



ТРУДЫ  
ГЕОЛОГИЧЕСКОГО  
ИНСТИТУТА

ISSN 0002-3272

# БИОСФЕРА ЭКОСИСТЕМА БИОТА

НАУКА



**Владимир Васильевич  
МЕННЕР**  
(1905–1989)

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК  
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ



RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES  
GEOLOGICAL INSTITUTE

TRANSACTIONS OF THE GEOLOGICAL INSTITUTE

---

Founded in 1932

Vol. 516

**BIOSPHERE – ECOSYSTEM – BIOTA  
IN THE EARTH HISTORY  
paleobiogeographic  
aspects**

*To the Centenary  
of Academician V.V. Menner*



MOSCOW NAUKA 2005



ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

---

Основаны в 1932 году

Вып. 516

**БИОСФЕРА – ЭКОСИСТЕМА – БИОТА  
В ПРОШЛОМ ЗЕМЛИ**  
**палеобиогеографические  
аспекты**

*К 100-летию со дня рождения  
академика В.В. Меннера*



МОСКВА НАУКА 2005

УДК 551.736.3

ББК 28.1

Т78

Ответственные редакторы:

доктор геолого-минералогических наук *Ю.Б. Гладенков*,

доктор геолого-минералогических наук *К.И. Кузнецова*

Редакционная коллегия:

*Ю.Г. Леонов* (главный редактор), *М.А. Ахметьев*, *Ю.О. Гаврилов*,  
*Ю.В. Карякин*, *М.А. Семихатов*, *М.Д. Хуторской*

Рецензенты:

доктор геолого-минералогических наук *В.С. Вишневецкая*,

доктор биологических наук *Л.А. Невеская*

**Труды Геологического института РАН / Геол. ин-т. – М. : Изд-во АН СССР, 1932–1964. – М. : Наука, 1964 – . – ISSN 0002-3272**

**Вып. 516:** Биосфера–экосистема–биота в прошлом Земли: палеобиогеографические аспекты. К 100-летию со дня рождения академика В.В. Меннера / [отв. ред. Ю.Б. Гладенков, *К.И. Кузнецова*]. – М. : Наука, 2005. – 512 с.: ил. – ISBN 5-02-033943-1 (в пер.).

В сборнике представлены статьи ведущих стратиграфов и палеонтологов, освещающие как методические вопросы палеобиогеографических реконструкций, так и результаты биогеографических исследований палеозоя, мезозоя и кайнозоя. В отдельном разделе приводятся воспоминания об академике В.В. Меннере его коллег и учеников.

Для геологов, стратиграфов и палеонтологов, а также преподавателей вузов и студентов.

По сети “Академкнига”

Responsible Editors:

*Yu.B. Gladenkov*, *K.I. Kuznetsova*

Editorial Board:

*Yu.G. Leonov* (Editor-in-Chief), *M.A. Akhmetiev*, *Yu.O. Gavrilov*,  
*Yu.V. Kariakin*, *M.A. Semikhatov*, *M.D. Khutorsky*

Reviewers:

*V.S. Vishnevskaya*, *L.A. Nevesskaya*

**Transactions of Geological Institute / Geological Inst. – Moscow: Publisher Academy of Sciences of USSR, 1932–1964. – Moscow: Nauka, 1964 – . – ISSN 0002-3272**

**Vol. 516:** Biosphere–ecosystem–biota in the Earth history: paleobiogeographic aspects. To the centenary of Academician V.V. Menner / [ed. by Yu.B. Gladenkov, *K.I. Kuznetsova*]. – Moscow: Nauka, 2005. – 512 p.: ill. – ISBN 5-02-033943-1 (in cloth.).

The book includes articles of the leading stratigraphers and paleontologists, which discuss general methodical problems of paleobiogeographic reconstructions and present recent results of Paleozoic and Cenozoic paleobiogeographic investigations. A separate part is devoted to recollections of Academician V.V. Menner by his colleagues and pupils.

For geologists, stratigraphers and paleontologists as well as teacher and students.

ISBN 5-02-033943-1

© Российская академия наук и издательство «Наука»,  
продолжающееся издание «Труды Геологического  
института РАН» (разработка, художественное  
оформление), 1932 (год основания), 2005  
© Геологический институт РАН, 2005

## ВВЕДЕНИЕ

Память, оставляемая по себе человеком, есть лишь слабый след той борозды, которую жизнь каждого из нас проводит на лоне бесконечности. Если след этот принадлежит прекрасной жизни, то человечество стремилось и стремится запечатлеть его по возможности на долгое время.

*Р.А. Прендель*

Эта книга подготовлена к 100-летию со дня рождения академика Владимира Васильевича Меннера, который родился 24 ноября 1905 г. Авторы этого сборника – ученики и последователи В.В. Меннера, сотрудники лаборатории стратиграфии фанерозоя и специалисты других лабораторий Геологического института (ГИН) и Палеонтологического института (ПИН) РАН. В ней освещены такие важные проблемы геологии, как палеобиогеография и палеогеография.

Начало XXI в. стратиграфия встретила новыми работами двух основных направлений. Одно из них связано с дальнейшей детализацией стратиграфических схем, в чем так нуждается геологическая практика (вопросы ярусного, зонального и инфразонального расчленения). Этой теме была посвящена специальная книга, опубликованная сотрудниками ГИНа в 2001 г.<sup>1</sup> Другое направление охватывает проблемы так называемой «динамической», или «биосферной», стратиграфии с ее широким кругом вопросов, связанных с этапностью развития палеобиосфер и палеоэкосистем, сменой палеогеографических обстановок, корреляцией разных по своей природе земных и космических явлений прошлого, фазовостью эволюции органического мира и пр.

И то, и другое направления всегда были в центре научных интересов В.В. Меннера. В лаборатории стратиграфии фанерозоя ГИНа, которую Владимир Васильевич организовал и долгие годы возглавлял, эти проблемы всегда считались приоритетными.

Настоящая работа содержит ряд тематических разделов-частей в целом единой проблемы: палеобиогеография, выявление путей, приемов и методов палеобиогеографических и палеогеографических реконструкций. Каждый автор в своем очерке обращает внимание на те моменты, которые особенно актуальны сейчас для практики, исходя из конкретных проработанных данных, особенностей изученного палеонтологического материала и специфики «своей» части стратиграфического разреза. Другими словами, каждый

---

<sup>1</sup> Пути детализации стратиграфических схем и палеогеографических реконструкций / Под ред. Ю.Б. Гладенкова, К.И. Кузнецовой. М.: ГЕОС 2001. 277 с.

опирался прежде всего на свой опыт палеобиогеографических исследований, который, однако, сопровождался анализом и других имеющихся в литературе палеогеографических и палеобиогеографических данных.

Когда эта книга задумывалась, ее авторы решили обратить особое внимание на методические подходы к биогеографическим реконструкциям. Их интересовал вопрос, *как* двигаться к корректной и обоснованной палеобиогеографии, *как* конкретно проводить биогеографическое районирование, *какие* факторы учитывать при определении границ ареалов тех или иных таксонов, *какие* противоречия в районировании могут возникать в зависимости от особенностей разных палеонтологических групп, *как и почему* в процессе геологического времени меняется палеобиогеографическая обстановка, *какие* аргументы может использовать палеобиогеограф в оценке гипотез континентального дрейфа и плитной тектоники и т.д. При этом авторы отлично понимали, что какие-то положения, развиваемые в данной работе, могут оказаться весьма спорными, но они сознательно пошли на это, чтобы, с одной стороны, привлечь внимание к дискуссионным проблемам, а с другой – обсудить пути и подходы к их решению. Во всяком случае все критические и конструктивные замечания авторами будут восприняты с пониманием и благодарностью.

Обозначенные проблемы рассмотрены специалистами-биостратиграфами, изучающими разные биотические группы: конодонты и радиолярии, фораминиферы и моллюски, диатомовые и брахиоподы, наземную флору и пр. Это позволило анализировать многие биогеографические вопросы с разных точек зрения, со своей фактологической «изюминкой» и своим видением важности тех или иных аспектов данного научного направления. Как достоинство можно, наверное, расценить наличие среди авторов биостратиграфов, занимающихся изучением не только морских бассейнов, но и континентальных блоков. Важно также, что одна из частей книги посвящена некоторым аспектам изотопных методов и секвенс-стратиграфии, которые помогают с новых позиций осветить ряд проблем традиционной палеогеографии.

Вместе с тем следует отметить, что палеобиогеографические проблемы по палеозойской, мезозойской и кайнозойской частям стратиграфической шкалы освещаются часто по-разному: с разной степенью достоверности и детальности, с различной долей использования актуалистического метода.

Книга состоит из шести частей. Первая посвящена разбору некоторых общих методических вопросов палеобиогеографии. Вторая, третья и четвертая – опыту палеобиогеографических реконструкций палеозоя, мезозоя и кайнозоя, соответственно. Пятая часть затрагивает вопросы, связанные с палеогеографией в свете физических и геохимических методов. Наконец, шестая часть «Владимир Васильевич Меннер в нашей памяти» позволит ознакомиться с воспоминаниями его учеников и соратников.

В качестве неразрывного продолжения данного издания сотрудниками ГИН РАН подготовлена коллективная монография, которая непосредственно связана с ним идейной направленностью. Она выходит из печати в издательстве ГЕОС под тем же, что и данный сборник, общим заглавием

«Биосфера–экосистема–биота в прошлом Земли... К 100-летию со дня рождения академика В.В. Меннера». Монография посвящена проблемам развития экосистемы кайнозоя Северо-Тихоокеанской области (ответственный редактор Ю.Б. Гладенков).

Хочется думать, что данные издания будут представлять интерес с двух точек зрения. С одной стороны, они в какой-то мере отразят основные проблемы и идеи палеобиогеографии начала XXI в. С другой – дадут толчок к дальнейшему расширению исследований этого направления, которое имеет важное методическое значение. К сожалению, подобные сводки по данной тематике в последние годы не создавались.

В.В. Меннер был одним из самых заметных деятелей российской геологии XX в. Авторы посвящают ему эту книгу с самыми искренними чувствами, считая свое участие в данном издании большой честью. Владимир Васильевич навсегда останется в нашей памяти.

*Ю.Б. Гладенков*



# ВЛАДИМИР ВАСИЛЬЕВИЧ МЕННЕР – ВЫДАЮЩИЙСЯ РОССИЙСКИЙ ГЕОЛОГ XX ВЕКА

24 ноября 2005 г. исполняется 100 лет со дня рождения академика Владимира Васильевича Меннера, выдающегося российского геолога-стратиграфа и палеонтолога, который более 60 лет щедро отдавал свои силы отечественной геологии. В 1991–1992 гг. были опубликованы его Избранные труды<sup>1</sup>, которые еще раз напомнили нам о громадной роли В.В. Меннера в развитии мировой и отечественной науки, прежде всего стратиграфии, последних десятилетий.

Своим примером Владимир Васильевич учил нас, с одной стороны, умению целеустремленно работать, отдавая все выбранному пути, и искать новые тропы в науке, а с другой – принципиальности и человеческой порядочности, готовности защищать справедливость и достоинство, доброту и сострадание. В памяти знавших его он остался ярким представителем русской интеллигенции. С именем В.В. Меннера неразрывно связаны не только развитие ряда принципиально новых направлений в стратиграфии, но и плодотворная научно-организационная работа, обучение и воспитание трех поколений отечественных палеонтологов и стратиграфов, активная деятельность во многих международных научных организациях. Вот почему именно в эти дни хочется вспомнить о яркой и многосторонней научной, педагогической и научно-организационной деятельности Владимира Васильевича, о его обаянии, неповторимости как ученого и человека.

Владимир Васильевич родился 24 ноября 1905 г. в г. Шацке. В семнадцать лет поступил на естественное отделение физико-математического факультета МГУ, который окончил в 1927 г. Курс аспирантуры он проходил под руководством А.П. Павлова и одновременно был ассистентом в Горной академии. Всего через три года после получения диплома В.В. Меннер был назначен исполняющим обязанности заведующего кафедрой палеонтологии МГРИ, которую он впоследствии возглавлял до 1966 г. В 1934 г. без защиты диссертации В.В. Меннеру была присвоена ученая степень кандидата биологических, а затем и геологических наук.

---

<sup>1</sup> Меннер В.В. Избранные труды. Т. 1: Общие вопросы стратиграфии. М.: Наука, 1991. 288 с.  
Т. 2: Региональная стратиграфия и палеонтологические проблемы. М.: Наука, 1992. 214 с.

В 1934 г. Владимир Васильевич стал сотрудником Геологического института АН СССР, с которым была тесно связана вся его дальнейшая жизнь. Он руководил отделом и затем сектором стратиграфии, был заведующим лабораторией стратиграфии фанерозоя и заместителем директора института.

Именно здесь особенно ярко проявилась его научная и созидательная деятельность. Можно утверждать, что сектор стратиграфии ГИНа, долгие годы плодотворно работающий в этой области геологии, – детище В.В. Меннера. Под его руководством этот коллектив решил ряд самых актуальных и глобальных задач, охватывающих практически всю стратиграфическую шкалу – от докембрия до квартера.

Решая региональные и прикладные геологические задачи, уже в 40–50-е годы В.В. Меннер много внимания уделял общим проблемам стратиграфии. Значительным вкладом в науку явилась его докторская диссертация<sup>2</sup> (1961 г.), посвященная биостратиграфическим методам сопоставления разнофациальных отложений. В 50-е годы В.В. Меннер выступил одним из инициаторов создания Межведомственного стратиграфического комитета СССР, заместителем председателя которого он был около 35 лет. Как известно, деятельность этого комитета имела исключительно большое значение для организации стратиграфических исследований в нашей стране.

Признанием выдающихся научных достижений В.В. Меннера было избрание его в 1966 г. действительным членом Академии наук СССР. В 1973 г. В.В. Меннер стал заместителем председателя, а с 1978 г. и почти до конца жизни – председателем Национального комитета геологов Советского Союза. Он был также одним из создателей и заместителем председателя советского Комитета по международной программе геологической корреляции (МПК). Долгие годы (с 1972 г.) Владимир Васильевич был главным редактором журнала «Известия АН СССР, серия геологическая», членом редколлегии журналов «Вестник АН СССР» и «Доклады АН СССР», членом президиума МОИП, членом технического совета Министерства геологии и охраны недр СССР, заведующим кафедрой палеонтологии МГУ (с 1966 г.). Во время 27-й сессии Международного геологического конгресса, проходившей в 1984 г. в Москве, В.В. Меннер являлся заместителем председателя Оргкомитета и председателем Программной комиссии.

Отражением международного авторитета Владимира Васильевича Меннера было избрание его на срок 1968–1972 гг. президентом Международной стратиграфической комиссии Международного союза геологических наук (МСГН), президентом Международной подкомиссии по стратиграфии палеогена (1972–1976 гг.), вице-президентом и членом Исполкома МСГН (с 1976 г.), членом Французского, Лондонского и Индийского геологических обществ, Новозеландского королевского философского общества, почетным членом Канадского общества геологов-нефтяников, членом Венгер-

<sup>2</sup> Биостратиграфические методы сопоставления разрезов разнофациальных (морских, лагунных и континентальных) отложений: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1960. 32 с.

ской академии наук. За заслуги перед отечественной наукой В.В. Меннер был награжден различными правительственными наградами.

За этими как будто сухими фактами и датами стоит яркий путь смелого и оригинального исследователя, талантливого организатора науки, замечательного воспитателя нескольких поколений стратиграфов. Научные труды В.В. Меннера являются важнейшим вкладом в отечественную мировую геологическую науку, в теорию и практику стратиграфии. Его перу принадлежит около 250 работ.

В 1920–1940 гг. В.В. Меннер концентрировал свое внимание на вопросах палеонтологии мезозойско-кайнозойских позвоночных и их использовании в стратиграфии. Особенно интересными в этом отношении явились работы по ихтиофаунам верхнего мезозоя и палеогена: они дали ключ к детальной корреляции верхнемеловых и палеогеновых отложений нефтеносных областей юго-востока Европейской части СССР.

Собственно стратиграфические труды В.В. Меннера отражают весь поступательный ход развития стратиграфии в нашей стране. В 20–40-е годы в центре его внимания стояли вопросы региональной стратиграфии, будь то мезозой–кайнозой Крымско-Кавказской области, палеозой Второго Баку или древние толщи Полярного Урала. В познание стратиграфии каждого из изученных регионов В.В. Меннер внес важный вклад, и в каждом случае он стремился использовать стратиграфические данные для решения сложных и остро стоящих вопросов общей геологии и тектоники, науки и практики.

Региональная стратиграфия как фундамент всех стратиграфических построений и позднее не выходила из сферы внимания В.В. Меннера. Но уже в 1940 г. он начинает заниматься вопросами, связанными с критериями расчленения и корреляции осадочных толщ различных провинций и разработкой стратиграфической таксономии. Эти исследования, прерванные Великой Отечественной войной, стали в центре внимания Владимира Васильевича в 50-е годы, что прямо отражало возникшие в то время запросы практической геологии. Начавшиеся среднемасштабные геологические съемки требовали разработки принципиально новых методов корреляции и создания единой стратиграфической шкалы СССР как основы прогнозирования и поисков полезных ископаемых. Именно методические вопросы корреляции и создания единой стратиграфической шкалы нашей страны на многие годы стали главными в научной деятельности В.В. Меннера и руководимого им отдела (позднее сектора) стратиграфии ГИНа. Вышедшая в 1962 г. монография «Биостратиграфические основы сопоставления морских, лагунных и континентальных свит»<sup>3</sup> вобрала в себя весь накопленный к тому времени мировой опыт и стала важной вехой на пути разработки новых течений в стратиграфии.

Следует также упомянуть те руководства по стратиграфической номенклатуре и классификации, которые разрабатывались в 50–70-е годы при активном участии В.В. Меннера. Они позволили упорядочить структуру ре-

<sup>3</sup> Меннер В.В. Биостратиграфические основы сопоставления морских, лагунных и континентальных свит. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 373 с.

гиональных шкал, унифицировать подходы к составлению легенд геологических карт и в конечном счете подготовили создание стратиграфических кодексов СССР и России.

Применение методов региональной и межрегиональной корреляции к разновозрастным толщам СССР и других стран приблизило Владимира Васильевича к разработке общих проблем стратиграфии, принципов построения и структуры общей стратиграфической шкалы.

Не будет преувеличением сказать, что в работах В.В. Меннера представлена стройная концепция современной стратиграфической шкалы, обоснована реальность и естественность ее подразделений, намечены пути ее дальнейшего совершенствования и детализации. Необходимо отметить, что В.В. Меннер последовательно отстаивал необходимость комплексного обоснования подразделений общей шкалы.

Отличительной особенностью всех стратиграфических работ Владимира Васильевича является острое стремление к поиску общих закономерностей, проявляющихся на конкретном региональном фоне. Им была предложена широко известная сейчас иерархическая система стратиграфических подразделений, которая наглядно отразила обособленность трех частей шкалы – докембрийской, фанерозойской и антропогеновой. Хронологический объем единиц этих разделов шкалы (от сотен и десятков миллионов до сотен тысяч лет) в значительной мере определяется различием методов их выделения (историко-геологический, биостратиграфический и климатостратиграфический). На 27-й сессии Международного геологического конгресса в Москве (1984 г.) эти идеи В.В. Меннера стали предметом специального обсуждения.

Еще один важный аспект стратиграфии, в разработку которого В.В. Меннер внес весомый вклад, – детализация стратиграфических шкал на основе применения новых групп органических остатков и новых методик. Начиная с 60-х годов, вопреки скепсису и иронии многих видных исследователей, Владимир Васильевич последовательно отстаивал субглобальный характер не только ярусов, но и зон. В последние годы жизни он разрабатывал вопрос о широком использовании уже инфразональных (микростратиграфических) категорий.

Подчеркивая реальность подразделений единой стратиграфической шкалы, В.В. Меннер в 60-е–начале 70-х годов большое значение придавал, с одной стороны, выяснению этапности развития морских бассейнов и органического мира, а с другой – выявлению смен палеогеографических обстановок. Несомненно, что многие из сформулированных Владимиром Васильевичем идей подготовили возникновение и развитие перспективного направления современной стратиграфии, которое сейчас часто называют экостратиграфией и событийной стратиграфией.

