ 9, Кантемировка	Нижний карбон	76,83	Переслаивающиеся глины, глинистые сланцы, глинистые известняки и кварцевые песчаники	44,06	31,66	0,82
№ 9, Кантемировка	Нижний карбон	152,0	Известняки . . . . .	2,85	88,97	0,14
№ 20, Валуйки	Нижний карбон	94,05	Однородные обломочные известняки . . .	1,77	81,51	0,16
№ 20, Валуйки	Средний карбон	32,81	Плотные однообразные известняки . . . .	2,65	87,11	0,04
№ 20, Валуйки	Средний карбон	83,18	Глинистые известняки . . . . .	6,20	84,16	0,26
Стрельцовка	Средний карбон	258,84	Обломочные известняки, глинистые известняки, местами известняки окремнелые. Попадаются прослой кварцевого песчаника и мелкозернистые глинисто-слюдисто-кварцевые породы	17,02	64,64	0,18



Тамбов, участок Треста водоканализации	Юра	13,65	Плотные глины с прослоями фосфоритов .	49,06	20,77	0,78
№ 13, Волковский вин- завод	Юра	21	Слюдистые глины, местами с включениями пирита	53,84	7,53	1,57
№ 1, Борисоглебский элеватор	Юра	26,40	Глинистые пески, песчанки и песчани- стые глины	24,92	25,36	0,26
Свиносовхоз «Селезнев- ка»	Нижний мел, апт	22	Глинистые пески . . . . .	11,46	0,09	0,42
Свиносовхоз «Селезнев- ка»	Нижний мел, апт	27	Песчанистые слюдяные глины . . . . .	32,86	0,85	1,35
Колхоз «Красная Заря»	Нижний мел, вельд- апт	43,9	Пески и глины . . . . .	14,76	0,14	0,04
Колхоз «Волна револю- ции»	Нижний мел, вельд- апт	45,20	Пески различной зернистости . . . . .	10,49	0,17	0,09
Элеватор с. Инжавино	Нижний мел, альб	72,5	Пески . . . . .	4,32	0,45	0,16
«Красный молот»	Верхний мел, сеноман	2	Окремненный мергель с обломками извест- няков карбона в нижней части	12,56	14,05	Нет
«Красный молот»	Верхний мел, турон	65	Рыхлый мел с обломками кремней и пес- чаников	Нет	94,55	Нет
«Красный молот»	Верхний мел, турон	3,2	Мелоподобный мергель . . . . .	6,85	92,37	0,07

Таблица 1 (продолжение)

Местоположение и № скважины	Возраст	Мощность слоев (в м)	Характеристика пород	Фракция <0,01 мм	Карбо- натная часть	Органич. углерод
				в процентах на пробу		
Совхоз «Красный молот»	Верхний мел, сантоп	52,3	Плотный, участками рыхлый мергель . . .	27,29	59,98	0,28
Совхоз «Красный молот»	Верхний мел, сеноп	21	Мелоподобный рыхлый мергель . . . . .	8,45	84,41	0,09
Обнажение опрага «За- копы»	Палеоген, бучакские слои	2	Глинистые пески . . . . .	29,46	0,16	0,17
Обнажение опрага «За- копы»	Палеоген, харьковский ярус	2	Глины . . . . .	79,17	0,50	0,08
Скв. «Терновое»	Палеоген, харьковский ярус	17	Преимущественно пески . . . . .	34,84	0,39	0,04
Скв. «Терновое»	Палеоген, полтавский ярус	11	Преимущественно глины . . . . .	69,75	1,20	0,17
Вороне II	Неоген	23,97	Пески . . . . .	2,67	0,04	0,05
Воронеж I	Неоген	50,28	Песчаные глины . . . . .	39,71	1,17	0,32
Аппенский маслозавод	Четвертичные отложе- ния — ледниковые	51,0	Глины, суглинки, пески . . . . .	54,96	5,64	0,39
Элеватор с. Инжавино	Четвертичные отложе- ния — моренные	21,0	Суглинки . . . . .	40,43	2,07	0,05

Из данных этой таблицы видно, что пробы воронежского разреза петрографически весьма разнообразны: карбонатная их часть колеблется от 0,04 до 94,55%, фракция  $< 0,01$  мм, характеризующая глинистую часть проб, от 0 до 79,17%; содержание органического углерода невелико по всем пробам.

Интересно было бы проследить закономерность распространения изучаемых элементов с точки зрения возможности их накопления в породах, богатых органическим веществом, на что неоднократно указывалось в литературе, но, к сожалению, в нашем материале проб, составленных из таких пород, не было.

Перейдем к разбору закономерности распространения ванадия, хрома, меди, никеля и кобальта в толще пород разреза.

Ванадий определялся по способу Виноградова (1931) и Сенделла (Sandell, 1936). Он обнаружен во всех средних пробах воронежского разреза. Количество его колеблется от  $0,7 \cdot 10^{-3}$  до  $10,7 \cdot 10^{-3}$  в процентах на воздушно-сухую навеску, т. е. в общем несколько меньше «кларка» ванадия, указанного для осадочных пород в литературе (Ферман, 1934).

Распределение ванадия по различным стратиграфическим горизонтам дано в табл. 2. Рассматривая данные содержания ванадия в пробах, мы не находим ясной приуроченности этого элемента к каким-либо определенным горизонтам. Правда, на первый взгляд все средние пробы палеогена дают увеличенное содержание ванадия, но по петрографическому составу эти пробы обладают большим содержанием тонкой фракции, т. е. состоят главным образом из глин, что само по себе приводит к результатам, не сравнимым с данными, полученными при изучении тех горизонтов, которые представлены песками или известняками. Так например, в известковых пробах 6 и 7 содержание ванадия одинаково, проба же 8, которая по возрасту соответствует 6 и 7 суммарно, но содержит, кроме большого количества карбонатов, и значительную глинистую часть, резко отличается от них по содержанию ванадия.

По данным Иоста (Jost, 1932), накопление ванадия связано с коллоидной частью пород, причем в чистой глинистой фракции различных песчаников установлено содержание ванадия почти одинаковое с его содержанием в глинах. Количество ванадия в глинах, по Иосту, составляет от  $9 \cdot 10^{-3}$  до  $15 \cdot 10^{-3}\%$  (среднее  $12 \cdot 10^{-3}\%$ ), в песчаниках в среднем  $2 \cdot 10^{-3}\%$ , в карбонатных породах  $1 \cdot 10^{-3}\%$ .