Неоценим вклад В.В. Меннера в отечественную стратиграфию в качестве организатора науки. Именно он сделал Геологический институт АН СССР подлинным ведущим учреждением в области стратиграфии, сплотив вокруг себя и вырастив сильный коллектив геологов-стратиграфов и палеонтологов. Были защищены десятки докторских и кандидатских диссертаций,

апробация которых среди стратиграфов ГИНа служила залогом их высокого научного уровня.

Особо следует отметить педагогическую деятельность Владимира Васильевича. Помимо студентов, у него всегда было много аспирантов и докторантов из самых разных регионов СССР, а иногда и зарубежных. Большинство из них успешно защитили диссертации и стали известными специалистами. Огромная научная и человеческая интуиция позволяла Владимиру Васильевичу выбирать наиболее перспективные темы работ, а внимательное отношение к людям – подходящие кандидатуры исследователей. При высоких требованиях к качеству фактического материала диссертаций, В.В. Меннер предоставлял полную свободу индивидуального научного мышления их авторам, лишь помогая им увидеть общее в частных явлениях. Он постоянно интересовался ходом работы и неизменно помогал в случае возникновения научных или организационных трудностей. Более сотни ученых считают себя прямыми учениками Владимира Васильевича. Вот почему без преувеличения можно сказать, что была создана действительно научная школа – школа В.В. Меннера.

В.В. Меннер вызывал глубокое уважение, а часто и восхищение не только товарищей и учеников, но и всех, кто общался с ним. Как ученый, В.В. Меннер поражал широтой своего научного кругозора, богатством познаний и обширностью памяти. Эти его качества находились в прямой связи с исключительно живым, ярким и активным интересом, с которым он подходил к каждой проблеме. Как раз это, вероятно, обуславливало способность В.В. Меннера охватывать проблемы во всей их многогранности и в то же время точно оценивать различные их аспекты, выделять и ставить главнейшие вопросы. Глубокий и подлинный интерес к делу позволял ему также искать и находить пути, часто нестандартные, к решению поставленных вопросов. Эти особенности личности Меннера определяли то, что он всегда был в гуще людей и событий. Наверное, трудно найти в нашей стране стратиграфа или палеонтолога, который хотя бы раз не обращался к Владимиру Васильевичу за советом или поддержкой, а обратившись, – не получил бы их. Благодаря своим энциклопедическим знаниям и умению видеть общее в частном, Владимир Васильевич с равным успехом мог обсуждать проблемы стратиграфии рифея и палеогена, систематику фораминифер или акритарх, стратиграфическое применение конодонтов или строматолитов. И все это делалось с той долей отзывчивости и благожелательности, которая остается в памяти на долгие годы.

В.В. Меннеру в высшей степени был свойствен интерес к новому. Это проявлялось в его пристальном внимании к новым биостратиграфическим методам и нетрадиционным группам ископаемых организмов. Именно такими группами были когда-то фораминиферы, потом палинологические остатки, а в недавнее время – конодонты и палеозойские радиолярии. Если эти группы и широко вошли в геологическую практику в нашей стране, то в этом стратиграфия во многом обязана Владимиру Васильевичу Меннеру. Едва ли не самый показательный пример за последние 25–30 лет – это инициатива В.В. Меннера в организации работ по биостратиграфии докембрия



на основании изучения акритарх и строматолитов. Первые успехи, достигнутые отечественными исследователями в области биостратиграфии докембрия, стимулировали организацию аналогичных исследований за рубежом. Без преувеличения можно сказать, что биостратиграфия докембрия, в которой наши специалисты занимают одно из лидирующих мест, своим успешным развитием обязана В.В. Меннеру.

Чрезвычайно показательно внимание В.В. Меннера-биостратиграфа к небюстратиграфическим методам стратиграфии. Он одним из первых оценил значение палеомагнитных данных для стратиграфии; много сделал для внедрения палеоклиматологических методов, стимулировав, в частности, исследования докембрийских оледенений; способствовал выработке сбалансированного отношения к возможностям радиометрического и сейсмостратиграфического методов.

В.В. Меннер отличался высокой научной принципиальностью и упорством в достижении научной истины, но эти качества органично сочетались с терпимостью к научным оппонентам – готовностью рассмотреть и обсудить противоположные точки зрения и оценить представленные аргументы. В то же время легковесные, недостаточно обоснованные или противоречивые положения какой-либо концепции сразу им замечались и становились объектом строгой и иногда даже резкой, но всегда справедливой и доброжелательной критики. Все это делало обсуждение любой работы или проблемы в присутствии В.В. Меннера чрезвычайно интересным и плодотворным. Все его выступления, помимо критики, всегда содержали мощную позитивную сторону, и потому каждый с нетерпением ждал выступления Владимира Васильевича по докладу или диссертации. Не раз и не два в таких выступлениях он демонстрировал совершенно новые подходы, которые затем разрабатывались в публикациях, а иногда и становились стержнем диссертационного исследования.

В.В. Меннеру была свойственна особая, редко встречающаяся научная щедрость – готовность поделиться своими идеями или соображениями о том, как лучше подойти к решению той или иной проблемы или частного вопроса. Это свойство во многом способствовало и тому, что вокруг него сплотился большой коллектив исследователей; и тому, что этот коллектив и сейчас успешно решает стоящие перед ним задачи.

Чрезвычайно привлекательными качествами В.В. Меннера как руководителя являлись отсутствие формализма и способность и готовность разобрататься в каждом деле по существу. В.В. Меннер обладал также ценнейшей способностью находить то общее, что заключено в двух или нескольких конкурирующих концепциях и что объединяет казавшиеся несовместимыми точки зрения. Это позволяло во многих случаях найти конструктивное и оптимальное решение как научных, так и научно-организационных проблем.

В.В. Меннер высоко ценил научные достижения других исследователей, что видно из оценок, которые давались в его статьях биографического плана. С особенно глубоким уважением и подлинным теплом В.В. Меннер говорил о своих учителях – А.П. Павлове и М.В. Павловой, А.Д. Архангельском и Н.С. Шатском, памяти которых он посвятил несколько прекрасных статей.

Обаяние личности В.В. Меннера как ученого и человека во многом заключалось в поразительной неутомимости и бьющей через край энергии. Она проявлялась как в большом, так и в малом и действовала заразительно на его учеников и сотрудников.

Владимир Васильевич Меннер принадлежал к редкому в наши дни типу ученых. В его научной деятельности сочетались энциклопедическая эрудиция, свойственная крупнейшим деятелям геологии начала XX века, с глубоким проникновением в предмет исследования, характерным для узких специалистов современности. По-видимому, в этом заключается причина того влияния, которое оказала деятельность Владимира Васильевича на развитие отечественной геологической науки в последние десятилетия; вероятно, поэтому столь обширен круг его учеников и последователей. Вот почему В.В. Меннера можно отнести к создателям не только гиновской, но и российской стратиграфической школы. Нельзя не вспомнить, что он имел громадный авторитет среди зарубежных ученых, видевших во Владимире Васильевиче одного из самых выдающихся представителей мирового научного сообщества.

Владимира Васильевича смело можно считать Человеком с большой буквы. В нем органически сочетались интеллигентность, профессионализм, доброжелательность и другие лучшие человеческие качества. Он оставил в нашей памяти поле нежности и уважения, знак чистоты и порядочности. О таких людях сказал поэт: «Об ушедших не говори с тоской – их нет, но с благодарностью – были».

Идеи крупнейшего ученого нашего времени, В.В. Меннера, остаются ярким вкладом в современную геологию и особенно в стратиграфию. Без сомнения, его творческое наследие еще долгие годы будет служить источником новых открытий в науке.

*Ю.Б. Гладенков*

**ЧАСТЬ ПЕРВАЯ**  
**ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЯ:**  
**МЕТОДИЧЕСКИЕ**  
**ПРОБЛЕМЫ**  
**И НАПРАВЛЕНИЯ**  
**ИССЛЕДОВАНИЙ**

**Ю.Б. Гладенков**

Стратиграфия и актуальные направления  
палеобиогеографических исследований

**В.А. Захаров**

Палеобиогеография, палеогеография  
и палеогеодинамика

**Н.М. Чумаков**

Значение палеобиогеографических исследований  
для палеогеографии и палеоклиматологии

## **СТРАТИГРАФИЯ И АКТУАЛЬНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ**

Рассматривается современное состояние стратиграфии. Характеризуется большая роль В.В. Меннера в развитии палеогеографического направления в стратиграфических исследованиях. Приводятся сведения о палеобиогеографических аспектах этого направления. Разбираются вопросы палеоклиматических реконструкций, миграций биоты в шельфовых морях, палеобиогеографической зональности и др.

**Yu.B. Gladenkov**

## **STRATIGRAPHY AND RECENT TRENDS OF PALEOBIOGEOGRAPHIC STUDIES**

The present state of stratigraphy is considered. V.V. Menner promoted greatly the development of paleogeographic line of stratigraphic investigations. Some recent paleobiogeographic aspects of this line are characterized. Problems of paleoclimatic reconstructions, biotic migrations in shelf seas, paleobiogeographic zonality are discussed.

В.В. Меннер сыграл громадную роль в развитии стратиграфических исследований второй половины XX в. не только в России, но и во всем мире. Его идеи воплотились в масштабных работах разных направлений, среди которых направление, связанное с палеогеографическими проблемами, было одним из главных. Автору данного очерка представилось интересным хотя бы в общих чертах возвратиться к этим идеям Владимира Васильевича и посмотреть на них в свете современных тенденций развития стратиграфии.

### **СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ СТРАТИГРАФИИ**

Геология последних десятилетий достигла громадных успехов. Однако до сих пор теоретическая геология представляется не до конца построенным зданием. Его фасад, образно говоря, еще закрыт строительными лесами, ибо общая теория развивающейся Земли фактически пока отсутствует.

Статус науки геология приобрела лишь тогда, когда возникла стратиграфия с ее концепцией геоисторизма. Поэтому все наработки современной стратиграфии с ее результатами в области палеонтологии, палеобиогеографии и палеоклиматологии, магнито-, цикло- и других разделов стратиграфии являются сейчас особенно актуальными для геологической науки в целом.

Вместе с тем следует признать, что теоретической стратиграфии, как заметил С.В. Мейен [1989], свойственна определенная «неразвитость». Это касается как принципов классификации стратиграфических подразделений, так и общих концепций стратиграфического исследования. Создается впечатление, что многие стратиграфы ограничивают свою деятельность сугубо



практической стратиграфией (например, расчленением разрезов на основе изучения отдельных таксонов и др.) и мало задумываются над общими проблемами стратиграфии. Справедливости ради следует признать, что в последние годы положение стало постепенно меняться. В частности, в последние 20 лет активное развитие получили исследования, которые объединены понятием «экостратиграфия». И хотя оно трактуется далеко неоднозначно, прогресс в разработке этого направления, связанного, по существу, с развитием палеобиосферы и палеоэкосистем, выявлением определенной этапности и фазовости этого развития, расшифровкой влияния на них разных геологических процессов и явлений, стал уже достаточно заметным. Можно сказать, что к настоящему времени серьезному анализу палеоэкосистем в их историческом развитии посвящен уже значительный блок работ, а большинство из нас осознанно или интуитивно все чаще обращается к стратиграфии экосистем.

Недавно, в 2002 г., во время заседания Международной стратиграфической комиссии в г. Урбино (Италия) и в 2004 г., во время Международного геологического конгресса в г. Флоренция (Италия), ее председатель Ф. Градштейн озвучил новые идеи стратиграфии, которую, по его мнению, надо все активнее ориентировать на изучение геологических процессов.

В России это направление встречает особенное понимание в связи с распространением среди российских геологов давних идей В.И. Вернадского о биосфере и «былых биосферах» [Вернадский, 1926]. Представление В.И. Вернадского о непрерывности и неравномерности биосферного процесса на Земле в течение всего времени ее развития уже стало основой широкомасштабного экосистемного анализа стратисферы, включая этапность ее формирования и критические рубежи в ее истории. Важно подчеркнуть, что этот анализ охватывает различные по масштабу объекты – от элементарных бассейнов (бассейновая стратиграфия) до былых биосфер в целом. Другими словами, это направление исследований имеет не какой-то умозрительный характер, а практический смысл, ибо затрагивает стратиграфию отдельных регионов или их частей. И постепенно такого типа экостратиграфия стала приобретать основу логической и методической стабильности, цементирующей этот раздел науки.

Хотя идеи В.И. Вернадского знакомы за рубежом меньше, чем в России (правда, переводы его «Биосферы» уже осуществлены во Франции, США и других странах), общий ход развития науки приводит сейчас большинство стратиграфов к более или менее сходным мыслям при выборе будущих направлений стратиграфии – о необходимости пристального изучения истории сменявшихся во времени процессов и явлений, отразившихся в тех или иных подразделениях стратиграфических схем и шкал. Но, участвуя в исследованиях такого рода, стратиграфы будут вынуждены не только ограничиваться фиксацией следов тех или иных событий в конкретных разрезах, а обращаться и к их объяснению, их взаимосвязям и к поискам закономерностей их проявления. В свою очередь, это заставит геологов глубже задуматься как о внутренней, так и о космической организованности биосферы и особенно в ее развитии во времени и пространстве.

Можно с уверенностью сказать, что стратиграфия уже сейчас не ограничивается проблемами, так сказать, *первого уровня* (или, лучше сказать, – *направления*) – условно назовем его методико-технологическим (выделение стратиграфических подразделений и их границ и т.п.), а через анализ стратиграфических данных и реконструкцию состояний «былых биосфер» все больше переходит к решению одной из важных задач *второго уровня* (*направления*) – выявлению естественной этапности геологического развития Земли. В целом, эта проблема является мировоззренческой для всей геологии вообще. Но стратиграфии с ее геоисторической концепцией здесь отводится решающая роль. Поэтому не случайно, что сейчас делаются попытки придать стратиграфии характер «динамической», относя к предметам ее изучения геологические и биологические явления и события прошлого [Hallam, 1981]. Мне представляется, что чтобы специально подчеркнуть направленность стратиграфического процесса современности, стратиграфию XXI столетия можно назвать биосферной, имея в виду, что все выделяемые нами стратиграфические подразделения отражают разномасштабные этапы и периоды развития биосферы или ее отдельных частей. *Биосферная стратиграфия* – это стратиграфия ископаемых биосфер или стратиграфия состояний биосфер и экосистем прошлого [Гладенков, 2004].

В этой связи в практической работе стратиграфов будет все больше уделяться специальное внимание построению, с одной стороны, реальных календарей геологических событий (региональных и субглобальных), а с другой – палеогеографических и биогеографических карт, которые могут рассматриваться как выражение «*пространственной стратиграфии*».

В круг задач современной стратиграфии, как и прежде, входят самые крупные проблемы общей геологии. Это, во-первых, естественная периодизация геологической истории Земли (без стратиграфии эта задача в принципе нерешима). А во-вторых, это геологическое картирование, которое – как бы не менялись методы его проведения – не может осуществляться без стратиграфии. Две эти проблемы, наверное, относятся к разряду «вечных». Поэтому и стратиграфия всегда будет востребованной наукой. Просто она станет более методически обеспеченной, более детальной, более геологически информативной. Можно предвидеть, что для занятия стратиграфией будут требоваться более углубленные, чем сейчас, геологические и биологические знания, более дробные и корректные собирающиеся для изучения материалы, более надежные методы и приемы стратиграфического анализа. И, конечно, более четкое понимание мировоззренческих проблем стратиграфии, без чего заниматься ею вообще не имеет смысла.

В течение многих лет XX столетия стратиграфия относилась к одному из самых «аристократических» разделов геологии. Вслед за В.В. Меннером, хочется думать, что она не потеряет своего значения и в будущем. Особенно, если она сможет заниматься не только расшифровкой геологического прошлого Земли, но и прогнозом природных обстановок будущего. Если, к тому же, за ней сохранится та громадная роль, которую она играла и играет

в поисках важных для человечества полезных ископаемых (прежде всего: нефть, газ, уголь, фосфориты и др.), то этот раздел исторической геологии всегда будет востребован фундаментальной наукой.

### **В.В. МЕННЕР И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ**

Если оценивать успехи стратиграфии и, в частности, биостратиграфии последних десятилетий, то они, безусловно, огромны. Создание субглобальных ярусных и зональных шкал высокой разрешаемости и корреляция региональных схем фанерозоя различных континентов, – все это проходило в значительной мере при участии В.В. Меннера, который остался в нашей памяти как один из замечательных геологов-стратиграфов XX в. Уделяя большое внимание широкому кругу стратиграфических проблем, таких, например, как вопросы классификации стратиграфических подразделений, оценка возможностей различных методов в стратиграфических построениях и пр., В.В. постоянно обращал внимание на то, что стратиграфия при всех своих «фирменных» особенностях является разделом исторической геологии. Поэтому он всегда рассматривал ее в контексте масштабного анализа геологической истории и, в частности, в непосредственной связи с палеогеографией в широком смысле.

При этом В.В. Меннер постоянно подчеркивал, что любые стратиграфические построения должны корреспондироваться с палеогеографическими данными. Он писал: «Все более и более широкое использование в стратиграфических построениях фациального анализа, палеогеографических данных и особенно установление совпадения климатических изменений в удаленных районах земного шара заставляют стратиграфов обращать большее внимание на палеогеографические процессы геологического прошлого, возможность практического использования которых для тектонических и стратиграфических построений была очень ярко показана еще в работах А.П. Карпинского, Н.Н. Андрусова и особенно А.Д. Архангельского, заложивших прочные основы нового палеогеографического направления» [Меннер, 1979, с. 20]. Этой проблеме он посвятил ряд публикаций разных лет. Например, в своей широко известной книге «Биостратиграфические основы сопоставления морских, лагунных и континентальных свит» [Меннер, 1962] он выделил несколько специальных разделов, в которых дал развернутое обоснование роли палеогеографии в построении реальных стратиграфических схем.

Суть его рассуждений сводилась в этом отношении к тому, что основа стратиграфии – в геологической истории бассейна и населявшего его органического мира. Он связывал появление этого подхода, в частности, с именем Н.И. Андрусова. По мнению В.В. Меннера, именно работами Н.И. Андрусова по неогену Понто-Каспия в самом конце XIX в. было намечено новое направление, которое можно охарактеризовать как исторический анализ в стратиграфических построениях. Принципиальное отличие его «...заключается в том, что развитие фауны изучается не само по себе, а в тесной зависимости от истории морского бассейна,... и по результатам такого анализа строится стратиграфическая схема» [Меннер, 1962, с. 54].

Владимир Васильевич любил при этом вспоминать многих российских геологов, достигших в этом направлении больших успехов: А.Д. Архангельского, В.В. Ламанского, М.Э. Ноинского, В.П. Колесникова, Р.Ф. Геккера, А.П. Иванову и др. Суммируя результаты этих работ, он в Заключении к своей уже упоминавшейся книге делал определенный вывод: «Единственно правильным является создание стратиграфической шкалы на основании реконструкции геологической истории той или другой части земной поверхности путем изучения характера осадконакопления и развития органических форм, ярко отражающих физико-географические особенности минувших геологических эпох» [Меннер, 1962, с. 331].

Хотелось бы обратить специальное внимание на то, что Владимир Васильевич чрезвычайно ценил работы биологов, и в частности гидробиологов, которые изучали вопросы современной биогеографии. Он находил в них много полезных идей для использования в палеобιοгеографии и поэтому постоянно следил за «свежими» публикациями Л.А. Зенкевича, К.В. Беклемишева, Е.Ф. Гурьяновой и других [Зенкевич, 1947; и др]. Ему, например, была очень близка мысль, что целью биогеографических исследований является создание представления о пространственно-временной структуре *Геомериды* (живом покрове Земли) как закономерно организованного живого тела и что установление анатомии Геомериды – ее районирование – базируется на сопоставлении типов ареалов. Он разделял мнение тех ученых, которые считали, что помимо биогеографического районирования следует заниматься восстановлением истории формирования и расселения биот во времени и пространстве, а также установлением закономерностей динамики биотических комплексов и взаимоотношений между их отдельными элементами. Мне вспоминается, что ему очень импонировало соображение о том, что задача восстановления истории эволюции морской фауны может быть решена только при условии одновременного познания истории происхождения и развития *бассейна*, где эта фауна обитает.