В нашем распоряжении имелись данные механического анализа, выполненного в лаборатории минералогического анализа Института геологических наук, руководимой Н. В. Фроловой, которые мы и использовали для более тщательного разделения изучаемого материала на пески, песчано-глинистые породы и глины, сгруппировав его следующим образом:

- 1) группа с количеством частиц  $< 0,01$  мм до 20% (пески и глинистые пески);
- 2) группа с количеством частиц  $< 0,01$  мм от 20 до 50% (песчаные глины);
- 3) группа с количеством частиц  $< 0,01$  мм больше 50% (собственно глины).

Кроме глинисто-песчаных, в нашем материале имелось много известковых проб, поэтому при таком делении во вторую группу вошли пробы с высоким содержанием карбонатной части — пробы 2, 3, 20, а в первую группу — известковые пробы 4, 5, 6, 7, 8, 18, 19, 21 и кремне-вый мергель (проба 17). Ввиду этого первая группа была разбита дополнительно еще на две — известковых и песчаных пород.

**Содержание малых элементов по стратиграфическим горизонтам  
воронежского разреза  
(в тысячных процента)**

№ проб	Возраст	Ванадий	Хром	Медь	Никель	Кобальт
1	Средний и верхний девон					
	Старооскольские и цингровские слои . .	5,4	3,8	1,5	5,6	0,8
2	Верхний девон					
	Семилуцкие слои . .	2,7	Нет	2,5	2,0	1,8
3	Нижний карбон	5,4	1,9	1,0	6,1	1,6
4		0,7	0,9	1,0	8,1	2,6
5		0,7	0,9	1,5	2,8	0,8
6	Средний карбон	0,7	0,3	7,0	Нет	Нет
7		0,7	1,4	6,0	2,8	2,6
8		4,0	2,1	6,5	4,0	Нет
9	Юра	2,7	3,8	4,0	2,4	1,3
10		10,7	4,7	5,0	6,4	2,3
11		7,1	1,8	1,0	4,0	1,3
	Нижний мел					
12	Апт . . . . .	4,0	Нет	1,0	0,8	3,9
13	» . . . . .	8,1	»	1,0	4,0	2,6
14	Вельд-апт . . . . .	3,4	»	2,0	Нет	Нет
15	» » . . . . .	3,4	1,4	5,0	8,5	2,6
16	Альб . . . . .	3,4	0,6	1,0	1,6	1,6
	Верхний мел					
17	Сеноман . . . . .	0,9	0,5	7,0	3,0	Нет
18	Турон . . . . .	0,7	Нет	2,0	Нет	Нет
19	» . . . . .	1,3	»	3,0	»	0,6
20	Сантон . . . . .	4,0	2,8	1,5	4,0	Нет
21	Сенон . . . . .	2,7	0,9	3,0	2,4	1,3
	Палеоген					
22	Бучакские слои . . . .	4,0	2,2	7,0	8,1	1,3
23	Харьковский ярус . .	10,5	5,8	3,5	Нет	1,3
24	» » . . . . .	5,4	Нет	6,5	»	Нет
25	Полтавский ярус . . .	7,4	6,6	5,0	4,0	»
26	Неоген	1,4	2,3	1,5	Нет	Нет
27		2,7	1,2	6,5	Нет	1,3
	Четвертичные отложения					
28	Ледниковые отложения	7,4	4,7	4,5	2,0	1,6
29	Моренные отложения	4,7	1,9	1,0	1,2	1,6

В табл. 3 дается содержание ванадия по указанным фракциям.

Среднее содержание ванадия в глинах воронежского разреза (группа III) несколько меньше средней цифры, указанной в работе Иоста, а именно:  $8,3 \cdot 10^{-3}\%$  вместо  $12 \cdot 10^{-3}\%$ ; по песчанистым пробам, наоборот, цифра, приведенная в табл. 3, выше средней по Иосту:  $3,1 \cdot 10^{-3}\%$  вместо  $2,0 \cdot 10^{-3}\%$ . Последнее объясняется тем, что мы несколько расширили, как указано выше, раздел песков, включив в эту группу средние пробы со значительно большей, чем у песков, тонкой фракцией. Содержание ванадия в известняках воронежского разреза выше среднего по Иосту:  $1,3 \cdot 10^{-3}\%$  вместо  $1,0 \cdot 10^{-3}\%$ .

Данные табл. 3 определенно указывают, что ванадий в породах воронежского разреза приурочен к тонкой глинистой фракции (вероятно, к ее коллоидной части). Следовательно, обогащенными ванадием породами по воронежскому разрезу являются глины.

Определения хрома проведены по методу Сенделла (колориметрия с дифенилкарбазидом водного слоя после извлечения ванадия хлороформом). Количество хрома в нашем материале меньше средней величины, принятой для осадочных пород. Семь проб дали вообще отрицательный результат, наибольшее количество хрома по всему разрезу —  $6,6 \cdot 10^{-3}\%$ .

В табл. 2 дано содержание хрома по стратиграфическим горизонтам разреза. Из приведенных данных видно, что накопление хрома, так же как и ванадия, не приурочено к какому-либо определенному стратиграфическому горизонту. Вместе с тем установлена связь хрома с тонкой фракцией проб (табл. 3). В группе III (группа глин) отмечается повышенное содержание хрома по всем пробам: среднее —  $5,1 \cdot 10^{-3}\%$  — много выше средних значений, полученных по другим группам. Следовательно, можно предположить, что накопление хрома, как и ванадия, связано с тонкой глинистой фракцией пород.

Медь определялась по методу, разработанному в Институте горючих ископаемых Академии Наук СССР Л. А. Гуляевой и Е. С. Иткиной.

В табл. 2 дается содержание меди по стратиграфическим горизонтам воронежского разреза. Прежде всего следует отметить отсутствие «пустых» проб: медь содержится в каждой средней пробе. Содержание ее во всех пробах гораздо более постоянно, чем содержание остальных изучаемых элементов — оно варьирует от  $1,0 \cdot 10^{-3}\%$  до  $7,0 \cdot 10^{-3}\%$ ; все цифры одного порядка. Можно отметить также некоторое накопление меди по всем пробам палеогена и среднего карбона. Все пробы палеогена имеют большое количество тонкой фракции, в то время как пробы среднего карбона известковистые, и количество тонкой фракции в них невелико. Закономерности распределения меди выступают резче при выводе среднего ее содержания по группам (табл. 3). При переходе от песков к породам с большим содержанием глинистой фракции (от группы I, б к группе II) содержание меди увеличивается довольно значительно. При переходе же от группы II к группе III (глины) резкого повышения, как это имело место с ванадием и хромом, не отмечается, хотя некоторая тенденция к повышению и имеется.

В известняках (группа I, а) количество меди значительно больше, чем в остальных группах. Отчасти это зависит от большей обогащенности медью известковистых проб среднего карбона — все эти пробы (№ 6, 7 и 8) попадают в группу I; однако и при выключении их среднее содержание меди в известняках группы I составляет  $2,9 \cdot 10^{-3}\%$ , т. е. больше, чем в песках, содержащих в среднем почти такое же количество тонкой фракции, что и известняки. Конечно, колебания содержания меди по группам проб весьма

Таблица 3

**Малые элементы в средних пробах, сгруппированных по содержанию в них фракции <0,01 мм (в тысячных процента)**

№ проб	Ванадий	Хром	Медь	Никель	Кобальт
<i>Группа I — содержание фракции &lt;0,01 мм до 20%</i>					
а) Известковистые пробы					
4	0,7	0,9	1,0	8,1	2,6
5	0,7	0,9	1,5	2,8	0,8
6	0,7	0,3	7,0	Нет	Нет
7	0,7	1,4	6,0	2,8	2,6
8	4,0	2,1	6,5	4,0	Нет
17	0,9	0,5	7,0	3,0	»
18	0,7	Нет	2,0	Нет	»
19	1,3	»	3,0	»	0,6
21	2,7	0,9	3,0	2,4	0,8
Среднее	1,3	0,8	4,1	2,6	0,9
б) Песчанистые пробы					
12	4,0	Нет	1,0	0,80	3,9
14	3,4	»	2,0	Нет	Нет
15	3,4	1,4	5,0	8,5	2,6
16	3,4	6,2	1,0	1,6	1,6
26	1,4	2,3	1,5	Нет	Нет
Среднее	3,1	0,9	2,1	2,2	1,6 (среднее без пробы № 12—1,05)
<i>Группа II — содержание фракции &lt; 0,01 мм от 20 до 50%</i>					
2	2,7	Нет	2,5	2,0	1,8
3	5,4	1,9	1,0	6,1	1,6
9	2,7	3,8	4,0	2,4	1,3
11	7,1	1,8	1,0	4,0	1,3
13	8,1	Нет	1,0	4,0	2,6
20	4,0	2,8	1,5	4,0	Нет
22	4,0	2,2	7,0	8,1	1,3
24	5,4	Нет	6,5	Нет	Нет
27	2,7	1,2	6,5	»	1,3
29	4,7	1,9	1,0	1,2	1,6
Среднее	4,7	1,6	3,2	3,2	1,3
<i>Группа III — содержание фракции &lt; 0,01 мм выше 50%</i>					
1	5,4	3,8	1,5	5,6	0,8
10	10,7	4,7	5,0	6,4	2,3
23	10,5	5,8	3,5	Нет	1,3
25	7,4	6,6	3,5	4,0	Нет
28	7,4	4,7	4,5	2,0	1,6
Среднее	8,3	5,1	3,6	3,6	1,2

незначительны, но все же можно отметить некоторое повышение накопления меди в связи с увеличением содержания в породах тонкой фракции и, наряду с этим, обогащение медью карбонатной части пород, что особенно сказывается в породах среднего карбона. Напомним по этому поводу гипотезу, высказанную А. Д. Архангельским и Н. В. Соловьевым (1938) в работе, посвященной экспериментальному изучению осаждения меди в осадочных породах. Если предположить, что медь в изучаемом разрезе переносилась в виде кислых растворов, то при соприкосновении с известняками она могла вступить в обменную реакцию с  $\text{CaCO}_3$  и дать некоторое обогащение известковистых пород. Возможно, что в известковистых породах среднего карбона этот процесс был несколько интенсивнее, чем в карбонатных породах других горизонтов.

Никель определялся по всем пробам обычным методом — реакцией с диметилглиоксимом. Методика колориметрии и приготовления стандартов взяты из работы Е. В. Копченовой и Э. Н. Дейчман (1935). Содержание никеля по средним пробам воронежского разреза колеблется от 0 до  $8,1 \cdot 10^{-3}\%$ . Восемь проб из двадцати девяти не содержат его совсем. Табл. 2 дает довольно пеструю картину распределения никеля в толще разреза. Можно отметить, что верхние горизонты значительно беднее никелем: в двух пробах неогена никеля нет, в двух пробах четвертичных отложений никель имеется в пониженных количествах. Среднее содержание никеля по группам II и III и разделу б группы I (табл. 3) совершенно идентично среднему содержанию меди: оно также повышается лишь незначительно при переходе от группы II к группе III и дает более резкий скачок при переходе от песчанистых пород к группе II. Известковистые породы — группы I,а — дают несколько повышенное, по сравнению с песчанистыми, содержание никеля. Можно предполагать, что никель, как и медь, имеет тенденцию накапливаться в породах, богатых глинистой фракцией, но, кроме того, обогащает также и карбонатную часть этих пород. Возможно, что различие в обогащенности известняков медью и никелем объясняется различными значениями pH при осаждении их гидратных и карбонатных соединений.

Кобальт определялся колориметрически пиррофосфатно-родановым методом, предложенным В. М. Звенигородской (1938).

В породах воронежского разреза кобальт присутствует в меньших количествах, чем все остальные изучаемые элементы: в девяти пробах кобальта нет совсем, а в остальных, за исключением одной пробы № 12, количество кобальта не превышает  $2,6 \cdot 10^{-3}\%$ . Табл. 2 не дает никаких указаний на приуроченность кобальта к определенному горизонту.

Рассмотрим данные табл. 3.

В группе I,б определено слишком большое для песчанистых пород среднее содержание кобальта. Увеличение это происходит за счет пробы № 12 песков апта и кажется нам случайным. Поэтому мы сочли более правильным исключить пробу № 12 при расчете среднего содержания кобальта по песчанистым породам. Среднее содержание кобальта по всем группам, включая пески без пробы № 12, колеблется очень мало. Следовательно, связь между содержанием кобальта тонкой фракции в породе выражена слабо. Относительно накопления кобальта в карбонатной части пород также нельзя сделать определенного вывода, так как хотя отдельные известковистые пробы и несколько обогащены кобальтом, его среднее содержание в них не повышено.

## ВЫВОДЫ

На основе проведенных исследований можно прийти к следующим заключениям.

1. Породы воронежского разреза не содержат больших количеств малых элементов: вольфрам, молибден, цинк отсутствует совершенно, свинец найден спектроскопически лишь в двух случаях, ванадий, хром, медь, никель, кобальт имеются в количествах ниже «кларков» осадочных пород (в %):

Ванадий	от $0,7 \cdot 10^{-3}$	до $10,7 \cdot 10^{-3}$
Хром	» 0	» $6,6 \cdot 10^{-3}$
Медь	» $1,1 \cdot 10^{-3}$	» $7,0 \cdot 10^{-3}$
Никель	» 0	» $8,5 \cdot 10^{-3}$
Кобальт	» 0	» $2,6 \cdot 10^{-3}$

2. Названные элементы не дают резких корреляционных признаков по определенным стратиграфическим горизонтам, — можно лишь отметить некоторое обогащение медью среднего карбона, представленного известковистыми породами, и понижение содержания никеля в верхних горизонтах разреза — неогене и четвертичных отложениях.