Владимир Васильевич требовал от своих учеников глубокого знания основных работ гидробиологов. Напомню, например, одну из таких работ – Е.Ф. Гурьяновой, опубликованную в конце 50-х годов [Гурьянова, 1957]. В этой публикации Е.Ф. Гурьянова обратила внимание, в частности, на то, что географическое распространение животных на море и суше подчиняется определенным (шести) закономерностям (дифференциация биоты океана по климатическим и вертикальным зонам, определенная направленность и темп общих эволюционных изменений, линейный и букетный типы видообразования в разных крупных бассейнах, ограничение естественной радиации видов от центра возникновения разными преградами и разорванность ареалов и пр.). Отсылая интересующихся читателей к оригиналу, отмечу, что все эти закономерности стали предметом специальных дискуссий, организованных В.В. Меннером в ГИНе.

Вспоминается, что наибольшие споры вызывал вопрос о трех типах зоогеографического районирования Мирового океана (по Е.Ф. Гурьяновой, это – *фаунистическое* (или физиономическое), основанное на чертах сходства и различия биоты; *генетическое*, основанное на истории акватории и

анализе происхождения элементов биоты с оценкой их родственных отношений; *зонально-географическое*, в основе которого лежит разделение моря на климатические зоны и их подразделения). Эта работа предусматривает анализ ранга и степени эндемизма, как и анализ структуры биоты (с выявлением процентного соотношения групп видов различного происхождения), для характеристики которой важно определить три составляющих ее элемента – *автохтоны* (с установлением времени их возникновения и расцвета), *аллохтоны* (с выявлением центров их происхождения и развития) и *реликты* (с определением времени их происхождения). Для характеристики структуры биоты отдельных районов важным считается выявление *массовых видов* (с высокой частотой встречаемости) и, добавим, показатели таксономического разнообразия.

Е.Ф. Гурьянова предлагала тройную терминологию зоогеографических категорий: на первом месте должен быть экологический термин («арктический», «бореальный» и т.п.), а затем название места происхождения биоты (с добавлением автохтон, иммигрант или реликт), наконец, время ее происхождения и т.д. В обсуждении этих предложений выявлялись трудности их использования на ископаемом материале и даже в чем-то их неприятие. Но каждый из нас «погружался» в глубину этих проблем и после дискуссий подходил к интерпретации своего палеонтологического материала с более реальных позиций.

Как руководитель стратиграфических исследований в ГИНе РАН, В.В. Меннер всегда поддерживал работы палеобио- и палеогеографического направлений и способствовал их публикации. Например, при его содействии в 60–70-х годах из печати вышел целый ряд монографий, в которых разбирались те или иные вопросы палеобиогеографии: одни из них были посвящены палеозойским и мезозойским флорам Евразии и фитогеографии этого времени (В.А. Вахрамеев, С.В. Мейен, Е.Д. Заклинская, И.А. Добрускина и др.) и биогеографии морского палеозоя (Х.С. Розман, М.Н. Соловьева и др.), другие касались мезозоя (К.И. Кузнецова, Н.П. Михайлов и др.) и кайнозоя (Ю.Б. Гладенков, Э.А. Вангенгейм и др.). Сам Меннер в 60-х годах редактировал уникальное и пионерное для своего времени издание – «Атлас литолого-палеогеографических карт СССР» (см. статью Н.М. Чумакова в настоящем сборнике).

Как часть широкого палеогеографического направления исследований В.В. Меннер рассматривал те работы, в которых на конкретном и детальном материале восстанавливались древние бассейны и реконструировались ареалы различных палеосообществ. «Органический мир является настолько изменчивым и столь быстро реагирует на изменения внешней среды, что для их обнаружения необходимо только детализировать методику палеонтологических работ и упорядочить послойный сбор материалов...» [Меннер, 1962, с. 107].

Отталкиваясь от этой мысли, попробуем в общем виде обозначить некоторые аспекты палеобиогеографии, которые наметились в геологической практике последнего времени.



## ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЧЕСКИХ ПОСТРОЕНИЙ

Геологические исследования последних лет, с включением в них и стратиграфической компоненты, однозначно привели к мысли о необходимости все большего внедрения в практику идей биогеографии (Б) и палеобиогеографии (ПБ), которая представляется важной основой при определении, в частности, масштаба применения биостратиграфических категорий на площади.

**Биогеография** – это наука о географическом распространении организмов и их сообществ, его причинах и закономерностях, что в конце концов раскрывает особенности (в том числе исторические) живого покрова (биоса) Земли. Биогеография ориентирована в целом на три аспекта исследований. *Первый* – географический аспект, который связан с изучением широтной и вертикальной зональностей сообществ, их провинциализма. *Второй* – биологический аспект, который направлен на анализ вагильности, термопатии, видового богатства сообществ. Наконец, *третий* – геологический аспект, который ориентирован на дисперсионную Б (концепция центров происхождения таксонов) и мобилистическую Б (выявление распространения сообществ, обусловленного движениями в пространстве отдельных континентальных блоков).

**Палеобиогеография** (ПБ) может рассматриваться как часть палеогеографии (ПГ). Последняя включает, помимо ПБ, сведения о древнем рельефе, типе и форме бассейнов прошлого, областях и направлении сноса, типа седиментации, палеоклимате, влиянии разных причин (тектонических, эвстатических) на динамику палеогеографических обстановок и т.п.

Палеобиогеография вынуждена обращаться к реконструкциям, что, естественно, делает ее построения часто весьма условными, особенно для древних периодов геологической истории. Ее особенностью является определенная «динамичность» в том смысле, что она изучает распределение организмов в морях и на суше в историческом плане, т.е. изменение их распространения во времени [Макридин, Мейен, 1988]. В ПБ можно наметить *два основных направления исследований: биохорологическое и экосистемное.*

Биохорологические исследования включают, в свою очередь, два блока. *Первый – ареалогический* (изучение ареалов и коареалов – биохорий, или биохорем, составление специальных карт ареалов по временным срезам, проведение биогеографического районирования с установлением иерархии биогеографических подразделений – область, провинция, округ – и пр.). *Второй блок связан с фаунистическим и флористическим изучением с целью определения различий в составе сообществ тех или иных районов.*

Экосистемные исследования включают широкий круг проблем, связанных с изучением климатической зональности и биогеографии, биофаций, ландшафтно-географических характеристик, смены экосистем во времени и пространстве и т.п. В целом, все эти палеобиогеографические данные напрямую могут использоваться для расшифровки многих сторон истории развития Земли и отдельных экосистем, проверки геологических гипотез (например, как указывалось выше, масштабы горизонтальных переме-

щений континентальных блоков) и, наконец, прогнозирования природных обстановок будущего.

Практически это использование осуществляется в два последовательных этапа. Сначала изучаются ареалы таксонов и сообществ и проводится районирование земной поверхности (или ее частей) для отдельных отрезков времени (это своеобразная описательная часть). Затем этому дается определенное объяснение и составляются соответствующие геологические реконструкции. В процессе этих работ приходится касаться многих вопросов: реконструкций бассейнов разного типа, сценариев смен биогеографических ситуаций, причин таких смен, скорости изменения биохорий (биохорем), характера миграций биотических сообществ, формирования и сдвига экотонных (промежуточных) зон, влияния, с одной стороны, физических и климатических преград, а с другой – гейт-вейсов (проходов) и морских проливов на расселение сообществ и др. В общем можно сказать, что палеобиогеография является ключом к познанию многих особенностей истории Земли и ее экосистем. И в этом отношении она, естественно, вписывается в поток того экосистемного и геолого-исторического направления исследований, которое в последние годы получает все большее развитие.

Отдельно отметим, что при выявлении ареалов таксонов и биогеографическом районировании ПБ пользуется разными приемами и методами. В частности, при анализе состава биотических сообществ разных районов широко применяются определенные приемы их сравнения, например, использование коэффициентов Жаккара и Престона, которые помогают определить сходство и различия тех или иных сообществ.

Формула Жаккара:  $C/(D_1 + D_2 - C) \times 100$ , где  $C$  – число общих видов;  $D_1$  – число видов, обитающих в первом регионе;  $D_2$  – то же, во втором регионе. Если сходство менее 50%, сообщества считаются разными.

Формула Престона:  $D_1/D_{1+2}$ ;  $D_2/D_{1+2}$ ;  $D_{1+2} = (D_1 + D_2 - C)$  – максимальное разнообразие двух регионов. Если коэффициент меньше 0,27, сообщества рассматриваются как единое. Если больше, сообщества считаются разными.

Таким образом, если степень сходства по Жаккару меньше 50%, а по Престону – более 0,38 и общих видов не более 33% от суммы видов двух регионов, то можно выделять провинции.

Для сравнения качественного состава фауны и флоры нескольких районов используется и коэффициент Серенсена–Чекановского:  $K = 2c/a+b$ , где  $a$ ,  $b$  – число видов в двух сравниваемых списках;  $c$  – число видов, общих в этих списках.

При биогеографических построениях полезно анализировать температурные режимы, определяющие границы ареалов. Выделяются четыре критических температурных уровня (правило Хатчисона). Минимальные температуры выживания определяют северную границу ареала зимой, минимальные температуры размножения определяют северную границу ареала летом, максимальные температуры выживания определяют южную границу ареала летом, максимальные температуры размножения определяют южную границу ареала зимой.

В последующих частях данной книги (смотри далее статьи В.А. Захарова и др.) на примере разных палеонтологических групп различных временных интервалов будут показаны методические подходы к палеобиогеографическим построениям и освещено практическое применение обозначенных выше приемов (подходы к выделению биохорем, оценка масштаба смещения ареалов таксонов и сообществ во времени и пространстве и пр.). Ниже автору хотелось бы не столько «теоретически», сколько практически показать: с какими проблемами приходится часто сталкиваться при палеобиогеографических работах и, с учетом конкретных данных, осветить те моменты, на которые не всегда обращается должное внимание, но которые в ряде случаев представляются весьма важными.

Они касаются ряда аспектов анализа некоторых факторов (прежде всего климатических), которые сказываются на смещении во времени ареалов сообществ, связанных с шельфовыми зонами. Анализируемые материалы получены автором в процессе изучения морских ассоциаций моллюсков кайнозоя Северной Пацифики [Гладенков, 1988; Гладенков, Синельникова, 1990]. Среди разбираемых вопросов – построение климатической кривой на основе изменения систематического состава сообществ кайнозоя Камчатки, выводы по характеру миграций и расселения комплексов в пределах шельфовых зон, обсуждение темпов распространения таксонов-иммигрантов в бореальном и арктическом бассейнах и т.п.

Для начала напомним, что Северо-Тихоокеанская область с ее окраинными морями являлась до плиоцена полузамкнутой системой, так как на ее севере не существовало, видимо, пролива, который соединял бы Пацифику с Арктическим бассейном. Если использовать иерархию современных шельфовых экосистем, предложенную ранее [Гладенков, 1992], то в исследованной области можно выделить несколько подобластей (Берингийская, Охотоморская и др.) и провинций (Японо-Сахалинская, Западно-Камчатская, Восточно-Камчатская, Курильская, Командорская и др.). Последние определяются по относительному количеству эндемиков (25–50% от общего числа видов) или соотношению тепловодных и холодноводных таксонов разного ранга. Для ископаемых экосистем районирование на такой основе является в значительной мере провизорным, однако попытки в этом отношении делаются, правда, в относительно общем, «усредненном» виде [Гладенков 1988]. Одна из попыток отражена на рис. 1.

Усредненность в данном случае является вполне понятной: обычно районирование для экосистем прошлого проводится в пределах относительно крупных временных интервалов (обычно несколько миллионов лет и более). В целом это отражает, с одной стороны, определенную стратиграфическую разрешаемость (например, ярусную или зональную), а с другой – цели создания палеобиогеографических реконструкций (например, выявление общей картины расположения провинций прошлого по системам или ярусам или их расположение в какой-то drobный отрезок времени и пр.).

Теперь перейдем к непосредственному рассмотрению нескольких важных аспектов палеобиогеографического анализа, обращая внимание на некоторые практические подходы. Отметим, что этот анализ опирается на тот



**Рис. 1.** Биогеографическое районирование окраин северной части Тихого океана (Северо-Тихоокеанская бореальная область) для позднепалеогенового–неогенового времени

Двойная линия – граница между бореальным и тропическим поясами (зонами), одинарная линия – граница между подзонами.

Подзоны: ЮБ – Южно-Бореальная, СБ – Северо-Бореальная. Провинции: ЮЯ – Южно-Японская, Сахалинско-Северо-Японская (с Северо-Японской – СЯ и Сахалинской – С подпровинциями), К – Курильская, Кам – Камчатская (с Охотоморской – Ох подпровинцией), ЧК – Чукотско-Корякская, А – Аляскинская, СЗ – северо-западного побережья Тихого океана, Ка – Калифорнийская

Опорные разрезы: 1 – Точилинский, 2 – Ильпинско-Карагинский, 3 – Макаровский, 4 – юго-западного прогиба Сахалина, 5 – п-ова Шмидта, 6 – Хатырский

стратиграфический материал, который позволил в последние годы построить автору и его коллегам стратиграфические схемы нового поколения [Решения... 1998].

**Климатические оптимумы миоцена.** При изучении моллюсков кайнозоя разных разрезов Камчатки и Сахалина (горизонтов-региоуров и лон, свит и слоев) всегда делались попытки восстановить относительные колебания климатических условий прошлого. На примере миоцена Камчатки можно показать технику построения палеоклиматической кривой [Гладенков, Синельникова, 1990].

Для палеоклиматического анализа особый интерес представляют три показателя: общее число видов, число субтропических и южнобореальных (С-ЮБ) относительно мелководных видов и число появившихся в разрезах форм. Первые два показателя служат свидетельством относительного потепления (при их увеличении) или похолодания (при их уменьшении). Одновременно они отражают и соответствующие миграции комплексов с юга на север, или наоборот. Третий показатель может свидетельствовать о масштабе миграций донных сообществ (появление мигрантов южных широт и др.).

На таблице отражены суммарные подсчеты по различным характеристикам комплексов миоцена Западной Камчатки.

Из нее видно, что самый богатый комплекс (по количеству видов – почти 160 – и числу С-ЮБ форм – 61) – это ильинский (слой XIV с *Crepidula*

*ungana* Dall, *Arca watanabei* Kanno, *Chlamis kaneharai* Yok. и др.). Обращает на себя внимание и большое число появившихся на этом уровне видов (139). Несколько менее представительным, хотя тоже относительно богатым, является комплекс слоев XV (85 видов) с *Anadara tsudai* Tsuchi, *Chlamis cosibensis cosibensis* Yok, *Crepidula princeps* Conrad и др.

Второй заметный уровень с относительно повышенными показателями – это верхнеэтолонский (слои XX с прилегающими к нему слоями XIX и XXI, соответственно). Здесь, в слоях XX с *Anadara ninohensis* Otuка, *Neptunea pluricostulata* Шуина и др., общее число видов – 150, С-ЮБ – 61; в слоях XIX и XXI – 83 и 100, С-ЮБ – 30 и 41, соответственно. Количество впервые появившихся в разрезе форм в этих слоях, соответственно, 35 и 11.

Если изобразить эту картину на графике (рис. 2), то можно увидеть, что слой XIV и XX имеют по сравнению с другими слоями резко пиковые значения.

Слои, залегающие под слоями XIV, т.е. XI, XII, XIII (кулувенская свита), представлены несколько менее богатыми комплексами. Они содержат, соответственно, видов – 25, 30 и 45, С-ЮБ форм – 10, 11 и 16, впервые появившихся – 22, 12 и 34. Из этих данных видно, что слои XI и XII относятся к самым бедным по видовому составу ископаемым комплексам.

Над слоями XIV и XV залегают слои XVI, XVII, XVIII (верхняя часть каркертской свиты и низы этолонской свиты), которые характеризуются тоже

Биостратиграфические характеристики комплексов моллюсков неогена Западной Камчатки

Возраст		Свита	Слой	Число видов		
				общее	субтропические и южнобореальные	появившиеся в разрезе
Плиоцен	ранний	Энемтенская	XXIV	61	20	32
	поздний	Эрмановская	Континентальные XXII	34	11	24
Миоцен	-----	Этолонская	XXI	100	41	11
			XX	150	61	60
			XIX	83	30	35
			XVIII	39	18	27
	средний	Какертская	XVII	47	21	17
		XVI	64	22	15	
		XV	85	33	56	
		Ильинская	XIV	159	61	139
----- ?	----- ?	Кулувенская	XIII	45	16	34
			XII	30	11	12
			XI	25	10	22
Олигоцен		Вивентекская				

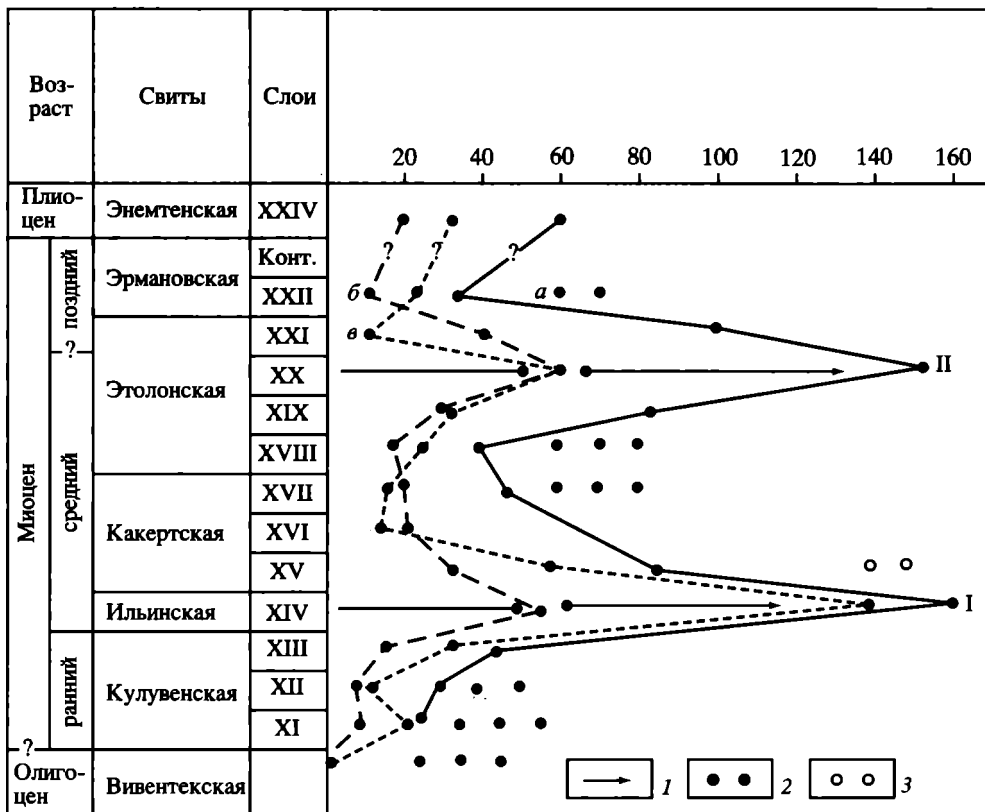


Рис. 2. Распределение комплексов моллюсков по слоям миоцена Западной Камчатки и их числовые характеристики [Гладенков, Синельникова, 1990]

1 – миграции С-ЮБ комплексов с юга на север; 2 – плавающая галька (возможно, ледового разноса); 3 – слои с аммониями и фагусовыми. Климатические оптимумы: I–II – первого порядка. Число видов: а – общее, б – субтропических и южнобореальных, в – появившихся в разрезе

сравнительно бедными ассоциациями. В них отмечено, соответственно, 64, 47 и 39 видов, из которых С-ЮБ – 22, 21 и 18, а появившихся – 15, 17 и 27.