3. В породах воронежского разреза накопление малых элементов связано с их петрографическим составом, а именно:

а) ванадий и хром накапливаются в глинистой части пород;

б) медь и никель накапливаются также в глинистой части пород, хотя картина этого накопления и менее резка, чем у ванадия и хрома; кроме того, они ассоциируются и с карбонатной частью пород, причем обогащение медью идет в больших пределах, чем обогащение никелем;

в) кобальт имеет весьма слабую тенденцию к накоплению в глинистой части пород; в отдельных известковистых пробах в разрезе отмечается некоторое повышение содержания кобальта.

4. Примененный в данной работе метод средних проб, хотя и дает большую экономию времени, может быть использован лишь при широко поставленном изучении многочисленных разрезов, при изучении же этим методом одного разреза получаются недостаточно ясные результаты.

## ЛИТЕРАТУРА

- Архангельский А. Д. и Соловьев Н. В. Экспериментальные исследования по вопросу о способах накопления меди в осадочных породах. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1938, № 2.
- Виноградов А. П. Колориметрическое определение ванадия с фосфорно-вольфрамовой кислотой. «Докл. АН СССР», 1931, № 10.
- Гуляева Л. А. и Иткина Е. С. Определение малых количеств меди в осадочных породах. «Журн. прикл. химии», 1944, т. 17, № 4—5.
- Звенигородская В. М. Колориметрическое определение кобальта в железоникелевых рудах пирофосфатно-родановым методом. «Заводск. лабор.», 1938, т. 7, № 12.
- Копчюнова Е. В. и Дейчман Э. Н. Определение малых количеств различных элементов в железных рудах. «Тр. Всесоюз. ин-та мин. сырья», 1935, вып. 77.
- Ферсман А. Е. Геохимия, т. 1, 1934.
- Jost K. Ueber den Vanadiumgehalt der Sedimentgesteine und sedimentären Lagerstätten. «Chem. d. Erde», 1932, Bd. 7, № 2.
- Sandell E. B. Determination of Chromium, Vanadium and Molybdenum in Silicate Rocks. «Ind. a. Eng. Chem.», Anal. Ed., 1936, vol. 8, № 5.



Г. И. БУШИНСКИЙ

## О ВЫВЕТРИВАНИИ ФОСФОРИТОВ

Давно известно, что процессы выветривания весьма существенно влияют на качество фосфоритов. Самое возникновение таких крупнейших скопленений фосфатов кальция, как месторождения Флориды и островов Океании, большинством авторов приписывается процессам выветривания. Образование залежей фосфатов алюминия в Бразилии и в Нигерии также является результатом выветривания. Можно сказать, что нет ни одного месторождения фосфоритов, которое в той или иной степени не было бы захвачено выветриванием. А. Д. Архангельский неоднократно обращал внимание на необходимость изучения процессов выветривания фосфоритов, особенно в месторождениях вольско-хоперского типа.

В настоящей статье мы рассмотрим сначала случаи выветривания, описанные в литературе, затем вопросы устойчивости и миграции фосфатов в поверхностной зоне земной коры и, наконец, наблюдавшиеся нами процессы выветривания фосфоритов СССР.

### ОБЗОР ЛИТЕРАТУРЫ

Профессор Харьковского университета Н. Борисяк, повидимому, первый еще в 1867 г. обратил внимание на большую подвижность фосфатов в условиях действия грунтовых вод, содержащих углекислоту. В частности, он считал, что подобные воды, действуя на кости ископаемых животных, рассеянные в сеноманских песках близ Курска, переводили их в раствор. Из этого раствора фосфат отлагался затем в форме желваков и плит курского саморода.

Среди залежей вторичного подольского фосфорита в с. Крутобородинах В. Чирвинский (1907) наблюдал глыбы песка, сцементированного фосфатом кальция. Поверхность этих глыб была покрыта плотной фосфатной коркой 3—4 мм толщиной. Подобные же корки он наблюдал и в плотных ячейках, где находятся фосфоритные конкреции. На выходах слюев В. Чирвинским были встречены белые «гнилые» фосфориты, которые образовались главным образом вследствие агрегатного расчленения фосфоритных желваков. Содержание  $P_2O_5$  в белых выветрелых фосфоритах на 5—7% ниже, чем в черных. Кроме того, в них обнаружены алюмофосфаты и каолин.

Аналогичные явления известны и среди силурийских фосфоритов Фогтманда в Германии.

В Пенсильвании у Гаррисбурга круглые желваки алюмофосфата залегают в белой каолиновой глине. Берг (Berg, 1922) считает их продуктом выветривания нормальных фосфоритов.

Под действием грунтовых вод на мергели, содержащие фосфориты, по сообщению Берга, происходит выщелачивание карбоната и фосфата. Растворы последнего, встречаясь на глубине с известковыми породами, снова выпадают в осадок в форме карманов. Такие месторождения обычно бывают покрыты сверху остаточными глинистыми продуктами выветривания мергелей, а также кремневыми конкрециями и их обломками. К этому типу относятся залежи фосфоритов у Монса и Гесбай в Бельгии. Фосфоритные месторождения Флориды и Теннесси Берг также считает образованиями выветривания.

Растворимость фосфоритов под действием гумусовой и угольной кислот изучалась Грехэмом (Graham, 1926). Он определил, что гумусовая кислота является не менее энергичным растворителем фосфатов, чем угольная. Проявления этих кислот в различных климатах неодинаковы. Угольная кислота легче растворима в холодной воде и поэтому сильнее действует в холодном климате; для растворимости и, соответственно, действия гумусовых кислот температура не имеет такого существенного значения. Грехэм полагает, что бурые фосфориты Теннесси образовались как нерастворимый остаток путем выщелачивания карбонатов из фосфатистого ордовичского известняка. Аналогичный процесс обогащения фосфоритов путем выщелачивания кальцита происходил, по его мнению, в месторождениях Флориды, Южной Каролины, Кентукки, западных штатов США и Северной Африки. Существование этого процесса подтверждается и многими другими геологами.