Относительно бедными являются слои XXII (нижняя часть эрмановской свиты) – 34 вида, хотя палеонтологическая характеристика здесь может оказаться неполной.

Что касается плиоцена, перекрывающего миоцен, то в относящейся к нему энемтенской свите отмечено более 60 видов, С-ЮБ – 20, появившихся – 32. Если по сравнению с миоценовыми слоями этот показатель выглядит как пик второго порядка, то в плиоцене энемтенский уровень по богатству фауны является самым заметным, и его при общем анализе неогена, исходя из особого значения и представительности среди плиоценовых комплексов, часто ставят на уровень пиков первого порядка.

Анализ графиков (см. рис. 2) показывает в целом общее подобие кривых, построенных по разным параметрам – общему количеству видов, числу С-ЮБ форм и числу впервые появившихся в разрезе видов. Из этого можно заключить, что события, приводившие к изменению комплексов по этим показателям, имели одну и ту же природу. Скорее всего, это были потепления, которые вызывали смещения С-ЮБ видов к северу, и именно этот феномен отразился в составе комплексов, в повышенном общем числе видов, присутствии значительного процента С-ЮБ форм (больше 35–40%) и появлении в результате миграций новых для данного бассейна видов (от 40 до 70–80%).

Из вышесказанного следует, что в миоцене имели место два крупных потепления – климатических оптимума. Крупные из них (I и II) приходились на самое начало и конец среднего миоцена. Одновременно из этих же материалов можно сделать выводы о климатических похолоданиях – пессимумах. Заметное похолодание проявилось, видимо, в конце раннемиоценового времени (слои XII–XIII). Другое крупное похолодание пришлось на позднекакертское–раннеэтолонское время – середину среднего миоцена (слои XVII–XVIII). Не исключено, что континентальные эрмановские слои позднего миоцена маркируют наступление очередного пессимума. Отметим, что именно в слоях, отвечающих относительным похолоданиям, отмечается значительное количество плавающей гальки, появление которой можно связать с ледовым заносом.

Сравнение палеоклиматических данных, полученных по моллюскам, с таковыми по другим ископаемым группам показывает общее их совпадение. Однако в отдельных случаях отмечаются некоторые несбивки. Так, если второй – позднемиоценовый – крупный климатический оптимум отбивается достаточно хорошо по разным группам (в слоях, ему соответствующих, помимо теплолюбивых моллюсков отмечается повышенное содержание термофильных спор и пыльцы, в частности, фагусовых до 12%), то первый (начало среднего миоцена) четко вычитывается в слоях XIV в основном по моллюскам, а слои с тепловодными фораминиферами (аммонии и др.), а также с термофильным палинологическим комплексом с 36% фагусовых расположены несколько выше (стратиграфически): на уровне вышележащих слоев XV. Причина этого обстоятельства еще нуждается в расшифровке, но подобное расхождение в принципе не нарушает выявленную общую закономерность изменения палеоклимата. Из приведенных данных во всяком случае следует, что начало среднего миоцена отличалось теплым климатом, а относительное уменьшение количества видов моллюсков в слоях XV связано, видимо, с замещением верхнесублиторальных сообществ ильинской свиты более глубоководными ассоциациями какертской свиты с возникновением специфических фациальных обстановок, препятствующих расселению отдельных групп моллюсков.

В последнее время по миоценовым моллюскам западнокамчатских разрезов проводятся палеотемпературные исследования. Данные изотопной термометрии дают основание говорить о сходимости полученных разными методами результатов.

Материалы по миоценовым комплексам моллюсков, отвечающим периодам относительного потепления, сейчас появились не только по Западной, но и по Восточной Камчатке. Так, в относительно недавно опубликованной работе по кайнозою залива Корфа (Северо-Восточная Камчатка) описаны моллюски так называемого «ежового» (или дозиниевого) горизонта нижней части среднего миоцена [Гладенков и др., 1987]. В нем отмечено 38 видов, многие из которых относятся к южнобореальному и субтропическому типам (*Dosinia rumoensis* Amano, *Securella ensifera chehalisensis* Weaver, *Ostrea makarovi* L. Krisht., *Crepidula unguana* Dall и др.). Одновременно во вмещающих слоях найдены «теплые» спектры спор и пыльцы древних растений (с 30% фагусовых и др.).

Скопление остатков тепловодных форм моллюсков в неогене северных районов Камчатки свидетельствует о значительном прохорезе донных комплексов далеко на север (на 12–15° по широте). Не исключено, что некоторые из тепловодных мигрантов доходили не только до Северной Камчатки, но и до Анадырского района, так как согласно предварительным определениям собранных там ископаемых моллюсков в миоцене этого района отмечены представители ряда тепловодных родов (*Securella*, *Crepidula* и др.).

Для суждения о масштабности климатических флуктуаций на площади крайне важными представляются появившиеся в последние годы данные по смежным с Дальним Востоком регионам Японии [Chinzei, 1978; Ikebe, Tsuchi, 1984; и др.] и Северной Америки [Ingle, 1973; Marincovich, 1984; и др.].

**Некоторые особенности климатических колебаний неогена.** Анализ приведенных материалов [Гладенков, 1988] заставляет обратить внимание на некоторые особенности их интерпретации.

Во-первых, обобщение малакологических данных по опорным разрезам неогена показало возможность построения однотипных кривых палеоклиматических колебаний с выделением двух крупных оптимумов: начала и конца среднего миоцена. Во-вторых, учет материалов по послышной смене моллюсков и других групп позволил «осложнить» эту кривую более мелкими флуктуациями. В-третьих, выявление «теплых» комплексов в тех или иных горизонтах, прослеженных вдоль Камчатки, может использоваться для определения амплитуды продвижения субтропических и южнобореальных комплексов с юга на север, т.е. в меридиональном направлении: в периоды потеплений она достигла 1,5–3 тыс. км. Выявление миграций палеобиоты такого масштаба может по-иному осветить проблему пространственного сближения древних комплексов разной палеогеографической характеристики, которая трактуется иногда без должного основания (в частности, без учета деформации, положения и миграции экотонных зон) как результат причленения *террейнов*. В-четвертых, совпадение пиков оптимумов, выявленных в неогене Камчатки, с климатическими оптимумами неогена Сахалина, Японии и Северной Америки подчеркнуло масштабность климатических событий – их проявление на значительной площади, практически во всей северной части Тихоокеанской области. Некоторые из этих событий, видимо, были созвучны проявлениям климатических явлений и в других регионах Северного полушария (например, Северной Европы и Средиземноморья). Это касается, прежде всего, первого климатического оптимума (верхняя часть бурдигала – лангий).

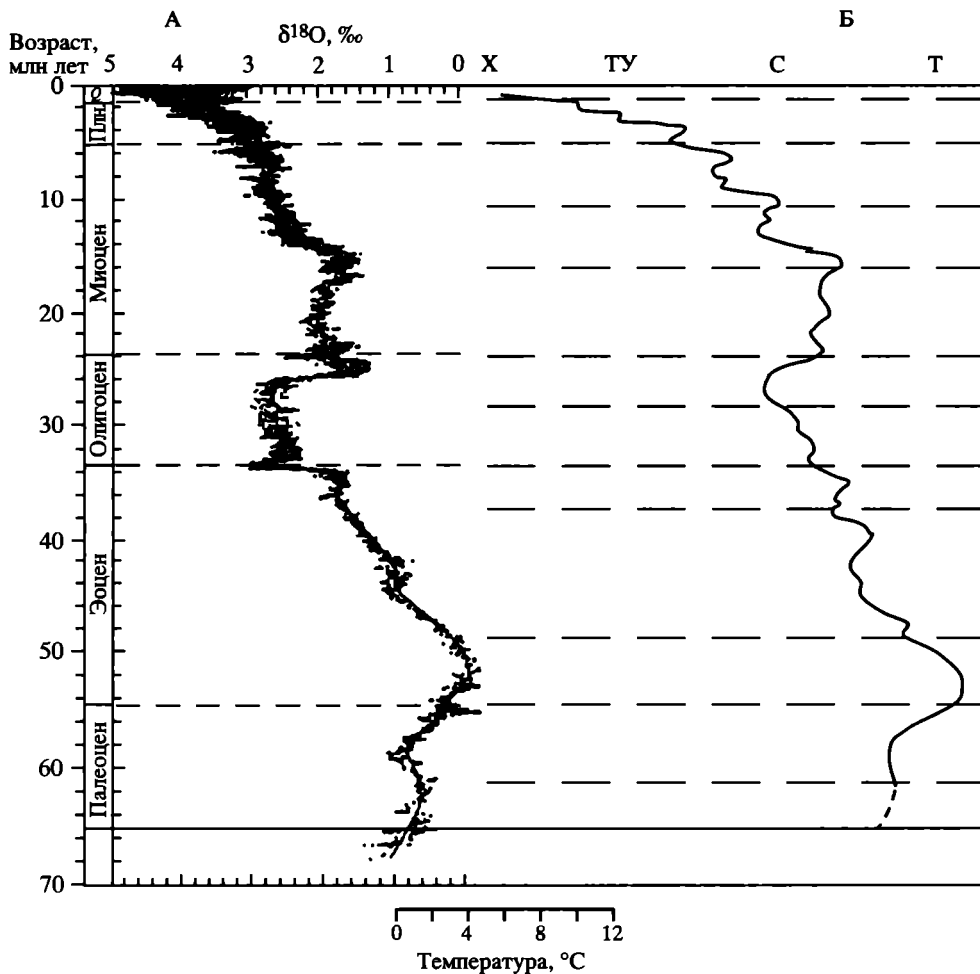


Из сказанного следует, что послойный анализ ископаемой фауны позволяет делать вполне обоснованные выводы о климатических колебаниях прошлого. Выявленные в миоцене климатические оптимумы и пессимумы могут использоваться, с одной стороны, для корреляции разрезов разных районов Камчатского и прилегающих к нему регионов, а с другой – для расшифровки палеогеографических обстановок и общего характера палеоклиматических колебаний. В частности, из приведенных данных следует, что климатические оптимумы миоцена по временной продолжительности были относительно (в 3–4 раза) меньшими, чем разделяющие их пессимумы.

**Климатическая кривая кайнозоя.** На основе палеонтологических данных палеоклиматическая кривая создана не только для неогена, но и для палеогена. Она отражена на рис. 3, где для сравнения отмечены изменения во времени  $\delta^{18}\text{O}$  для глубинных вод океана [Zachos et al., 2001]. Это сравнение показывает, с одной стороны, принципиальное сходство этих двух кривых, а с другой – определенные отличия. Сходство заключается в характере и направленности основных типов, отличия – в некоторых несовпадениях мелких типов. Самый крупный оптимум кайнозоя отмечен в раннем эоцене. Именно в это время в пределах Северной Камчатки и Корякского нагорья в значительном количестве появились тепловодные морские комплексы (представители *Barbatia*, *Gari*, *Miltha*, *Ostrea*, *Pitar*, *Melania*, *Norta* и др.), сходные во многом с калифорнийскими сообществами, а среди растительности – паратропические формы (пальмы, *Maginitiea*, *Catalpa*, *Osmunthus* и др.) [Нижний палеоген..., 1997]. Эти сообщества маркируются также ассоциациями планктонных фораминифер с *Morozovella wilcoxensis* и пр.

При всей условности приведенной климатической кривой, которая отражает пока лишь самые общие закономерности изменения палеоклимата Камчатки, она, однако, в определенной мере дает климатическую характеристику отдельным отрезкам геологического времени и позволяет в целом судить о палеоклимате (прежде всего о температуре воздуха и морской воды) в тот или иной период в сравнительном плане, т.е. относительно предыдущих периодов. Изломы этой кривой отражают не только местные или региональные флуктуации, но и изменения климата более широкого масштаба.

В настоящее время подобные кривые во многом условны. Мы не можем, например, определить с достаточной точностью в абсолютных цифрах температуры воздуха и морской воды того или иного момента геологического прошлого, отсутствуют пока материалы для выявления мелких климатических флуктуаций (а ведь каждый из намеченных оптимумов может оказаться суммой дробных колебаний). Во многом неясной остается связь во времени трансгрессий и изменений климата, так же как и происхождение тиллоидных образований в отдельных разрезах Северной Пацифики, и т.д. и т.п. Необходимо еще отделить температурные изменения прошлого, связанные не с глобальными, а с местными причинами, обусловленными, в частности, морскими течениями (на что особенно часто обращают внимание японские специалисты), рельефом континентальных окраин, закрытием проливов или разрушением физических барьеров, что в ряде случаев могло приводить к определенным климатическим изменениям.



**Рис. 3.** Тенденции изменения температур морских вод кайнозоя [Гладенков, 2004]

А – изменение температуры глубинных вод океана по изотопным данным [Zachos et al., 2001]; Б – относительное изменение температурного режима в шельфовых зонах Северной Пацифики по моллюскам и фораминиферам; тип климата: X – холодный, ТУ – теплоумеренный, С – субтропический, Т – тропический

**Отражение климатических изменений на разных широтах.** В принципе хорошо известно, что в бореальных широтах климатические флуктуации отражаются более рельефно, чем в тропических районах. Поэтому, не останавливаясь подробно на этом общем феномене, обратим внимание на более локальное, но весьма важное обстоятельство [Гладенков, 1988]. Анализ палеоклиматических материалов по Северной Пацифике показал, что при сравнении данных, отразивших климатические колебания прошлого на разных широтах, при тех или иных корреляциях может появиться определенная ошибка, которая связана с эффектом «климатического клина».



Рис. 4. Схема распространения комплексов моллюсков неогена в пределах Японии, Сахалина и Камчатки [Гладенков, 1988]

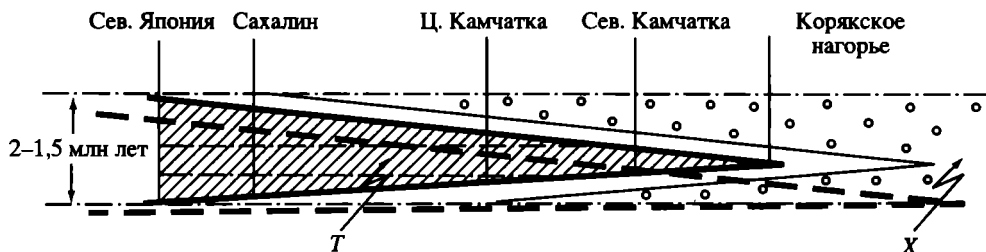
Комплексы: 1 – тропические и субтропические; 2 – бореальные (а – с южнобореальными элементами, б – с северобореальными элементами); 3 – галька ледового разноса; 4 – термофильные комплексы споры и пыльцы и диатомей.

A – *Astarte*, F – *Fortipecten takahashii*, C – *Chlamys cosibensis heteroglypta*, S – *Securella ensifera chehalisensis* – *Chlamys cosibensis cosibensis*, ck – *Chlamys kaneharai*, M – *Mytilus tichanovichi* – *Spisula onnechiuria*, y-p – *Papyridea harrimani* – *Yoldia longissima*, V – *Vicaria-Vicariella*

На рис. 4 хорошо видно, как каждое потепление (или похолодание), имевшее место в прошлом, фиксируется в виде клина осадочных фаций, вершина которого обращена к северу (или югу). Если разница в широте исследуемых районов достаточно велика, может возникнуть ситуация, когда корреляция слоев со следами потепления (или похолодания) встретит определенные затруднения. Дело в том, что в северных районах может проявиться только какая-то часть потепления, которое имело место в южных широтах в полном объеме (рис. 5).

Возможно, что треугольная форма клина, обращенного вершиной к северу или югу (соответственно, при миграции тепловодных видов с южных широт к северным, а холодноводных – наоборот), может иметь вид не равнобедренного (вариант первый), а прямоугольного треугольника (вариант второй). Это будет означать, что начало потепления (или похолодания) проявилось одновременно во всех районах разных широт, без того запаздывания, которое показано в первом варианте.

При этом, однако, продолжительность во времени климатического оптимума (или пессимума), проявившегося в районах, с одной стороны, южных, и с



**Рис. 5.** Схема распространения тепловодных комплексов моллюсков во время первого климатического оптимума миоцена [Гладенков, 1988]

Комплексы: *T* – тепловодный, *X* – холодноводный. Пунктирной и сплошной линиями показаны два возможных варианта положения термоклина

другой – северных широт, будет оставаться, как в первом случае, различной. Во втором варианте первые проявления того или иного климатического события, если их считать приуроченными к одному временному уровню, могут рассматриваться в качестве маркеров при корреляциях.

Однако определить положение вершины термоклина во временной шкале в каждом конкретном случае далеко не просто. Здесь надо учитывать интенсивность потепления (или похолодания) и его продолжительность во времени, географическое (широтное) положение тех или иных районов и их провинциальные особенности (степень изолированности, направление и силу преобладающих морских течений и пр.).

Очень вероятно, что термоклин имеет более сложное строение, чем это показано на рис. 5, и состоит из серии более мелких подставляющих друг друга клиньев. Однако во всех случаях неопровержимым фактом является то, что продолжительность того или иного климатического события в районе, соответствующем положению вершины термоклина, будет меньше таковой в районах, которые попадают на основание этого клина. Это обстоятельство необходимо учитывать.

Рассмотрим первый климатический оптимум миоцена. Его можно считать, как это делают некоторые японские геологи, относительно коротким (около 0,5–1,5 млн лет, что соответствует зоне 8 и части зоны 9 Блоу). В Северной Японии он маркируется горизонтом с викариями и вакириеллами (низы формации Такиноуе).

В наших разрезах он находится на углегорском (Сахалин) и ильинско-нижнекакертском (Камчатка) уровнях. Реперные термофильные комплексы (с большим количеством буковых, а также дозий и пр.) отмечаются даже на Северной Камчатке (в заливе Корфа) и, видимо, Корьякском нагорье (в Нижнехатырском прогибе) и в Анадырском районе. Но считать, скажем, дозиевый горизонт Корфа полным эквивалентом оптимума Японии, возможно, будет излишней смелостью, ибо время его образования было, скорее всего, меньше времени формирования миоценовых слоев с тепловодной фауной Японии. Не исключено, в связи с этим, что приводимую цифру продолжительности оптимума для района надо уменьшить вдвое. Вместе с тем,

часто этот миоценовый оптимум считается более продолжительным по времени, чем это принимается в Японии: его относят к бурдигалу и лангию (и в таком случае он охватывает несколько миллионов лет). В этой связи, естественно, корреляция на палеоклиматической основе требует осторожности. Можно, например, формально сопоставить толщи с относительно теплолюбивыми элементами фауны и флоры одних районов с аналогичными толщами других, но нельзя гарантировать, что точность корреляции не окажется за пределами допустимой ошибки. Так, в принципе, можно предполагать, что интервал потепления, отмеченный на Северной Камчатке, соответствует лишь какой-то («центральной») части интервала потепления Японии.

Следует также отметить еще одну особенность климатических клиньев. Материалы по донным комплексам позволяют рисовать климатическую кривую в достаточно обобщенном виде. Она выглядит относительно плавной со спокойными переходами от одного участка к другому. Между тем такая рисовка может оказаться не совсем верной и в деталях просто неточной. Ведь на фоне кривой, отражающей общую тенденцию изменения климата, в ряде случаев по малакологическим данным, а иногда и по материалам диатомового и фораминиферового анализа намечаются колебания меньшего масштаба. Поиск и корреляция таких флуктуаций становятся важной задачей.

Около 20 лет назад по материалам скв. 289 [Oda et al., 1984] была построена кривая температуры воды древнего моря, на которой четко видно, что на отрезке 14–16 млн лет (первый климатический оптимум) отмечается до 15 пиков. Эта кривая представляется крайне интересной, и получение подобных данных для серии разрезов этого региона может существенно помочь в расшифровке деталей изменения палеоклимата.

**Отражение климатических изменений на литоральных, сублиторальных и батнальных сообществах.** При анализе древних бентосных комплексов как палеоклиматических индикаторов приходится помнить об особенностях их пространственного распространения. Дело в том, что наиболее важными для суждения о температуре поверхностных вод являются, естественно, самые мелководные комплексы (от 0–30 до 50 м). Анализ именно этих комплексов позволяет судить, например, о границе субтропической и бореальной зон, ее смещении во времени и т.п. Но распространение «теплых» водных масс имеет особенность: они часто как бы напозаают на «холодные» воды, образуя своеобразный клин (эффект «теплого клина»). При этом относительно холодноводные комплексы могут частично «уходить» в направлении к югу на глубину. И тогда в одном месте (рис. 6, точка А) можно найти как

**Рис. 6.** Эффект «теплого клина» (термоклин) [Гладенков, 1988]

Комплексы: ТК – относительно тепловодные, ХК – относительно холодноводные



субтропические, так и бореальные элементы (на разных глубинах, конечно), которые при захоронении могут образовать труднорасшифровываемые ориктоценозы.

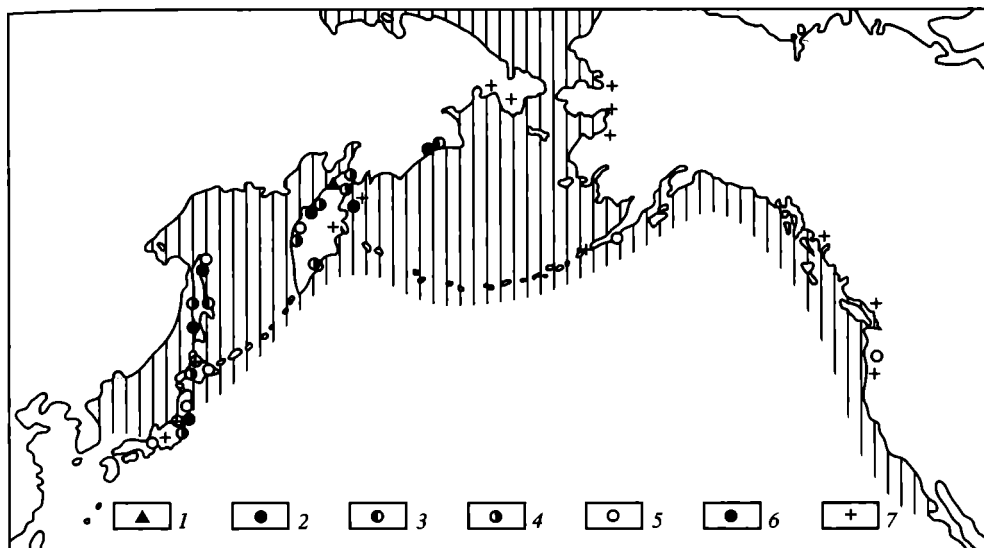
В этой связи, если в ископаемом состоянии найдены лишь сравнительно холодноводные комплексы, вопрос о температурах палеобассейна следует решать с большой осторожностью: вполне возможно, что они свидетельствуют о принадлежности не к палеобореальной зоне, а к относительно глубоководной части субтропических широт (особенно в случае нахождения инфаун). В этом отношении показательным примером является залив Посьет, где сейчас можно найти как субтропические, так и бореальные (на глубине) сообщества [Голиков, Скарлато, 1967].

**Особенности инфауны.** В связи с вышесказанным, специально напомним о роли инфауны в климатических реконструкциях. Как указывалось выше, при климатических потеплениях, которые вызывали существенные миграции тепловодных комплексов к северу, автохтонные сообщества смещались в целом в северном направлении. Однако некоторая их часть оставалась в значительной мере на прежнем месте. Это относится прежде всего к инфауне батиальных и нижнесублиторальных уровней (роды *Yoldia*, *Nuculana*, *Nucula*, *Mascoma*). Хотя, конечно, и некоторые сублиторальные формы в связи с их способностями адаптироваться к новым, более тепловодным условиям (толерантность этих видов вполне это допускала) могли обитать в тех же, что и раньше, провинциях.

Способность инфауны относительно глубоких зон морского дна сохранять свои ареалы можно отнести к одной из особенностей шельфовой биоты прошлого. Это означает, что при потеплениях (и похолоданиях) шельфовые комплексы, как ранее указывалось, практически образовывали два уровня: литорально-верхесублиторальный, наиболее подвижный при смене температуры морских вод, и нижнесублиторально-батиальный, менее подвижный. Нижний уровень, кстати, представляет определенный интерес для масштабных корреляций. Не случайно горизонты с *Portlandella* и *Yoldia*, например, олигоцена, транссируются на тысячи километров (от Японии до Чукотки).

**Центры возникновения таксонов и сенператоры.** Палеобиогеографические реконструкции приводят в ряде случаев к постановке важных проблем в отношении формирования палеосообществ.

На рис. 7 в качестве примера приведена палеобиогеографическая схема Л.В. Титовой для одного из родов гастропод – *Vuccinum* (она очень близка аналогичной схеме рода *Neptunea*). Ее анализ показывает, что представители этого рода появились в Северной Пацифике в эоцене и обитали в морских бассейнах вблизи Японии и Камчатки. В олигоцене – раннем миоцене некоторые виды данного рода переместились к северу, в район Корякского нагорья. Другими словами, до среднего миоцена они отмечались фактически только в западной части Пацифики. И только во второй половине миоцена этот род распространился в восточной части Северо-Тихоокеанской области [Гладенков, Синельникова, 1988]. Если суммировать данные по палеогеографическим схемам других родов и видов моллюсков, то приходится прийти



**Рис. 7.** Геохронологическое и географическое распространение рода *Vuccinum* [Гладенков и др., 1988]

1 – поздний эоцен; 2 – олигоцен; 3 – ранний миоцен; 4 – конец раннего – начало среднего миоцена; 5 – средний–поздний миоцен; 6 – плиоцен; 7 – конец плиоцена – плейстоцена. Штриховкой показан современный ареал

к заключению, что в целом для японско-сахалинско-камчатского региона в эоцене (видимо, позднем эоцене) – неогене были характерны сгущения ареалов и максимумы видового богатства (их называют синператорами).

Из этого можно сделать ряд важных выводов о возможных центрах возникновения новых таксонов в этом регионе, об их постепенном расселении в его шельфовых экосистемах, о значительной устойчивости и в то же время изменении сообществ северо-западного сектора Пацифики.

Наиболее достоверные биогеографические схемы охватывают неоген и, в частности, плиоцен (см. статью К.Б. Барина в настоящем сборнике). Однако сейчас накапливается материал и по палеогену Дальнего Востока. Эти данные свидетельствуют об «обмене» моллюсками азиатской и американской шельфовых зон Северной Пацифики и о неоднократных периодах миграций видов азиатского и североамериканского происхождения. Например, в палеоцене связь камчатских и калифорнийских ассоциаций была весьма тесной (на Камчатке количество общих с Калифорнией форм достигает 50–70%). В среднеэоценовое время на Камчатке количество форм американского происхождения было в 3 раза больше, чем японского, что может тоже говорить о тесных связях биоты североамериканского и североазиатского шельфов. В то же время, в более поздний период (поздний эоцен – олигоцен) камчатский бассейн имел преимущественные связи, видимо, с сахалинско-японским бассейном, так как число форм японского происхождения отмечается здесь в относительно большом количестве.

**Причины миграций бентосных комплексов.** Выше уже говорилось, что одной из главных причин миграций моллюсков являются климатические колебания. Вряд ли нужно объяснять, что потепления вызывают миграции тепловодных комплексов в северном направлении, а похолодания – холоднолюбивых к югу. Эта своеобразная термическая машина работала в кайнозое синхронно по обоим берегам Северной Пацифики – азиатскому и североамериканскому. Известны случаи, когда во время потеплений тепловодные виды перемещались на север на несколько сотен и даже тысяч километров.

Среди других причин миграций можно указать также на морские течения. Их изменение в геологическом прошлом тоже, по-видимому, влияло на распределение не только планктонных, но и шельфовых сообществ – вне зависимости от того, чем были вызваны перестройки системы течений (тектоническими, геоморфологическими, климатическими или иными причинами). Яркой иллюстрацией может служить изменение и смещение течений Пра-Ойя-Сиво и Пра-КуроСию в неогене.

В ряде случаев играют свою роль в расселении комплексов и другие причины. Известно, например, о трансгрессиях плиоцена, связанных, видимо, с эвстатическими колебаниями уровня моря. Некоторые исследователи напрямую связывают с ними появление арктических элементов в тихоокеанских комплексах (с *Astarte borealis* – на уровне 5,4 млн лет, *A. elliptica* – 4 млн лет, *Tridonta*, *Cyrtodaria* – 3,6–3,25, *Astarte montaque* –  $2,2 \pm 0,3$  млн лет).

Наряду с этим имеется еще одно обстоятельство, которое нередко пока недооценивается, но которое может иметь прямое отношение к расселению бентосных ассоциаций. Из анализа палеонтологических материалов можно предположить, что экспансия донных организмов в новые районы в каких-то случаях, видимо, контролируется конкурентным давлением со стороны аборигенного населения. Миграции различных бентосных групп часто обеспечиваются не только и не столько морскими течениями, как это обычно принимается, а биотическими факторами. Иллюстрацией может служить пример с современной биотой Арктического океана, в которой северотихоокеанские роды двустворок составляют до 70%, что связывается с миграцией моллюсков и захватом ими экологических ниш в шельфовых зонах Арктики, обусловленными, видимо, в не последнюю очередь именно биотическими факторами.

Можно привести и другой уже упоминавшийся пример, ставший классическим и относящийся к плиоценовой экосистеме бореальных и арктических широт. Около 5,3–5,4 млн лет назад при первом в неогене открытии Берингова пролива (в силу тектонических движений и/или эвстатических колебаний) имели место миграции морских моллюсков из Тихого океана в Арктику и далее в Северную Атлантику и, наоборот, из Арктики в Тихий океан. Они в отдельные этапы отличались асимметрией: так, миграция в раннем плиоцене из северотихоокеанской области в арктическую по числу видов в восемь раз с лишним превышала шедшую в обратном направлении [Gladenkov A., Gladenkov Yu., 2004].

Сейчас имеется несколько гипотез относительно причин подобных инвазий, многие из которых, кстати, классифицируются как асимметричные, т.е.



ориентированные преимущественно в одном направлении, например, от Японии к тихоокеанскому побережью Северной Америки или от Берингова пролива в Арктику вдоль североамериканского, а не азиатского побережья и пр.

Так, некоторые миграции биоты из одного района в другой связывают с преобладанием числа видов в первом районе, который служил донором для второго. Можно предположить, что миграции могли быть обусловлены также разницей темпов вымирания видов в разных бассейнах (прохорезы шли в стороны районов, где этот темп был выше), что коррелируется с определенными экологическими условиями. При этом иногда отмечают, что эволюция мигрантов тихоокеанского происхождения в Северной Атлантике и Арктике была более заметна, чем у мигрантов, попавших в тихоокеанский бассейн из арктического. Нельзя не принимать также во внимание и влияние на миграции гидрологических особенностей палеобассейнов (перемещение водных масс, морских течений и пр.).

Характер конкретного действия биотических факторов остается пока слабо раскрытым и не очень доказанным, хотя оно несомненно присутствует. В этом отношении, но в более широком смысле, можно думать и о давлении в переходных зонах соседних экосистем друг на друга, приводящем к расширению одних и сокращению других. В этом отношении не случайно отмечается, что преимущественная направленность миграций биоты из Пацифики в Арктику связана именно с большой активностью северотихоокеанской экосистемы.

В широком смысле влияние мигрантов на формирование биоценозов арктической или тихоокеанской экосистем пока до конца не осознано. Занимая определенные экологические ниши, мигранты могут стать важным элементом той или иной экосистемы (скажем, в современных комплексах Северной Пацифики астартиды играют заметную роль и входят в число индексов-видов бореальных биоценозов: *Astarte rollandi*, *A. alaskensis*, *A. ioani* и др.). Закрепляясь в «новых» экосистемах, миграционные элементы со временем становятся существенной частью местных биоценозов и через определенный период сами могут рассматриваться в качестве «местных» в пределах нового этапа геологического времени.

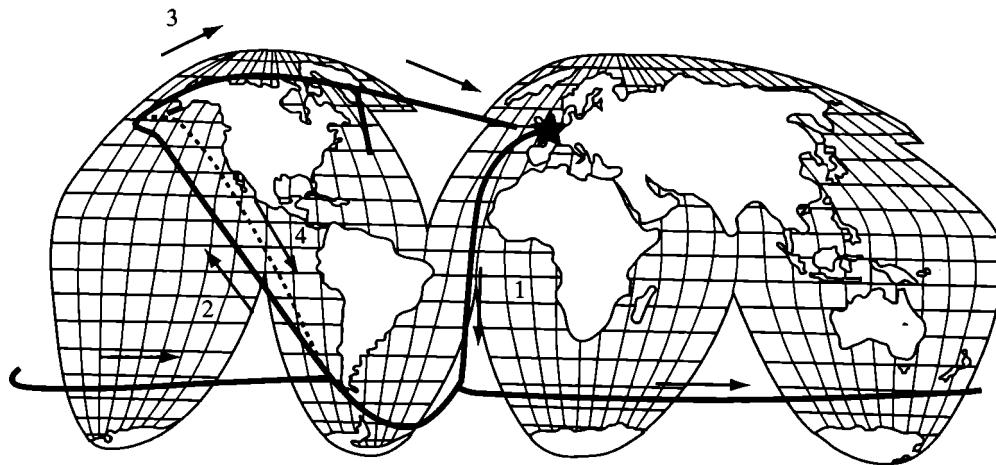
В то же время часть комплексов «пришельцев» могла и не закрепиться в новых биоценозах. Со временем они могли вообще исчезнуть или быть оттесненными. Например, климатический фактор в конце концов привел к формированию в плиоцене–квартере своеобразной арктической фауны, где бореальные формы или изменили свои ареалы (и «отошли» в более южные широты) или частично вынуждены были использовать какие-либо приспособительные возможности (становиться более холодоустойчивыми и пр.). В результате в Арктике после похолодания 2,7 млн лет назад и особенно в четвертичное время были сформированы сначала арктобореальные, а затем и арктические сообщества. Например, комплекс моллюсков с *Portlandia* появился в Арктическом бассейне в начале квартала (он отмечен в эоплейстоцене Исландии) и широко распространился по всему шельфу региона, заходя во время сильных похолоданий через Берингов пролив и в Северную Пацифику [Гладенков, 1978].

Вместе с тем, не следует относиться к интерпретациям миграционных явлений излишне прямолинейно, относя все изменения ареалов родов и видов к смене климата или, точнее, температур поверхностных вод. Сейчас появляется целый блок интересных работ, которые вскрывают весьма сложные процессы изменения биохорем таксонов или сообществ во времени и пространстве. Рассмотренные в историческом аспекте, они приводят к непростым и даже в какой-то мере непривычным реконструкциям.

Например, недавно при анализе рода *Hiatella* выяснилось следующее. Этот род возник в мезозое и был связан с холодно-умеренными и полярными регионами кайнозоя [Gordillo, 2001]. Большая изменчивость, приспосабливаемость к разным средам обитания, способность к перемещению – все это способствовало широкому (биполярному) распространению хиателл. На рис. 8 показаны предполагаемые пути миграций этого рода, данные в геологической последовательности от эоцена донныне. Многое здесь остается неясным. Например, почему миграции проходили сначала из Северной Атлантики в Южное полушарие (эоцен), а затем последовательно в Северную Пацифику (олигоцен) и далее в Арктику (плиоцен) и южные моря (квартер). Подобные примеры заслуживают специального детального анализа.

**Некоторые нерешенные проблемы.** Вместе с успехами в раскрытии биогеографических ситуаций прошлого имеются проблемы, которые требуют специального анализа в будущем. Это относится к характеру освоения шельфовых зон донными палеосообществами, скорости миграционных процессов и т.п.

Например, недостаточно пока раскрыт вопрос о путях миграции донных комплексов тихоокеанского происхождения в Арктике – от Берингова



**Рис. 8.** Предполагаемые маршруты распространения *Hiatella* в разные геологические периоды

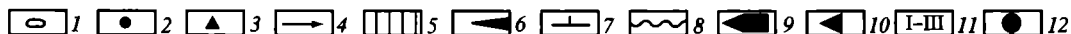
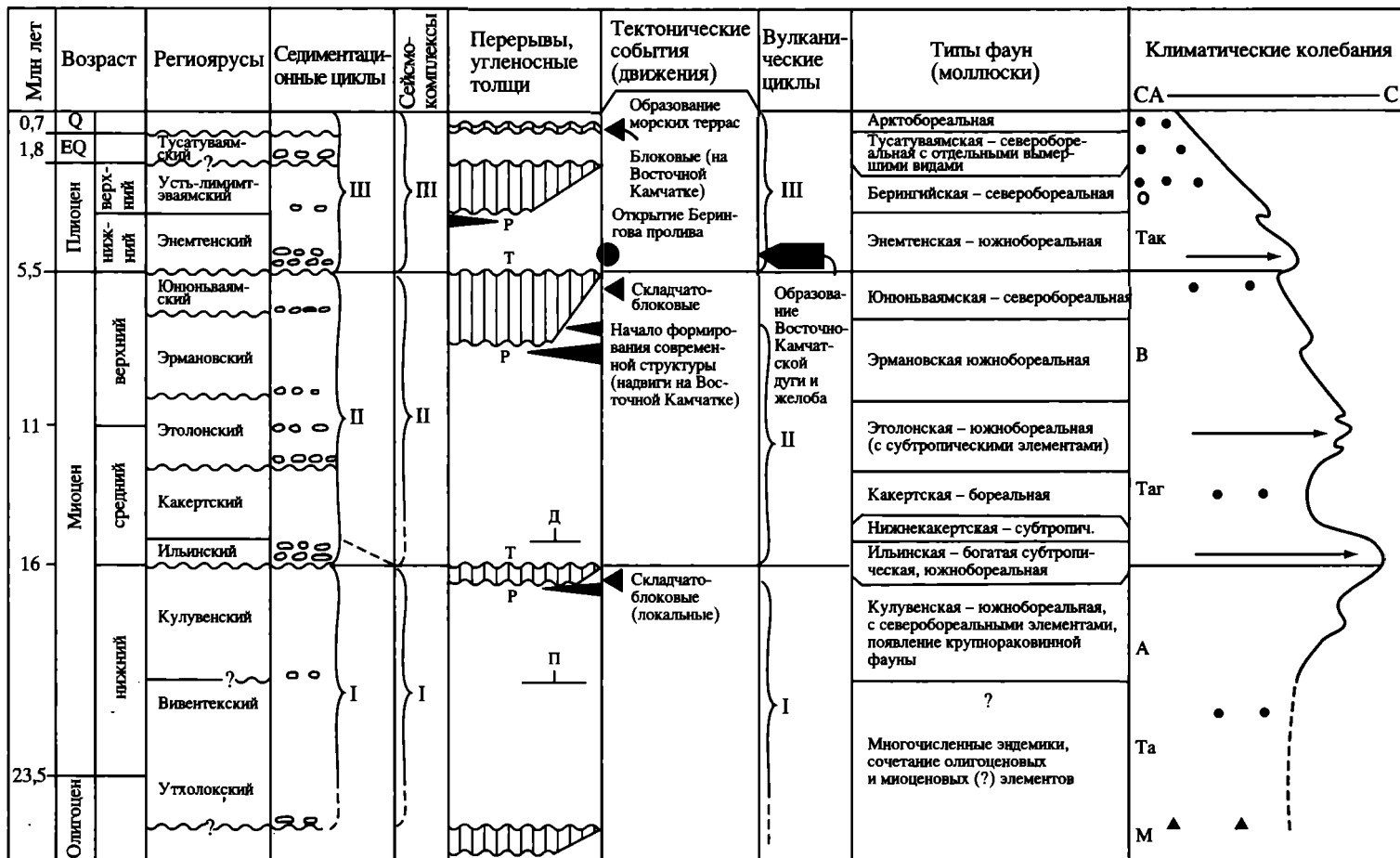
1 – из Северной Атлантики, 2 – из Южного океана, 3 – из Северной Пацифики через Арктику, 4 – из Северной Пацифики в южные моря [Gordillo, 2001]

пролива до североатлантических районов. Какие шельфовые зоны они преимущественно использовали: арктические евроазиатские или североамериканские, – пока не ясно. Отсутствие соответствующих данных не позволяет в связи с этим восстанавливать направленность морских течений и характер гидрорежима прошлого. А для миграции североатлантических сообществ (с *Astarte*) в Пацифику и, наоборот, тихоокеанских (с *Mya*, *Neptunea* и пр.) в Северную Атлантику эти факторы были весьма важными. Здесь, кстати, уместным выглядит упоминание о физических и климатических барьерах. В Арктике в настоящее время в качестве физического барьера выступает, например, Новосибирское мелководье, влияющее на распространение шельфовой биоты. На это же распространение влияет сейчас и специфический температурный режим этого региона – низкая температура воды, наличие пакового льда и распресненных вод вдоль него. В неогене климатические условия были, видимо, иными (температура воды более высокая, чем в четвертичное время), иначе моллюски бореального типа из Пацифики не смогли бы пересечь холодные воды (арктического типа) Полярного бассейна. Но каким путем мигранты североатлантического происхождения «дошли» до Берингова пролива (с учетом направленности морских течений прошлого) – неясно.