Воздействие на фосфориты серной кислоты, образовавшейся в результате разложения пирита, отмечалось О. В. Якушкиной (1919), Я. В. Самойловым (1923) и Л. М. Миропольским (1928). Желваки фосфоритов глинистого типа из Кинешемского района и из Чувашии часто имеют белую корочку. Содержание  $P_2O_5$  в корке на 5—8% ниже, чем в ядре. Пирит отсутствует в корке и встречается только в ядре. Этот факт и послужил О. В. Якушкиной и Л. М. Миропольскому основанием для того, чтобы считать белую корочку образовавшейся под воздействием продуктов разложения пирита.

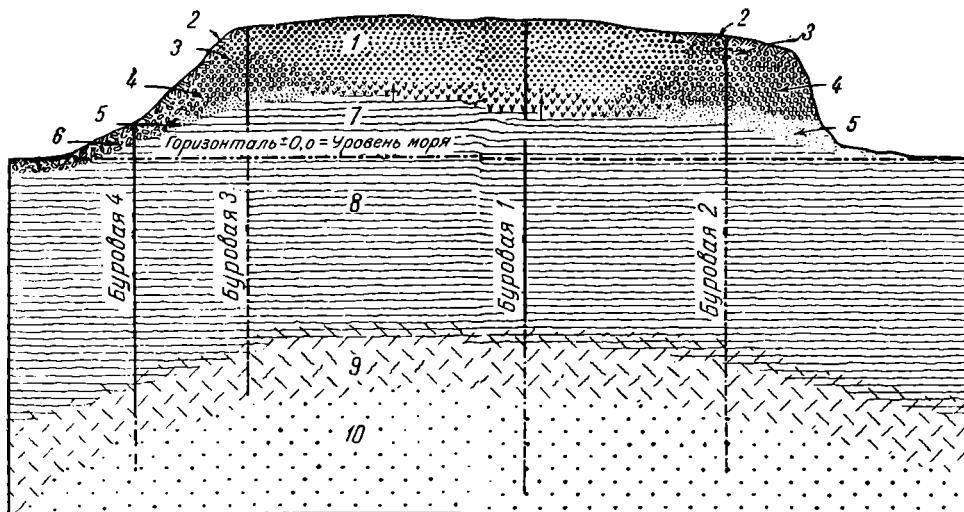
Я. В. Самойлов (1923) указывает на цементацию фосфоритных слоев Эстонии, проявляющуюся на выходах, и считает, что по всей очевидности эта цементация обуславливается превращением серного колчедана в гидраты окиси железа (быть может, отчасти и выветриванием глауконита).

Наконец, остановимся на двух примерах выветривания фосфоритов во влажных тропических областях. Наиболее крупным скоплением фосфатов такого рода являются месторождения железно- и алюмофосфатов в Маранхао в Бразилии. Месторождение находится на экваторе, вблизи Атлантического побережья. Один из холмов, находящийся среди мангровых болот, был подвергнут здесь детальной разведке (Brandt, 1932). Серия слагающих его фосфатных слоев достигает общей мощности 10 м (см. фиг.). Почва и подпочвенный слой состоят из гелей гидроокиси железа и алюминия и из железно- и алюмофосфатов. Железофосфатом является краурит, алюмофосфатом — харбортит ( $6Al_2O_3 \cdot 4P_2O_5 \cdot 17H_2O$ ). Ниже идет зона железно- и алюмофосфатных трубок, содержащая 20—25%  $P_2O_5$ . Под ней находится зона свободных сферолитов лимонита, погруженных в мягкую алюмофосфатную глину. Ниже идет пятнистая зона и зона разложения с содержанием  $P_2O_5$  в 2—3% и меньше. Зона разложения книзу постепенно переходит в плотный диабаз.

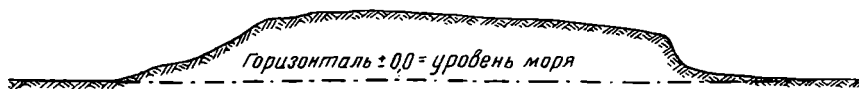
Брандт считает это месторождение фосфатизованным латеритом, однако возможно, что оно является латеритизованным фосфоритом.

В Нигерии слой фосфоритных конкреций, повидимому третичного возраста, вблизи поверхности местами превращен в алюмофосфат. Район находится во влажной тропической зоне с латеритным типом современного выветривания.

Таким образом, среди рассмотренных здесь известных в литературе случаев выветривания фосфоритных месторождений можно выделить следующие типы.



*Естественный профиль без превышения*



Профиль месторождения железа и алюмофосфатов в Маранхао, Бразилия (по Брандту).

1 — железная плита; 2 — гумус; 3 — железистые трубки; 4 — алюмофосфатные трубки; 5 — тонкозернистый алюмофосфат; 6 — осыпь; 7 — свободные сферолиты; 8 — плитчатая зона; 9 — зона разложения; 10 — диабаз.

1. Выщелачивание карбонатов и концентрация фосфатов в виде нерастворимого остатка. Это наиболее распространенный случай выветривания. Он выражается в воздействии грунтовых вод, содержащих угольную и гумусовые кислоты, а также серную кислоту. Главным источником первых двух кислот является разлагающееся органическое вещество почвы, а серная кислота появляется в результате разложения пирита фосфатной серии или вышележащих слоев.

2. Выщелачивание фосфата с переотложением его на глубине. Сюда прежде всего относятся фосфориты островов Океании, образовавшиеся в результате разложения гуано и осаждения фосфата из растворов на подстилающих его известняках. Накопление фосфатов этого типа наблюдается в жарком сухом климате.

3. Особый случай представляет латеритизация фосфоритов, происходящая во влажном тропическом климате.

## ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ МИГРАЦИИ ФОСФАТОВ

Можно считать твердо установленным, что важнейшими факторами в миграции труднорастворимых соединений являются концентрация водородных ионов и окислительно-восстановительный потенциал среды. В почвоведении эта идея укрепилась уже более трех десятков лет назад, а в геологии она проникла совсем недавно.

Различными исследователями экспериментально доказано, что минимальная растворимость средних алюмофосфатов лежит в пределах  $pH = 4-5$ , железофосфатов — около  $3-4$  и средних кальцийфосфатов —  $7,5-8,0$  (Астанин, 1932; Казаков, 1937, 1950). Очевидно, эти условия и являются наиболее благоприятными для осаждения, накопления и сохранения соответствующих фосфатов.

Кальцийфосфаты (средние) представляют собой соль сильной кислоты и сильного основания, поэтому при своем гидролизе в воде (или при растворении) они образуют нейтральную реакцию. Средние железо- и алюмофосфаты являются солями сильной кислоты и слабого основания, поэтому при гидролизе они дают кислую реакцию. Эти общеизвестные в химии факты позволили сделать заключение, что минералы (или соли) выпадают из разбавленных растворов примерно при таких значениях  $pH$ ,  $Rh$  и произведениях концентраций ионов, какие они сами образуют при своей гидролитической диссоциации (Бушинский, 1937).