Как уже говорилось, остается пока разночтение и в оценке скорости миграции биотических комплексов в шельфовых зонах того или иного бассейна и прежде всего на шельфах бассейнов, куда попадали мигранты через проливы из других водоемов. Была ли эта скорость практически «мгновенной» или растянутой на миллионы лет, в свете собранных данных пока не расшифровано окончательно. Ведь если Берингов пролив открылся 5,4 млн лет назад, а «пришельцы» из Тихого океана в Северной Атлантике появились около 4,7–4,8 млн лет назад [Mejer, 1993] – это самые древние из имеющихся датировок, то можно подсчитать, что для пересечения Арктического бассейна (6–7 тыс. км) донным комплексам, видимо, понадобилось около 0,5 млн лет. Однако эти данные нуждаются в уточнении. Окончательные выводы можно будет получить только на основе новых детальных исследований (послойные сборы всех групп ископаемых, анализ их систематического состава и биогеографических характеристик). Между тем, из данных по астартидам, которые прошли из Арктики в Тихий океан и распространились от Берингова пролива до Камчатки и Японии в конце миоцена – начале плиоцена, следует, что их расселение в Северной Пацифике произошло геологически мгновенно.

Заканчивая заметки по некоторым аспектам, входящим в круг палео-биогеографических проблем, хотелось бы обратить внимание на несколько моментов.

Первое. Надо сказать, что палеобиогеография особенно информативна и полезна для геологии в тех случаях, когда она базируется не только на ареалах отдельных таксонов низкого уровня, но и на ареалах сообществ с их типичными таксонами разных групп и характерными доминантами того или иного временного интервала. Кроме того, для выделения биогеографических подразделений крупного масштаба приходится использовать «другой



инструмент» – таксоны высокого ранга (рода, семейства и пр.). Однако все-таки при этом надо понимать, что начало обобщающих построений, важных для региональной стратиграфии, лежит в анализе первичных данных по видовым и родовым таксонам. Этот анализ особенно важен, если действительно ставится цель использовать биогеографические данные в стратиграфических целях – для выделения пространственной значимости таких подразделений, как биостратиграфические зоны (или лоны) или ярусы и региоярусы (горизонты).

Второе. Безусловно, признавая определенную самостоятельность палео-биогеографических построений, следует обратить внимание на необходимость их комплексации с другими геологическими данными («бассейновыми», седиментационными, палеоклиматическими и пр.), что позволяет контролировать эти построения и делать их более геологически обоснованными, рассматривая их в контексте геологической истории и взаимосвязи различных событий. В этом отношении чрезвычайно полезным является создание *календарей геологических событий*. Эти календари наглядно показывают геологическую ситуацию, на фоне которой происходили палеогеографические и палеобиогеографические перестройки. Сошлемся только на один старый пример из нашей практики. На рис. 9 отражены сценарий и тренд изменения разных геологических процессов неогена на территории Камчатского региона. Даже самый общий анализ этого рисунка может привести к ряду важных выводов в оценке палеогеографических обстановок.

Третье. Двигаясь в направлении определенной формализации понятий и терминов, относящихся к палеобиогеографии, нужно очень деликатно относиться к тем или иным рекомендациям на этот счет. Здесь всегда можно нарушить здравый смысл. Выделение биохорей по разным ископаемым группам различных временных эпох (особенно палеозоя) может оказаться в рамках неодинаковой достоверности и достижимости. Однако во всех случаях каждый исследователь должен четко объяснить свой подход к процедуре палеобиогеографического районирования, чтобы его коллеги быстро поняли, как надо делать и какие преимущества у этого подхода.

Четвертое. В ряду палеобиогеографических проблем по морским бассейнам всегда остро будет стоять вопрос о сходстве или различии биогеографии планктона, с одной стороны, и бентоса – с другой. Или иная проблема – определенное «несходство» биогеографий мелководных сообществ и относительно глубоководных ассоциаций. Особое внимание при этом всегда будет привлекать также анализ положения в пространстве и времени эко-

←  
Рис. 9. Корреляция геологических событий неогена Камчатки [Гладенков, 1988]

1 – конгломераты; 2 – галька ледового разноса; 3 – валуны и глыбы; 4 – миграция тепловодных комплексов; 5 – перерывы; 6 – угленосные формации; 7 – появление песчаников (П); диатомитов (Д); 8 – несогласия, размывы; 9 – образование Восточно-Камчатской вулканической дуги и Камчатского желоба; 10 – тектонические движения; 11 – крупные циклы и климатические оптимумы; 12 – открытие Берингова пролива. Т – трансгрессии; Р – регрессии.

Типы фаун Северной Японии: М – Момидзияма, Та – Татсукобу-Тсубетсу, А – Асахи, Таг – Тагешита, В – Вакканай (Шиобара), Так – Такикава, О – Омма-Мангандзи.

Климат: СА – субарктический, С – субтропический

тонных (переходных) зон, которые во многих случаях являются отражением как климатических, так и разных палеогеографических, гидрологических и других обстановок прошлого.

И последнее. Накопление материалов по палеобиогеографическим проблемам приведет, видимо, к более взвешенному и более, чем сейчас, универсальному подходу к их решению. Здесь очень важны всесторонние обсуждения и конструктивная критика предлагающихся вариантов и моделей по этой тематике. От обоснованности палеогеографических и палеобиогеографических построений в значительной мере зависит интерпретация многих геологических вопросов. Представляется, что палеогеография должна предшествовать или сопровождать, например, тектонические реконструкции, которые обычно «живут своей жизнью». В связи с этим палеогеографы часто справедливо критикуют тектонические модели. Однако все-таки, как любил говорить В.В. Меннер, всегда лучше не столько критиковать, сколько что-то предлагать.

В заключение хочется сказать следующее. В.В. Меннер принадлежал к выдающимся ученым отечественной геологии и стратиграфии. С его деятельностью связано развитие как традиционных, так и новых перспективных направлений стратиграфических исследований. Он всегда умел определить их место в геологических работах и высветить их положительные стороны. В этом отношении он как стратег оценивал и громадную роль палеогеографии (в широком смысле) в стратиграфических изысканиях. Подтверждением этому может служить хотя бы одно из его высказываний двадцатилетней давности, которым мы и закончим данную статью.

«Палеогеографические построения в геологии всегда пользовались правом гражданства, но только в XX в. их стали использовать как метод исследований, и это во многом определило результативность работ советских стратиграфов. Сейчас палеогеографические методы в виде так называемой экостратиграфии входят все шире и шире и в международную практику стратиграфических работ. Они обещают в ближайшем будущем вывести стратиграфические исследования на широкую столбовую дорогу, идя по которой геологи, наконец, смогут осветить в деталях реальный ход геологической истории нашей планеты, понять обуславливающие его причины; на этой основе они получат возможность судить и о предстоящих изменениях окружающей нас среды, что с каждым годом по мере развития человечества приобретает все большее и большее значение» [Меннер, 1979].

Работа выполнена при финансовой поддержке проектов РФФИ (№ 05-05-64072) и РФФИ-JSPS (№ 05-05-66935ЯФ).

#### ЛИТЕРАТУРА

- Вернадский В.И.* Биосфера. Л.: Изд-во науч.-техн. лит., 1926. 170 с.  
*Гладенков Ю.Б.* Морской верхний кайнозой северных районов. М.: Наука, 1978. 194 с.  
*Гладенков Ю.Б.* Стратиграфия морского неогена северной части Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1988. 210 с.  
*Гладенков Ю.Б.* Зоны перехода от океана к континентам: опыт стратиграфических и палео-экосистемных исследований // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 9. С. 11–34.

- Гладенков Ю.Б. Биосферная стратиграфия: (Проблемы стратиграфии начала XXI в.). М.: ГЕОС, 2004. 119 с.
- Гладенков Ю.Б., Братцева Г.М., Синельникова В.Н. Морской кайнозой залива Корфа восточной части Камчатки // Очерки по геологии северо-западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. М.: Наука, 1987. С. 5–73.
- Гладенков Ю.Б., Синельникова В.Н. Моллюски и климатические оптимумы миоцена Камчатки. М.: Наука, 1990. 174 с.
- Гладенков Ю.Б., Синельникова В.Н., Титова Л.В. Этапность развития фауны шельфовых бассейнов неогена Камчатки (на примере букцинид) // Литология и стратиграфия мезозоя и кайнозоя восточных районов СССР. М.: Наука, 1988. С. 68–134.
- Голиков А.Н., Скарлато О.А. Моллюски залива Посъет (Японское море) и их экология // Моллюски, их роль в биоценозах и формировании фаун. Л.: Наука, 1967. С. 5–154.
- Гурьянова Е.Ф. Закономерности распределения современной морской фауны и принцип районирования Мирового океана // Вопросы палеобиогеографии и биостратиграфии. М.: Госгеолтехиздат, 1957. С. 15–24.
- Зенкевич Л.А. О задачах, объекте и методе морской биогеографии // Зоол. журн. 1947. Т. 26, вып. 3. С. 5–26.
- Макридин В.Л., Мейен С.В. Палеогеографические исследования // Современная палеонтология. М.: Недра, 1988. Т. 2. С. 5–30.
- Мейен С.В. Введение в теорию стратиграфии. М.: Наука, 1989. 213 с.
- Меннер В.В. Биостратиграфические основы сопоставления морских, лагунных и континентальных свит. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 373 с.
- Меннер В.В. Задачи стратиграфии и палеогеографические методы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 12. С. 20–29.
- Нижний палеоген Западной Камчатки / Ю.Б. Гладенков, А.Е. Шанцер, А.И. Челебаева и др. М.: ГЕОС, 1997. 366 с.
- Решения рабочих Межведомственных региональных стратиграфических совещаний по палеогену и неогену восточных районов России – Камчатки, Корякского нагорья, Сахалина и Курильских островов / Под ред. Ю.Б. Гладенкова. М.: ГЕОС, 1998. 177 с.
- Chinzei K. Neogene molluscan fauna in the Japanese Islands: An ecologic and zoogeographic synthesis // Veliges. 1978. Vol. 21, N 2. P. 155–170.
- Gladenkov A.Yu., Gladenkov Yu.B. Onset of connections between the Pacific and Arctic Oceans through the Bering Strait in the Neogene // Stratigr. and Geol. Correlation. 2004. Vol. 2, N 2. P. 175–187.
- Gordillo S. Puzzling distribution of the fossil and living genus *Hiatella* (Bivalvia) // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 2001. Vol. 165. P. 231–249.
- Hallam A. Facies interpretation and the stratigraphic record. Oxford; San Francisco: Freeman, 1981. 327 p.
- Ikebe N., Tsuchi R. Synopsis of Japanese Neogene stages // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1984. Vol. 46. P. 1–10.
- Ingle J.C., Jr. Neogene Foraminifera from the northeastern Pacific Ocean, Leg 18, Deep Sea Drilling Project // Init. Rep. DSDP. 1973. Vol. 18. P. 517–567.
- Marincovich L. Eastern Pacific molluscan bioevents and their relation to Neogene planktonic datum planes // Pacific Neogene datum planes / Ed. by N. Ikebe, R. Tsuchi. Tokyo: Tokyo Univ. press, 1984. P. 69–74.
- Mejer T. Stratigraphic notes on *Macom* (Bivalvia) in the southern part of the North Sea basin and some remarks on the arrival of Pacific species // Scr. geol. 1993. Spec. issue 2. P. 297–312.
- Oda M., Hasegawa S., Handa N. Integrated biostratigraphy of planktonic foraminifera, calcareous nanofossils, radiolarians and diatoms of Middle and Upper Miocene sequences of Central and Northeast Honshu, Japan // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1984. Vol. 46. P. 53–69.
- Zachos J., Pagani M., Sloan L. et al. Trends, rhythms and aberrations in global climate 65 Ma to Present // Science. 2001. Vol. 292. P. 686–693.

**ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЯ, ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ  
И ПАЛЕОГЕОДИНАМИКА**

Палеобиогеография является весьма эффективным инструментом палеогеографических и палеогеодинамических реконструкций. Приводятся правила классификации, номенклатуры и описания биогеографических единиц (биохорем), предложенные Международной общественной ассоциацией «Друзья палеобиогеографии». Обсуждаются принципы и методы исследований в палеобиогеографии. Показано, что палеобиогеографическое районирование морских акваторий основывается главным образом на анализе ареалов таксонов. Ранг биохорем определяется преимущественно рангом эндемичного таксона и геоисторически. Описывается реконструкция профиля дна палеобассейна с помощью анализа катен бентосных сообществ. Горизонтальные перемещения плит и террейнов в Палео-Пацифике контролируются последовательностью биогеографических ассоциаций таксонов морских беспозвоночных в разрезах на сиалических массивах. Время формирования морских проливов на месте будущих зон рифтинга и спрединга устанавливается по времени территориального разобщения ареалов таксонов. Устойчивость в геологическом времени зон смешанных бореальных и тетических фаун в пределах конкретных широт свидетельствует об отсутствии перемещений плиты в пространстве. Делается вывод о том, что палеобиогеографический метод не менее эффективен для оценки горизонтальных перемещений плит и террейнов, чем палеомагнитный, геохимический и структурный.

**V.A. Zakharov**

**PALEOBIOGEOGRAPHY, PALEOGEOGRAPHY  
AND PALEOGEODYNAMICS**

Paleobiogeography is rather effective tool of paleogeographical and paleogeodynamics reconstructions. Rules of classification, the nomenclature and the description of biogeographical units (biochoremas), suggested by the International public association «Friends of paleobiogeography» are resulted. Principles and methods of researches in paleobiogeography are discussed. It is shown, that paleobiogeographical division into districts of sea water areas is based, mainly, on the analysis of taxon areals. The rank biochoremas is determined mainly by a rank endemic taxon and geohistorical approach. Reconstruction of a bottom paleobasin's profile with the help of the catena analysis of benthonic communities is described. Horizontal movings of plates and terranes in the Northern Paleo-Pacific are supervised by sequence of biogeographical taxon associations of the sea invertebrates in sections. Time of formation of sea passages for a place of the future rifting and spreading zones is established on time of territorial dissociation of taxon areals. Stability in geological time of zones mixed boreal and tethyan fauna within the limits of latitudes testifies to absence of movings of a plate in space. It is judged that the paleobiogeographical method is not less effective for an estimation of horizontal movings plates and terranes, than paleomagnetic, geochemical and structural.



Зоогеография «указывает нам, причем способом, который недоступен другим наукам, какие черты земной поверхности наиболее древние и наиболее устойчивые, а какие – новейшие».

*Wallace, 1876 по: [Паттерсон, 1988]*

## ВВЕДЕНИЕ

Палеобиогеография – мощный инструмент познания лика земной поверхности в геологическом прошлом. То, что лик нашей планеты менялся во времени, представляется очевидным. Новое поколение специалистов по наукам о Земле иногда связывает этот вывод только с успехами теории тектоники плит. Не отрицая эмоционального воздействия геодинамических моделей, в особенности, реализованных на мультимедийной основе, следует все же признать, что глобальные палеогеографические реконструкции появились задолго до плейттектонических (см., например: [Termier H., Termier G., 1952, 1960].

Значительный вклад в палеогеографические реконструкции на разных этапах истории Земли внесла и палеобиогеография – наука о закономерностях распространения организмов в геологическом прошлом. Не случайно уже на ранних стадиях становления биогеографии как науки геологический аспект оказался в центре внимания ее основателей: причины и закономерности биогеографической дифференциации морских и наземных организмов они объясняли исторически сложившимися условиями среды (Дж. Дана, 1853 г. и Э.Форбс, 1854 г. по: [Кафанов, Кудряшов, 2000]), [Дарвин, 1991], (Уоллес, 1876 г. по: [Паттерсон, 1988]). Современные биологи придерживаются этого аспекта, определяя биогеографию как науку о географических закономерностях размещения любых проявлений жизни и живого на поверхности Земли в геологических масштабах времени [Гурьянова, 1957; Кафанов, Кудряшов, 2000]. Флоры и фауны разных участков континентов и морей различаются (факт) и эти различия сложились исторически (объяснение). Если это так, то закономерности размещения организмов, установленные для разных геологических эпох, могут быть объяснены с позиций современного их толкования.

В палеобиогеографии, как и во многих других науках о Земле, задачи решаются с привлечением принципа актуализма, в соответствии с которым законы, управлявшие природой в геологическом прошлом, были теми же, что и ныне. Например, пойкилотермные животные холодных и теплых вод в современных морях и океанах закономерно расселяются благодаря контролю температурой, которая формирует различную термопатию видов беспозвоночных. По К.Н. Несису [1982, с. 116], термопатия современного вида может быть определена «...по теплоустойчивости клеток [Жирмунский, 1964], половых продуктов, видовым температурным константам размножения и ранних стадий развития, термопреферендуму взрослых особей... Эти характеристики не совпадают, но все они интегрируются в ареале. Поэтому термопа-

тию можно вывести из особенностей ареала вида». Таким образом, животные, обитавшие при сходных условиях, будут иметь близкие ареалы. Этот постулат крайне важен для поддержки сложившейся среди палеонтологов практики районирования палеоакваторий по ареалам таксонов. Основанное на ареалологическом методе районирование по фауне и флоре позволило в конечном итоге установить существование климатической зональности на Земле. Таким образом, вполне естественно, что палеобиогеография заимствует у биогеографии многие методы исследований. Однако следует иметь в виду, что и среди неонтологов так же, как среди палеонтологов, нет единства в принципах и методах исследования.

## БИОГЕОГРАФИЯ И ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЯ

Итак, палеобиогеография наиболее тесно связана с биогеографией. Тем не менее, палеобиогеография настолько же самостоятельна, насколько самостоятельна палеонтология по отношению к биологии. Хотя у палеобиогеографии, как отрасли знаний, имеются свои собственные цели и задачи, в их реализации она опирается на те же биологические законы, что и биогеография. Понятно, что ископаемый материал имеет свои особенности и методы его изучения. Как и в биогеографии, предметом исследований в палеобиогеографии является ареал, фауна, флора и биота в целом. Современные биологи предлагают не разделять, и тем более не противопоставлять, палеобиогеографию биогеографии. Они апеллируют к тому факту, что особенности распространения организмов на поверхности Земли – на суше и в море – сложились исторически.

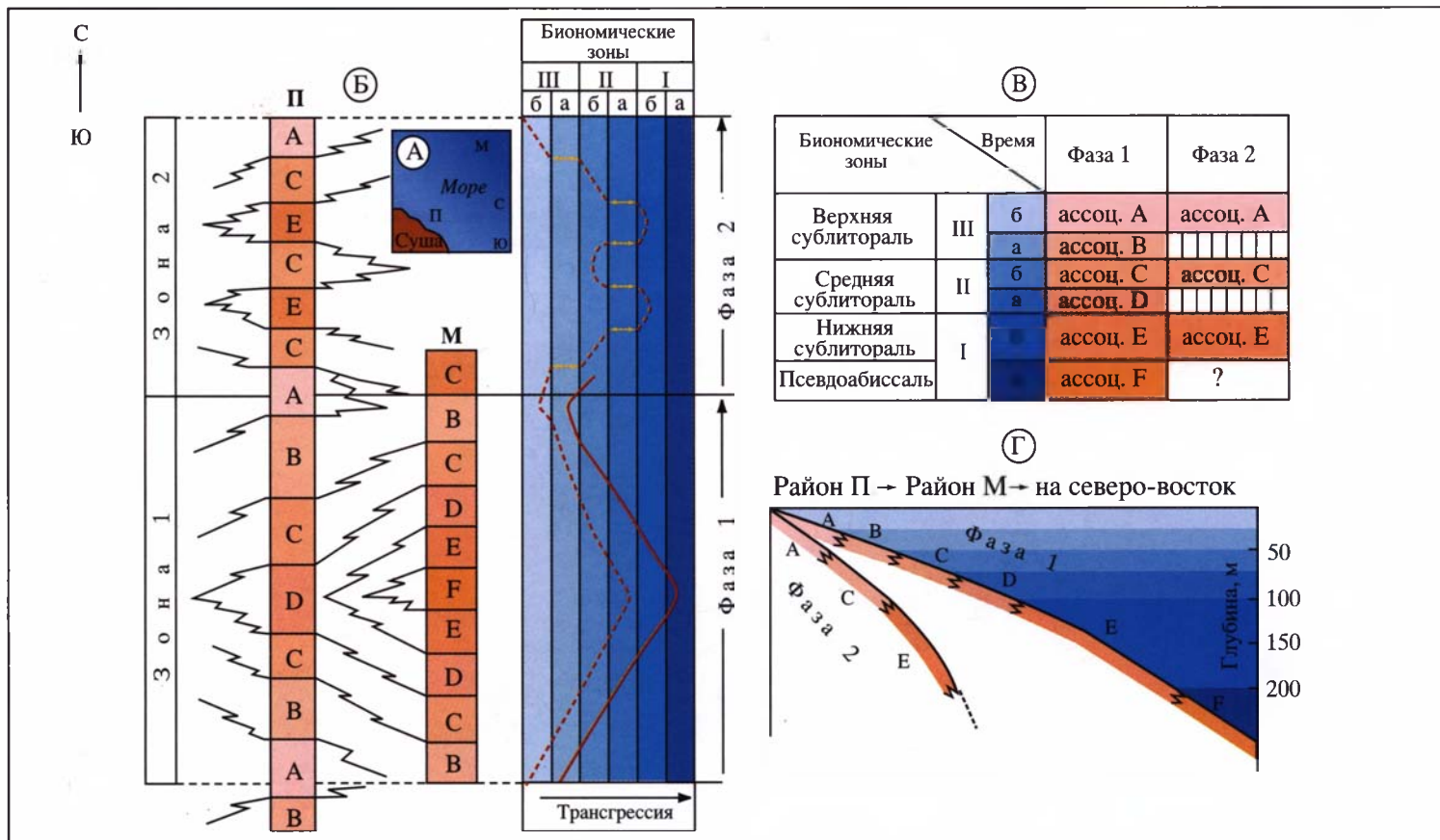
В геологическом прошлом, как и ныне, живые организмы неравномерно распределялись в пространстве. Причиной тому были разные условия обитания. Различия определялись не только наличием моря и суши (по крайней мере, с силура), но и климатической (по крайней мере, с позднего девона), вдольбереговой (эффект берега), высотной (эффект рельефа) и глубокowodной (эффект глубины) зональностями.

По А.И. Кафанову и В.А. Кудряшову [2000, с. 16], «...любые биогеографические факты, события и закономерности можно рассматривать как в экологическом (современном), так и эволюционном (геологическом) масштабах времени». Исходя из представления о многоаспектности биогеографии, эти авторы предлагают рассматривать ее геологический аспект наряду с географическим и биологическим [Кафанов, Кудряшов, 2000, там же]. Это предложение кажется логичным лишь для времени, в течение которого легко прослеживается история таксонов, фаун и флор. Как правило, это время ограничивается поздним кайнозоем. По мере углубления в геологическую историю возможность прямого использования биогеографических методов в палеобиогеографии все более ограничивается. Палеонтолог в отличие от неонтолога прежде, чем приступить к биогеографическим построениям, должен реконструировать биоту геологического прошлого и среду ее обитания. На этом пути палеобиогеография многое заимствует у различных отраслей знания, в поддержке которых биогеография не нуждается [Макри-



**Рис. 1.** Биохоремы на рубеже юры и мела в Северном полушарии (за основу взят рис. 2 из: [Захаров, Рогов, 2003] с добавлениями)

Демонстрируется соподчинение трех категорий основных палеобиохорем: надобласти, области и провинции (З-Е – Западно-Европейская, В-Е – Восточно-Европейская провинции)

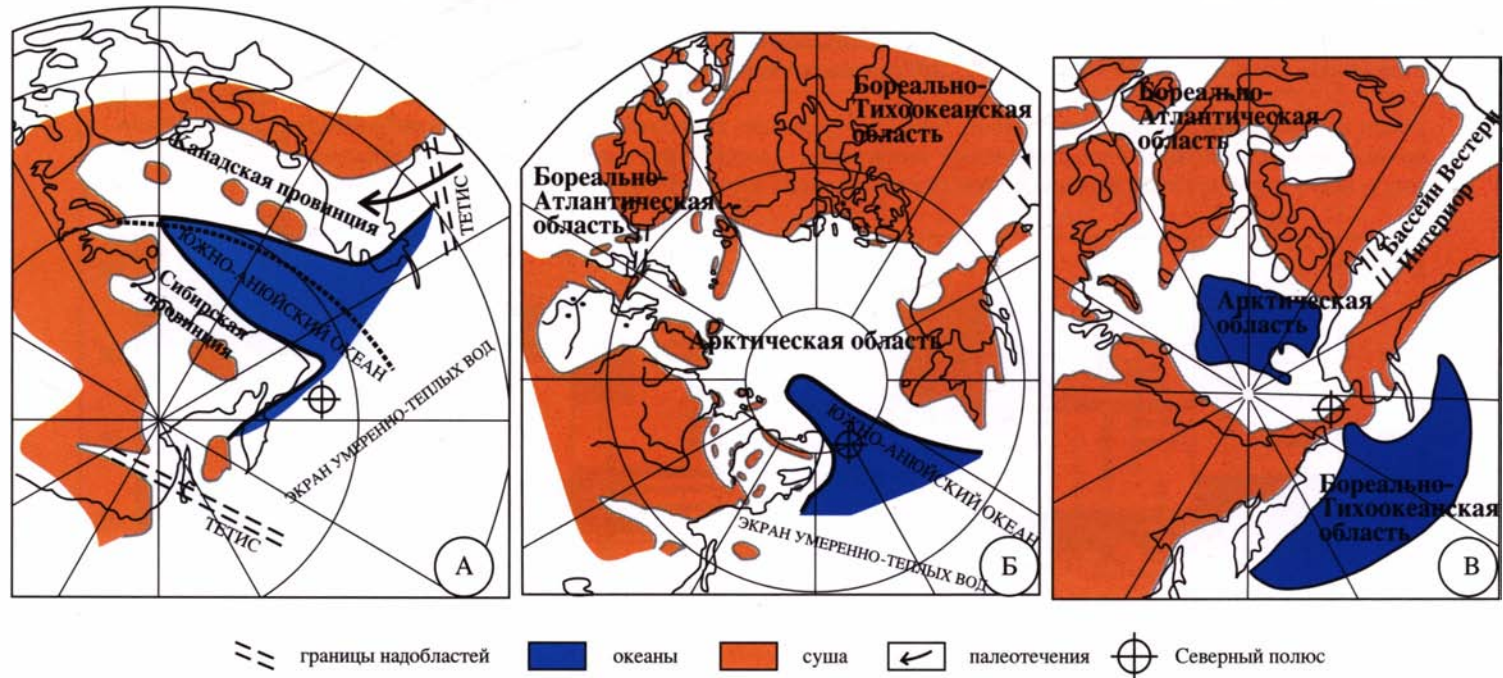


**Рис. 2.** Схема реконструкции рельефа дна палеобассейна при анализе катены бентоса (по: [Захаров, Шурыгин, 1985])

А – палеогеографическое положение исследуемых разрезов – прибрежного (П) и мористого (М); Б – рекуррентная смена автохтонных танатоценозов в трансгрессивно-регрессивных циклах двух синхронных разнофациальных разрезов и реконструкция последовательной (во времени) смены биономических зон; В – распределение ассоциаций двустворок по биономическим зонам (катена) в изученном районе палеобассейна (см. фрагмент А): А–F – сообщества двустворок, основные ассоциации которых реконструированы по соответствующим ориктоценозам в разрезах; Г – схематический батиметрический профиль исследуемого участка палеобассейна в разных фазах.

Вертикальная штриховка – выпадение ассоциации (биономической зоны) из катены (на профиле дна); ломаные линии – фациальные переходы; А–F – автохтонные танатоценозы (и ассоциации) мелководья (III): б – приближенного к берегу, а – удаленного от берега, умеренных глубин (II: б, а – см. III), нижнесублиторальных (Iб) и псевдоабиссальных (Iа)

На графике «трансгрессия» показаны смещения биономических зон: пунктирная линия – для прибрежного разреза (А–П), сплошная линия – для мористого разреза (А–М)

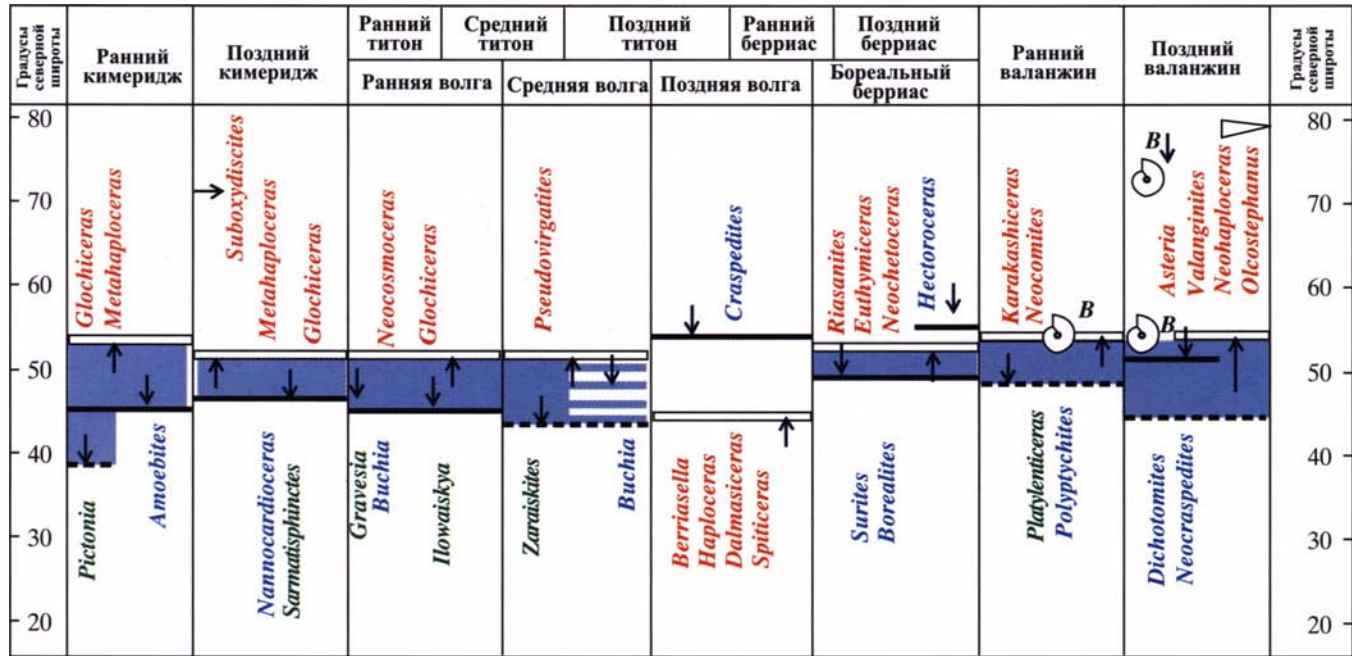


**Рис. 3.** Реконструкция Южно-Анжуйского океана в триасе (А), средней юре (Б) и Амеразийского бассейна в позднем мелу (В) (по данным палеобиогеографии [Захаров и др., 2002 а, б])

Граница между Канадской и Сибирской биогеографическими провинциями в триасе проходила по океанической впадине, которая затрудняла обмен фаунами. Фауна среднеюрской Арктической биогеографической области значительно менее дифференцирована, что свидетельствует об отсутствии существенных преград (океанической впадины) на путях циркумарктической миграции. Систематический состав моллюсков позднемеловой Арктической биогеографической области весьма гомогенный, что объясняется свободным обменом между канадскими и сибирскими акваториями



А

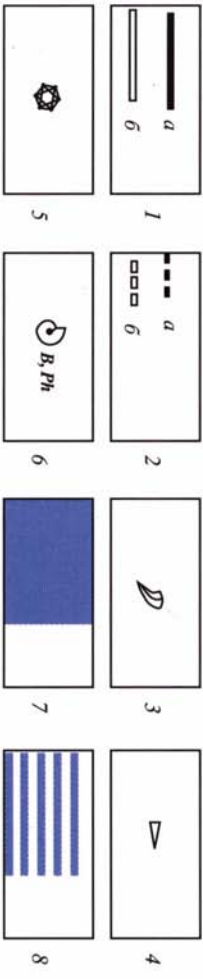
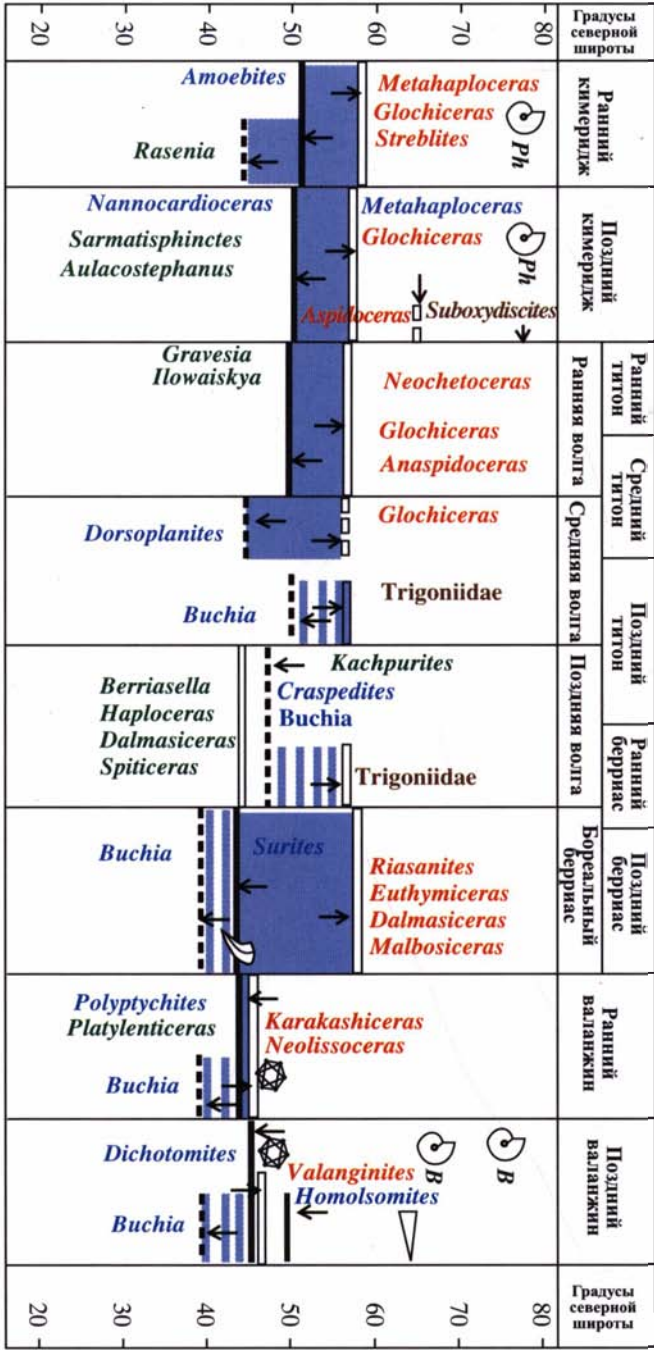


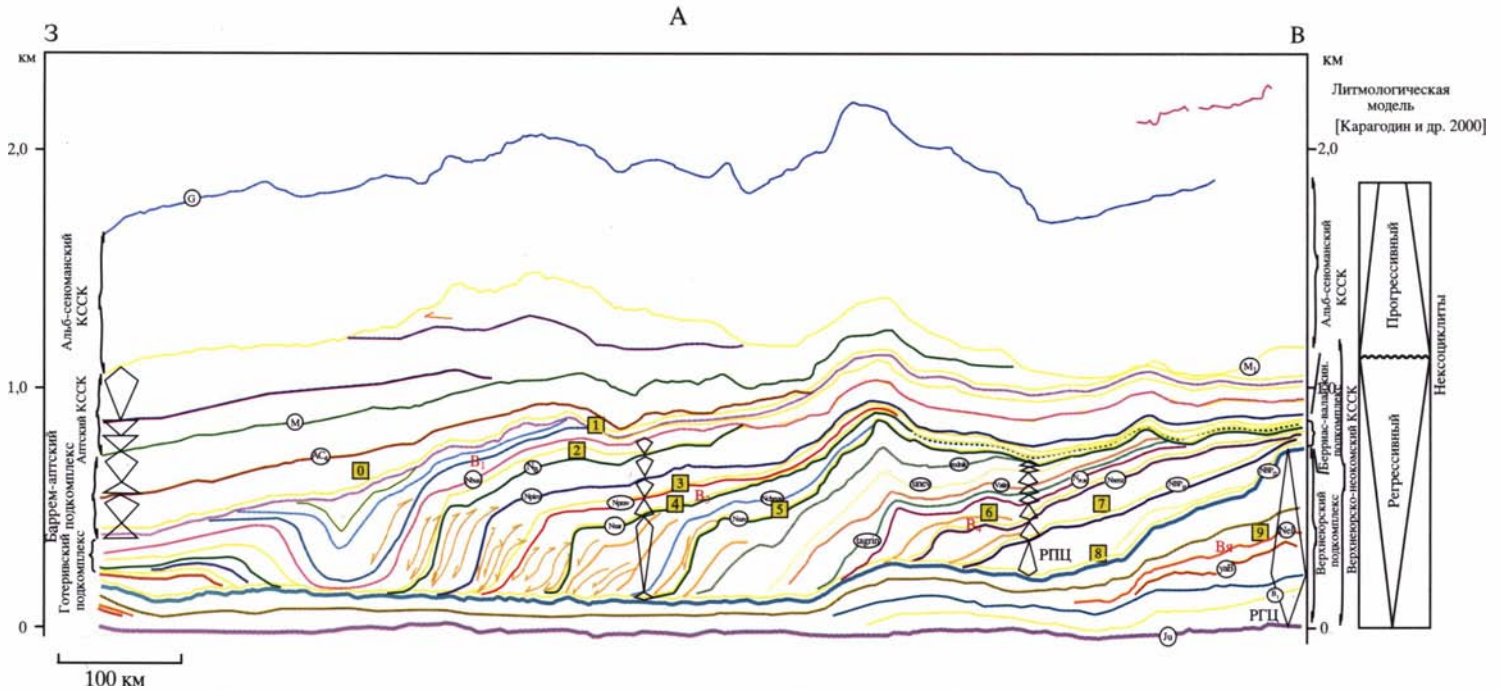
**Рис. 4.** Местоположение бореально-тетического экотона и границы между надобластями Бореальной и Тетис-Панталасса в Бореально-Атлантической области в кимеридже – валанжине. Поскольку зона экотона в течение более 20 млн лет сохраняет положение в пределах интервала широт 45–55° с.ш., предполагается, что европейская плита не перемещалась в указанное время к северу.