«Если построить диаграмму, в которой по одной оси будут отложены значения  $pH$ , а по другой  $Rh$ , то минимальные растворимости основных и средних фосфатов различных металлов займут вполне определенные и характерные площади... Согласно минимальным растворимостям в различных условиях  $pH$  и будут отлагаться различные фосфаты, например, в нейтральной восстановительной среде будет отлагаться вивианит, в кислой окислительной — фосфаты алюминия и окиси железа, в нейтральной и слабощелочной среде будут выделяться кальцийфосфаты» (Бушинский, 1934, с. 136). Условия, благоприятные для осаждения фосфатов, являются в то же время благоприятными условиями для предохранения их от выветривания.

## НАБЛЮДЕНИЯ НАД ВЫВЕТРИВАНИЕМ ФОСФОРИТОВ В СССР

Как показано ранее (Бушинский, 1945), главную массу фосфоритов составляют два минерала — курскит  $Ca_{10}P_{4,8}C_{1,2}O_{22,8}(OH)_{1,2}F_2$  и франколит или его аморфная разновидность коллофан  $Ca_{10}P_{5,2}C_{0,8}O_{23,2}(OH)F_{1,8}$ . Гораздо реже встречаются подолит  $Ca_{10}P_5CO_{23}(OH)_3$  и фторапатит  $Ca_{10}P_6O_{24}F_2$ . При этом курскитом сложены желваковые, а франколитами — пластовые фосфориты. Судя по тому, что фосфат курскита сравнительно легко усваивается растениями, следует ожидать, что этот минерал будет малостойким в условиях выветривания.

При изучении химического выветривания необходимо иметь в виду следующие три важнейших обстоятельства: 1) климат, в особенности количество выпадающих атмосферных осадков, 2) химический состав вмещающих и соседних пород и 3) физическое состояние пород, особенно степень их дисперсности и водопроницаемости.

Согласно этим особенностям, можно рассматривать выветривание фосфоритов по климатическим поясам или по группам. Сначала рассмотрим фосфориты подзолистой зоны с водопроницаемым профилем. Сюда отно-

сятся фосфоритные слои Смоленской, Брянской, Орловской и Московской областей.

Наиболее подробно выветривание фосфоритов изучено в окрестностях Брянска.

По левому склону долины р. Десны и ее притоку Снежети прослеживается обширная, частью заболоченная терраса, возвышающаяся метров на 15 над поймой. Верхняя часть этой террасы сложена сеноманскими фосфоритонасными зеленовато-серыми песками. Эти пески покрываются четвертичными светлосерыми и светложелтыми песками с валунами изверженных пород.

Четвертичные пески, по сравнению с сеноманскими, менее глинисты и, следовательно, более водопроницаемы. Поэтому фосфоритные конкреции, заключенные в четвертичных песках, оказываются всегда более выветрелыми, чем встречающиеся на той же глубине в сеномане.

Сульфиды в сеноманских слоях встречаются очень редко, и поэтому выветривание происходит главным образом в результате почвообразования. Количество сульфидов в альбских глинах тоже невелико.

Рассмотрим один из типичных почвенных разрезов, вскрытый канавой, чтобы отчетливее представить себе характер и сущность выветривания.

1. Темносерый песчаный суглинок, богатый гумусом . . . . . 0,15—0,20 м

2. Песок серый, местами светлый, кварцевый, мелкозернистый . . . . . 0,4 м

Прослеживая этот горизонт по канаве, можно заметить, что песок местами сильно окислен и даже превращен в железистый песчаник. Все фосфориты, попавшие на глубину до 0,6 м, выщелочены и от них остался только имеющий форму фосфоритной конкреции слабо сцементированный зеленый песок.

3. Песок светлосерый с желтоватым оттенком, косо- и горизонтальнослоистый, крупнозернистый, кварцевый, в основании с гравием и гальками фосфоритов, кремней и кварца . . . . . 0,5 м

4. Мягкие светлосерые и зеленые пески с фосфоритами, местами известковистые . . . . . 0,7—1,0 м

5. Средний фосфоритный горизонт.

Слои 1—3 относятся к четвертичной системе. Слой 4 является переходным, в котором механически перемешаны четвертичные и сеноманские породы; пятый слой принадлежит сеноману. В этом разрезе рН водной вытяжки изменяется с глубиной следующим образом<sup>1</sup>:

Глубины	0,0—0,15	0,15—0,30	0,30—0,50	0,50—1,20	1,20—1,50
рН	4,5	4,6	4,9	5,6	6,3

Как уже указывалось, до глубины 0,6 м, или, как теперь видно, до рН = 5,0 идет энергичное выщелачивание фосфата. По сообщению С. А. Ковригина (Брянский лесотехнический институт), в бассейне р. Снежить преобладают подзолистые и болотно-подзолистые почвы, в которых им определены рН: в горизонте А — 4,0, в горизонте В — 5,5. В болотных почвах рН снижается до 3,6, однако, по нашим наблюдениям, с глубиной он быстро нарастает. Так например, в болоте, расположенном у восточного края Мальцевских выселок, с глубины 0,5 м идет песчаный мел с рН = 8,0. Этот мел покрыт слоем глины, затрудняющей фильтрацию грунтовых вод. В глине встречены линзочки сидерита и прожилки вивианита.

Фосфоритные конкреции из четвертичных песков имеют различную степень выветрелости. В наиболее выветрелых желваках осталось только

<sup>1</sup> Определения производились хингидронным методом в лаборатории Н. Д. Смирнова в Научно-исследовательском институте удобрений и инсектофунгицидов.

4,98%  $P_2O_5$ , а количество нерастворимого остатка увеличилось до 79,84%. В водной вытяжке такого фосфорита определен  $pH = 5,0$ , тот же, что и во вмещающей фосфорит породе. Как видно, кислотность здесь достаточно сильная для выщелачивания фосфата кальция. В участках с нейтральной реакцией на глубине около 1 м встречаются прожилки вивианита.

Миграция фосфата происходит здесь в полном соответствии с экспериментальными данными по его растворимости: фосфориты, заключенные в породе с  $pH > 6,5$ , практически не изменяются, а находящиеся в более кислых условиях энергично выщелачиваются.

Помимо механических нарушений фосфатной серии и миграции фосфата, наблюдаются еще вынос карбонатов и привнос гидроокисей железа и коллоидальной глины. Повсюду в мелких зонах вскрыши кальцит полностью выщелочен из фосфатной серии. При этом он выщелачивается значительно раньше, чем фосфат: начиная с  $pH = 7,5$  и ниже кальцит из песков уже выщелочен.

Вслед за выщелачиванием кальцита происходит привнос коллоидальной глины и гидроокисей железа. Глина и гидроокиси железа покрывают плотной коркой фосфоритные конкреции, которые поэтому отмываются с большим трудом. В известковистых песках увеличения глинистости и существенного ожелезнения фосфоритного слоя не наблюдалось.

Таким образом, выделяются следующие стадии химического выветривания брянских фосфоритов:

- 1) выщелачивание кальцита,
- 2) привнос гидроокисей железа и коллоидальной глины,
- 3) выщелачивание фосфата.

В Егорьевском районе гораздо большее значение имеет химическое выветривание (Бушинский, 1937). Оно подразделяется на три фазы.

**Первая фаза** — выщелачивание кальцита и частью аморфного кремнезема, образование скоплений сидерита и вторичного глауконита, часто с замещением фосфата. В редких местах отмечается появление вивианита. Проявление этой фазы наблюдается до глубины 10—15 м.

**Вторая фаза** — частичное окисление пирита и сидерита, вынос окислов железа и разрыхление фосфатной серии.

Обе первые фазы сопровождалась существенным обогащением фосфоритов, главным образом за счет выноса кальцита, а также разрыхлением вмещающей породы, что облегчает отмывку ее от фосфоритов.

**Третья фаза** — полное окисление пирита, сидерита и частью глауконита, местами вынос фосфата и цементация фосфоритов и пустой породы гидроокисями железа. Эта фаза наблюдалась только на глубине 2 м и менее. В ряде мест фосфориты, вследствие своей выветрелости, содержат 5—10%  $P_2O_5$ .

Фосфориты с этим типом выветривания, распространенные в черноземной полосе, отличаются обилием гипса, местами превращающего фосфоритный слой в гипсовый песчаник (Вурнары, Ульяновск, Сызрань, Саратов). На Ирар-Ишакской горе (Чувашия) в порох от растворившихся ростворов белемнитов встречены кристаллики барита.

Наконец, рассмотрим еще один случай, а именно: выветривание фосфоритов с водопроницаемым профилем в областях с недостаточным увлажнением. Сюда относятся слои верхнемеловых фосфоритов Чкаловской, Актюбинской и Казалинской областей (Бушинский, 1938). Здесь различаются две фазы выветривания.

**Первая фаза** — выщелачивание карбонатов (ростворов белемнитов, раковин моллюсков и порошокватого кальцита).

Ожелезнение и гипсирование происходит вслед за выщелачиванием карбонатов и некоторой дезинтеграцией фосфоритных плит. Стенки пустот от растворившихся ростров белемнитов, стенки трещин в фосфоритной плите и фосфоритные конкреции покрыты тонкой корочкой гидроокисей железа. Ожелезнение заметно усиливается в тех местах, где фосфориты подстилаются хотя бы небольшим водоупорным слоем.

Гипсирование наблюдалось на сантонских фосфоритах Кандагачского и Тамдинского районов. Друзы и отдельные кристаллики гипса встречались в порах фосфоритных плит и между желваками фосфоритов. Гипс в фосфатной серии встречался во всех тех местах, где она покрыта небольшим (1—5 м) слоем кампанской глины. Там же, где глина размыта, гипс распространен только на глубине 1—3 м.

Нормальная мощность кампанских глин около 4 м. В них содержится довольно много мелко рассеянного пирита. Этот пирит при своем окислении, очевидно, и давал ту серную кислоту, которая в первую фазу выветривания растворила карбонаты и образовала гипс.

Вторая фаза выветривания проявляется на участках со вскрышей меньше 1,5 м. Она характеризуется усиленным привнесом карбонатов. Фосфоритные желваки и плиты здесь покрыты белой корочкой кальцита. Местами кальцит даже замещает фосфат. Скопления вторичных карбонатов наблюдаются в пределах глубин 0,25—1,5 м, но сильнее всего развиты в зоне 0,40—0,70 м, откуда вниз они спускаются светлыми потеками. На глубине 0,25—0,40 м известковой корочкой покрыта только нижняя поверхность желваков. Толщина этой корочки 1—2 мм, реже немного более.

Строгая приуроченность обизвествления к поверхностным горизонтам, а также распространение его ясно видимыми потеками указывает на то, что оно связано с процессами образования местных каштановых почв. Первоисточником карбонатов, очевидно, явились эоловые лёссовидные суглинки, покрывающие фосфоритные плиты в мелких зонах вскрыши.

Из всех факторов выветривания актюбинских фосфоритов обизвествление является наиболее существенным. Оно понижает качество фосфоритов, особенно в тех местах, где слои попадают в зону от 0,40 до 0,70 м глубины.

Аналогичные процессы обизвествления наблюдались и на малонесветайских фосфоритах Ростовской области (Васильев, 1935).

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Все фосфориты, залегающие на глубинах до 15 м, в той или иной степени подверглись выветриванию, которое сопровождалось то обогащением, то разубоживанием их.

Важнейшими факторами выветривания фосфоритов являются: 1) климат, в особенности количество выпадающих атмосферных осадков, 2) химический состав вмещающих и соседних пород и 3) физическое состояние пород, в частности степень их дисперсности и водопроницаемости.

1. Количество выпадающих осадков и температура определяют тип почвообразования, а также количество и характер тех кислот, которые увлекаются нисходящими водами и воздействуют на фосфатную серию. В сухом и полусухом климате реакция почвенного раствора нейтральная или даже щелочная; поэтому миграции фосфатов здесь почти не происходит, но зато наблюдается значительный привнос карбонатов и гипса в фосфатную серию (Актюбинск, Казалинск).

В подзолистой зоне выщелачивание фосфатов идет довольно энергично. При этом в первую фазу, которая протекает в восстановительной среде, образуются сидерит, вторичный глауконит и вивианит. В дальнейшем все они окисляются.

Во влажной тропической зоне с латеритным выветриванием происходит замещение фосфатов кальция фосфатами алюминия.

2. Химический состав пород имеет различное значение. Сульфиды при своем разложении дают серную кислоту, которая усиливает воздействие климатических факторов. Карбонаты, наоборот, первые принимают на себя все атаки почвенных и минеральных кислот и поддерживают слабощелочную реакцию до тех пор, пока не будут выщелочены полностью. Кислоты могут воздействовать на фосфаты только после уничтожения карбонатов.

3. Физическое состояние определяет количество воды, омывающей единицу объема породы в единицу времени. Водопроницаемые и тонкодисперсные породы легче других поддаются воздействиям химических агентов, в том числе и агентов выветривания.

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

- А с т а н и н П. П. Химия окостенения. «Успехи биол. химии», 1932, т. 9.
- Б о р и с я к Н. Материалы по геологии южной России. 1867.
- Б у ш и н с к и й Г. И. Петрография фосфоритов Западной области. Сб. «Агрономические руды СССР», 1934, т. 3, ч. 2.
- Б у ш и н с к и й Г. И. Петрография и некоторые вопросы генезиса Егорьевских фосфоритов. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1937, т. 15, № 5.
- Б у ш и н с к и й Г. И. Петрография и некоторые вопросы генезиса Актюбинских фосфоритов. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1938, т. 16, № 4.
- Б у ш и н с к и й Г. И. О классификации фосфоритов. «Докл. АН СССР», 1945, т. 47, № 2.
- В а с и л ь е в А. П. Действие гуминовой кислоты и гуматов на труднорастворимые фосфаты. «Тр. Ленингр. отд. Всес. ин-та удобр. и агротехн.», 1935, т. 36.
- К а з а к о в А. В. Химическая природа фосфатного вещества фосфоритов и их генезис. НИУИФ, 1937.
- К а з а к о в А. В. Фторapatитовая система в условиях образования осадочных пород. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, 1950, вып. 114.
- М и р о п о л ь с к и й Л. М. Фосфориты в Цивильском и Ядринском уездах Чувашской республики. «Материалы КЕПС АН СССР», 1928, № 70.
- С а м о й л о в Я. В. Месторождения фосфоритов Эстонии. Тр. Научно-иссл. ин-та по удобр., 1923, вып. 2.
- Ч и р в и н с к и й В. Химическое и петрографическое исследование подольских фосфоритов. «Зап. Киевск. об-ва ест.», 1907, т. 20, вып. 3, с. 744—789.
- Я к у ш к и н а О. В. К вопросу о превращении фосфоритов в земной коре. «Изв. Моск. с.-х. ин-та», 1919, т. 18, прил. 9, с. 59—63.
- B e r g G. Die Rolle des Phosphors im Mineralreich. Berlin, 1922.
- B r a n d t F. Ein neuer Typ von Eisen-Tonerdephosphat-Vorkommen (Maranhao, Nordbrasilien). «Chem. d. Erde», 1932, Bd. 7, № 3, S. 383—425.
- G r a h a m W. Experiments on the Origin of phosphate deposits. «Econ. Geol.», 1926, vol. 20, p. 319—334.



## СОДЕРЖАНИЕ

Труды академика А. Д. Архангельского . . . . .	5
Литература о жизни и трудах А. Д. Архангельского . . . . .	19
Член-корр. АН СССР Н. С. Шатский. Основные направления научной работы академика А. Д. Архангельского . . . . .	21

### ОТДЕЛ СТРАТИГРАФИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ

Член-корр. АН СССР В. П. Ренгартен. Палеонтологическое обоснование стратиграфии нижнего мела Большого Кавказа . . . . .	35
В. Н. Соболевская. Палеогеография и структура Русской платформы в верхнемеловую эпоху . . . . .	67
М. М. Москвин. Стратиграфия верхнемеловых отложений Центрального Предкавказья . . . . .	124
С. А. Добров. Группа <i>Inoceramus caucasicus</i> sp. n. — <i>Inoceramus tegulatus</i> Nag. на Северном Кавказе . . . . .	163
Б. М. Келлер. К стратиграфии верхнемеловых отложений Крыма . . . . .	173
Действ. чл. АН УССР А. Н. Криштофович и Т. Н. Байковская. Сарматские растения из Амвросиевки в Донецком бассейне . . . . .	184

### ОТДЕЛ ТЕКТониКИ, ГЕОФИЗИКИ И РЕГИОНАЛЬНОЙ ГЕОЛОГИИ

Академик А. И. Заварицкий и [В. П. Батурич]. Петрографическое исследование нижней части палеозойского осадочного комплекса и его кристаллического основания в районе Москвы . . . . .	215
Член-корр. АН СССР Н. С. Шатский. Мезо-кайнозойская тектоника Центрального Казахстана и Западно-Сибирской низменности (к вопросу о явлениях унаследования в развитии платформ) . . . . .	232
А. Л. Яншин. Взгляды А. Д. Архангельского на тектонический характер юго-восточного обрамления Русской платформы и современные представления по этому вопросу . . . . .	253
И. П. Херасков. Геология и генезис восточнобашкирских марганцевых месторождений . . . . .	328
Б. А. Петрушевский. О природе азиатского горного пояса . . . . .	349
М. В. Муратов. Новейшие тектонические движения земной коры в Горном Крыму и прилегающей части Черного моря . . . . .	359
А. М. Овчинников. Гидрогеологический очерк района Кавказских Минеральных Вод . . . . .	373
В. В. Федынский. Гравитационная характеристика предгорных и межгорных впадин и геосинклиналях . . . . .	391

В. В. Тихомиров. Сходные черты верхнемеловой истории Русской платформы и Малого Кавказа . . . . .	409
<u>В. П. Колесников</u> . К геологической истории северной части Краснодарского плато . . . . .	422
В. А. Жуков и <u>А. Э. Константинович</u> . Развитие ископаемого рельефа поверхности каменноугольных отложений юго-запада Московской палеозойской котловины . . . . .	433

#### ОТДЕЛ ЛИТОЛОГИИ

И. Л. Безруков. Роль А. Д. Архангельского в геологическом исследовании фосфоритов СССР . . . . .	477
Член-корр. АН СССР Н. М. Страхов. Очерки карбонатонакопления в современных водоемах . . . . .	487
Т. И. Горшкова. Исследование детрита в воде и грунте северной части Каспийского моря . . . . .	568
Э. С. Залманзон. Малые элементы в разрезах Воронежской области . . . . .	583
Г. И. Бушинский. О выветривании фосфоритов . . . . .	593

*Печатается по постановлению  
Редакционно-издательского совета  
Академии Наук СССР*

\*

Редактор издательства *Н. Р. Кун*  
Технический редактор *Н. П. Аузан*

\*

РИСО АН СССР № 2884, Т-05001. Издат. № 2836.  
Тип. заказа № 854. Подп. к печ. 13/VI 1951 г.  
Формат бум.  $70 \times 108 \frac{1}{16}$ . Печ. л. 51,71 +16 вкл.  
Бум. л. 18,875. Уч.-издат. л. 53. Тираж 2000.

Цена в переплете 46 руб.

2-я тип. Издательства Академии Наук СССР  
Москва, Шубинский пер., д. 10