А – Западно-Европейская провинция; Б – Восточно-Европейская провинция; 1, 2 – границы распространения бореальных (а) и тетических (б) экспансий (1) и проникновения (2); 3–6 – находки вместе с бореальными аммонитами: 3 – рудистов, 4 – тетических белемнитов (*Hibolites*), 5 – колониальных кораллов, 6 – океанических аммонитов высоких широт (*Ph* – *Phyllocerata*; *B* – *Bochianites* – *Ammonitida*, *Perisphinctina*); 7 – экотон по аммонитам; 8 – экотон по двустворчатым моллюскам

Палеобиогеографическая приуроченность аммонитов и двустворчатых моллюсков обозначена цветом, например, аммониты: тетические – красным, бореальные (потомки тетических) – коричневым, низкобореальные – зеленым, высокобореальные (арктические) – синим. Двустворчки: бореальные – *Buchia*, тетические – *Trigoniidae* (из: [Захаров, Рогов, 2003])

В

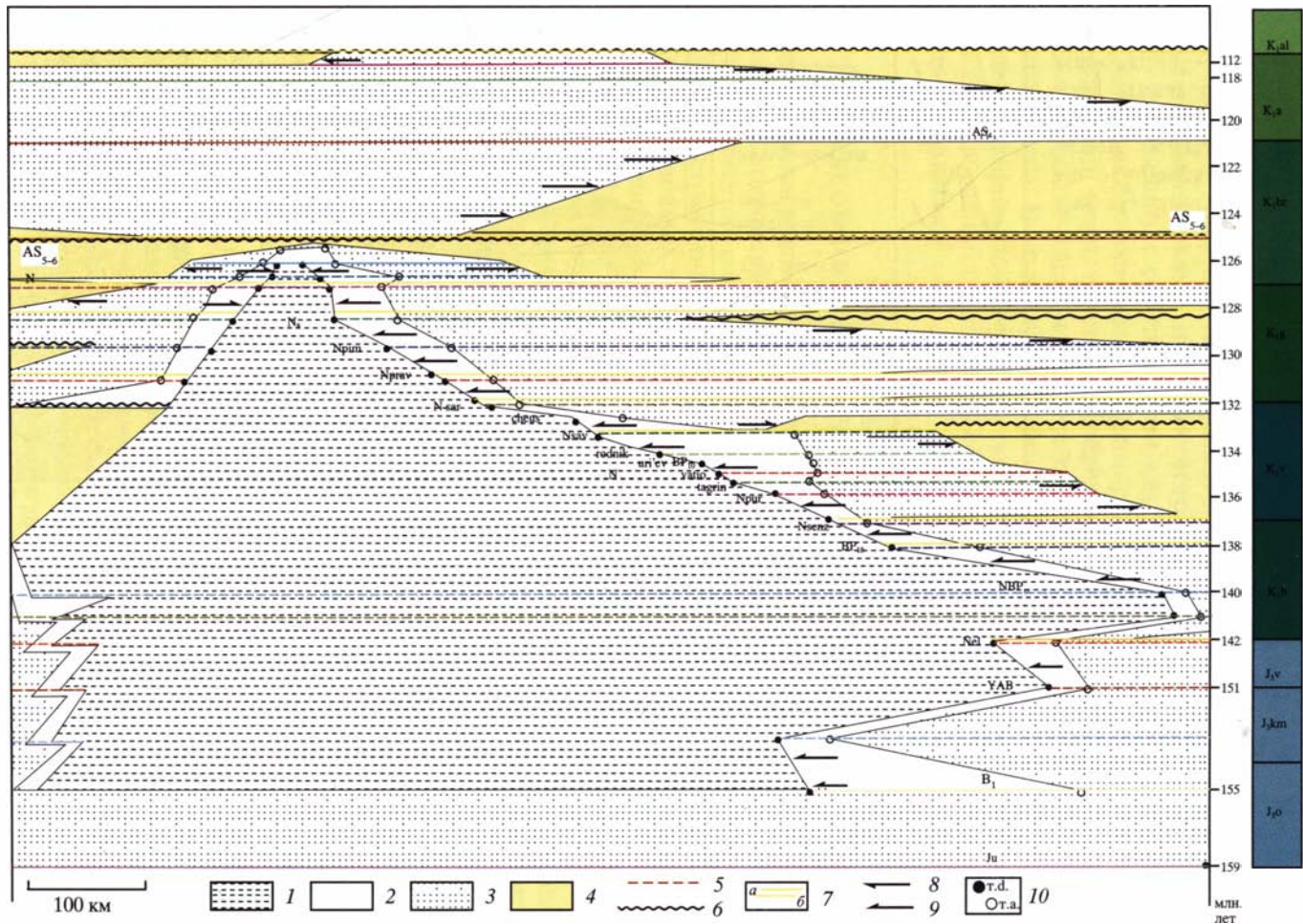




**Рис. 3.** Хроностратиграфическая схема верхнеюрско-нижнемеловых отложений Западно-Сибирского осадочного мегабассейна  
 А – выровненный сейсмический разрез; Б – хроностратиграфическая схема  
 1 – отложения открытого моря (конденсированная часть разреза) (глины); 2 – клиноформная часть разреза; 3 – отложения относительно мелководья и прибрежной равнины; 4 – суша (осадки отсутствуют); 5 – сейсмический горизонт (линия максимального затопления) и его индекс; 6 – поверхность размыва; 7 – границы «вейлита»: а – первого типа, б – второго типа; 8 – кровельное прилегание; 9 – подошвенное налегание; 10 – характерные точки клиноформ



Б



К статье М.П. Антипова, Е.Е. Бобыловой, И.Е. Варшавской

		Область преимущественного осадконакопления		Тракты осадочных систем (systems tract)		Модели осадконакопления		Направленность и характер изменения уровня моря	
		морь	суша						
Эрозионная граница I типа $V_{\text{тект}} < V_{\text{эвт}}$	Равнина бассейна			L S T	Регрессивная			относительное падение	
	Подножие склона							завершающий этап относительного падения наиболее низкий начало подъема	
	Подножие склона	Склон	Шельф	T S	Трансгрессивная			подъем	
	Равнина бассейна	Подножие склона	Склон			Шельф			завершающий этап подъема наиболее высокий начало падения
Эрозионная граница II типа $V_{\text{тект}} > V_{\text{эвт}}$	Край шельфа			L S T	Регрессивная			относительное падение	

Рис. 1. Диаграмма основных моделей осадконакопления на разных этапах формирования «вейлита» [Осадочные бассейны..., 2004]

дин, Мейен, 1988]. Поэтому некоторые палеонтологи склонны рассматривать, хотя и с оговорками, палеобиогеографию как «...вполне самостоятельную дисциплину с собственными задачами» [Мейен, 1976]. Действительно, морская биогеография, например, не ставит задач реконструкции береговой линии моря, течений, определения солености вод, реконструкции климатической зональности или горизонтальных перемещений блоков земной коры. В то же время, при районировании морских акваторий палеобиогеография заимствует, по существу, все доступные принципы и методы биогеографии. Стало быть содержательные части обоих направлений очень близки.

## ПРИНЦИПЫ И МЕТОДЫ ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

**Подходы и направления исследований.** Биологи обычно говорят не о принципах, а о подходах и направлениях исследований [Кафанов, Кудряшов, 2000]. В соответствии с их представлениями, все разнообразие пространственного распространения организмов изучает наука хорология, которая может быть разделена на экологическую и географическую. Это разделение достаточно условно и зависит, по существу, от масштаба карт-схем, на которых отражены результаты исследований. Экологическая хорология «работает» с крупномасштабными картами (крупнее м-ба 1 : 1 000 000), географическая хорология – с мелкомасштабными. Палеонтологи исповедуют близкий подход в направлениях исследования закономерностей расселения организмов. Они выделяют два основных пути: биохорологический (собственно биогеографический) и экосистемный [Макридин, Мейен, 1988].

I. Биохорологический подход (биогеографический s.str.) – анализ закономерностей распространения таксона (ареалологическое и флористико-фаунистическое направления).

II. Палеоэкосистемный подход – анализ закономерностей размещения биогеоценозов (ландшафтно-географическое или биофациальное и климато-биогеографическое направления).

Настоящая статья посвящена главным образом морской палеобиогеографии и, прежде всего, биохорологическому подходу при анализе палеонтологического материала. Ареалологическое и флористико-фаунистическое направления фиксируют определенные географические неоднородности в распространении вымерших организмов на больших площадях в течение конкретных промежутков геологического времени. Важное место в этом анализе занимает палеобиогеографическое районирование, которое сводится к выделению на всей поверхности земного шара биогеографических единиц разного ранга.

**Единица биогеографического районирования – биохорема.** Основная типологическая единица биогеографической классификации была названа биохорией (bioshore). По свидетельству А.Л. Тахтаджяна [1966], термин фитохория ввел в обращение английский ботаник У.Б. Таррилл [Tutill, 1958]. В дискуссии на совещании «Палеобиогеография и палеоэкология 2001» в

Италии в замке Аркуато (Castell' Arquato) Вернер Пиллер (Werner E. Piller), университет Граца (Graz), Австрия, отметил, что термин «биохория» использовался в экологии и фитогеографии [Dansereau, 1957] задолго до того, как он вошел в палеобиогеографию, и в ином смысле<sup>1</sup>. Однако распространение среди палеонтологов термин палеобиохория как биогеографическая единица любого ранга получил после публикации В.П. Макридина [1973]. В Палеонтологическом словаре [1965, с. 47] термин «биохор» определен как «высшее подразделение биоциклов, объединяющее биотопы, расположенные в одной климатической области», а биоцикл – как высшее подразделение биосферы, соответствующее ее подразделению на морские воды, пресные воды и сушу (там же).

Участник совещания (подробно о нем будет сказано ниже) в замке Аркуато М. Манценидо (университет Ла Плата, Аргентина) предложил заменить термин «биохория» другим – «биохорема», имеющим те же этимологические корни, что и «биохория» [Manceñido, 2002]. Название «биохорема»<sup>2</sup> для обозначения биогеографической единицы любого ранга было принято большинством в результате заочного голосования [Сесса, Westermann, 2003]. Биохорема – это биогеографическая единица (или единица районирования) любого ранга в иерархической системе категорий районирования, имеющая собственное название. Например, Арктическая область или Северо-Сибирская провинция. По А.И. Кафанову и В.А. Кудряшову [2000, с. 15], биогеографическая категория – совокупность всех биогеографических единиц, имеющих один и тот же ранг в иерархической системе биогеографического районирования. Динамические единицы изменяются во времени, пространстве и ранге.

**Районирование.** Палеобиогеографическое районирование поверхности планеты означает разделение ее на соподчиненные палеобиохоремы на основе сходства и различий в таксономическом составе населения отдельных территорий (на суше) или акваторий (в водных бассейнах).

Таким образом, конкретная палеобиохорема – это территория, оконеченная по ареалам распространения характерных лишь для нее исторически сложившихся таксонов. Операционной единицей районирования выступает ареал таксона, границы которого определяются на заданный временной интервал. Картирование ареалов таксонов разного ранга (семейств, родов, видов) и последующий геоисторический анализ позволяют обосновать ранг палеобиохоремы. Совокупность ареалов таксонов видового и, отчасти, родового ранга ограничивает первичную единицу палеобиогеографической классификации. Низшие палеобиогеографические единицы объединяются в более высокие. Таким образом, в основе палео-

<sup>1</sup> Возможно, что английский ботаник У. Таррилл [Tutill, 1958, с. 137] предложил термин независимо от Дансеро. В своей лекции на заседании Линнеевского общества он отметил, что не существует термина для биогеографических или флористических единиц подобного таксону для таксономических единиц любого ранга. Такое слово *chorion* (pl. *choria*) здесь предлагается по совету господина Н. Сэндвиса (N.Y. Sandwith). В ботанике его следует использовать как «фитохория», а в зоологии как «зоохория».

<sup>2</sup> *Chorema* (греч., средний род) означает место, пространство, комнату, землю или округ.

биогеографического районирования лежит ареалографический метод. Чем выше ранг таксона, тем больше времени необходимо для его формирования. Так что ранг таксона и ранг биохоремы тесно связаны, хотя и не аутентичны.

В этом заключается принцип историзма в обосновании палеобиохорем разного ранга [Захаров и др., 2003].

**Устойчивость биохорем во времени.** Биохоремы высокого (областного) ранга выделяются по многим группам организмов, в то время как биохоремы провинциального ранга – по отдельным группам и часто не совпадают в контурах. Поэтому пространственные границы и биогеографических областей по отдельным группам организмов не совпадают. Возможно, что «виной» этому является менее совершенная таксономия на видовом, а не на родовом уровне, поскольку биохоремы областного ранга устанавливаются на сравнении родовых ассоциаций. Помимо этого, таксоны родового ранга исторически более долговечны. Именно поэтому биогеографические области и надобласти довольно устойчивы в геологическом времени.

**Биохоремы и центры происхождения.** При выделении многих биохорем учитывается наличие в их фаунистических ассоциациях таксонов-эндемиков. В таких случаях биохорема пространственно автоматически связывается с центрами происхождения. При обособлении некоторых биохорем высокого ранга эндемики не играют определяющей роли. Отсутствие таксонов высокого ранга в пределах биохоремы также является основанием для выделения биогеографической единицы высокого ранга. Например, современная Арктическая биогеографическая область (подобласть) не имеет эндемичных таксонов высокого ранга. Таксономическая бедность ассоциаций объясняется эмиграцией таксонов, смещением их ареалов в области с жизненно благоприятными факторами среды. В соответствии с представлениями Дарвина–Уоллеса, ограниченные в пространстве ареалы таксонов-реликтов являются результатом сокращения некогда обширных ареалов вследствие гибели промежуточных популяций. Викариантная (или мобилистская) теория объясняет разорванные ареалы горизонтальным перемещением плит.

**Методы.** Выбор методов не так уж велик. Несмотря на недостатки каждого из методов, в современной литературе встречаются все приемы: от сравнения списочного состава таксонов, как это делал еще Уоллес, до кладистического анализа, позволяющего построить соподчиненную ступень множества сравниваемых биохорем. Методом ареалографии оконтуриваются ареалы таксонов для ограничения палеобиохорем в пространстве, таксономический метод предполагает оценивать ранг палеобиохоремы рангом эндемичного таксона, исторический – предполагает определять продолжительность существования палеобиохоремы по продолжительности времени характерных фаун (флор) или протяжением филолиний характерных таксонов в геологическом времени [Захаров и др., 2003]. Оценка степени сходства–различия сравниваемых биохорем осуществляется разными методами, как качественными (присутствие–отсутствие таксона), так и количественными (вычислением коэффициентов сходства–различия). При определении



меры сходства–различия двух соседних биохорем одинакового ранга (обычно, провинциального) часто обсуждается вес статистических коэффициентов сходства–различия (Жаккара, Лонга, Престона, Симпсона), коэффициента провинциальности Дж. Джонсона [Захаров, Шурыгин, 1978]. Отсутствие в какой-либо биохореме таксонов крупного ранга также привлекается для обоснования ее высокого ранга. Используется кладистический подход. Районирование обычно проводится по разным группам организмов, отличающихся толерантностью к факторам среды, разными темпами эволюции, величиной географических ареалов, сохранностью в ископаемой летописи, частотой встречаемости, поэтому вряд ли можно прийти к одинаковым результатам при районировании одних и тех же территорий в пределах единого временного интервала. Вместе с тем как будто справедливо правило: чем выше ранг палеобиохоремы, тем ближе результаты палеобиогеографического районирования по разным группам организмов.

### **КАТЕГОРИИ БИОХОРЕМ И ИХ НОМЕНКЛАТУРА: СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ**

Состояние дел в палеобиогеографии в конце прошлого века вызывало обоснованную тревогу. Девальвации подверглась не только номенклатура предлагаемых палеобиогеографических единиц, в какой-то степени это коснулось классификации, терминов и даже понятийной базы. Для решения возникших проблем в этой отрасли знаний Г. Вестерманн в 1995 г. сформировал международную рабочую группу «Друзья палеобиогеографии». После опроса мнений членов группы (в 1997 г.) им были рассмотрены проблемы классификации и номенклатура биогеографических единиц (= биохорий) [Westermann, 2000a]. Для достижения консенсуса по принципам классификации и номенклатуры биогеографических единиц или биохорий Г. Вестерманн вынес на обсуждение палеобиогеографов четыре основные рекомендации [Сесса, Westermann, 2003].

1. Определение биохории: биохорию следует определять путем общего эндемизма биоты (не отдельных таксонов) в пределах географической территории вокруг типовой площади. Границы биохории определяются пределом существования избранного таксона.

2. Категории биогеографических единиц: «область» («*Realm*»), «подобласть» («*Subrealm*», необязательный термин), «провинция» («*Province*»), «подпровинция» («*Subprovince*», необязательный термин). Термин «*регион – Region*» следует использовать как формальный (свободного пользования). Русские авторы используют дополнительно различные термины, называемые «царство» («*Kingdom*»), «надобласть» («*Superrealm*») или «пояс» («*Belt*») как высшие единицы классификации [Сакс и др., 1971]. В настоящее время принят термин «надобласть» [Захаров и др., 2003].

3. Биохории, как динамические единицы, изменяются в пространстве (размер территории) и ранге во времени; некоторые могут исчезать при массовых вымираниях и крупных геотектонических или эвстатических событи-

ях. Перемещение границ между бореальными и тетическими областями в юре являются примером таких изменений в биохориях.

4. Номенклатура биохорий: названия должны быть географическими или геологическими, но не таксономическими. Правила приоритета, синонимии и гомонимии должны быть применимы к названиям биохорий, хотя и не так строго, как принято в таксономии.

Эти предложения Вестерманна обсуждались на совещании международного объединения «Друзья палеобиогеографии» в рамках симпозиума «Палеобиогеография и палеоэкология – 2001» в Италии (Castell' Arquato). Хотя многие из поднятых проблем участниками были одобрены, для получения поддержки отсутствующих провели дополнительное голосование, результаты которого были суммированы Ф. Чеккой (сменившем на посту лидера Г. Вестерманна) и Г. Вестерманном [Сецца, Westermann, 2003].

Подавляющее большинство опрошенных согласилось со следующими положениями.

1. Термины «биогеографическая единица» и «биохорема» являются взаимозаменяемыми. Биогеографические единицы/биохоремы рассматриваются как динамические, изменяющиеся во времени в размере и ранге (range & rank). Они основаны на общем эндемизме биоты.

2. Принята следующая ранжировка категорий: «надобласть» («Superealm»), «область» («Realm»), «подобласть» («Subrealm») или «регион» («Region»), «провинция» («Province») и «подпровинция» («Subprovince»). Первоначально Г. Вестерманн не рекомендовал термин «регион» в качестве категории, однако на совещании в Castell' Arquato было предложено, а в результате голосования принято использовать этот термин в классификации, в частности, для наземных биохорем как эквивалент подобласти. Ранжировка биохорем проведена в соответствии со степенью эндемизма, продолжительностью существования и размера занятой территории.

3. Термины «типовая площадь» (или «типовой регион») и «типовой возраст» заменяют, соответственно, термины «хоротип» и «хронотип», первоначально предложенные Г. Вестерманном [Westermann, 2000a] и поддержанные нами [Захаров и др., 2003]. Термин «хоротип» ранее был прекупирован, а «хронотип» заменен по аналогии с предшествующим.

4. В номенклатуре биогеографических единиц/биохорем необходимо руководствоваться следующими положениями: название биохоремы должно быть основано на географических или геологических именах, а не на названии таксонов. Правило синонимии и гомонимии касаются биохорем всех рангов. Оно действует с 1911 г. – времени публикации работы Улига [Uhlig, 1911] по юрской и меловой морской палеобиогеографии. Продолжительное неправильное употребление названий может служить основанием для признания их невалидными. Чтобы обеспечить стабильность номенклатуры, названия могут быть изменены только при значительном расширении или размера, или состава биоты, или перемещении литосферных плит.

Вот основные результаты работы международного объединения «Друзья палеобиогеографии» – 2001.

**Палеобиогеографические термины**

<i>Рекомендованные</i>	<i>Отвергнутые</i>
«Биохорема» («biochorema»)	«Биохория» («biochore»)
«Типовая площадь» («type area»)	«Хоротип» («chorotype»)
«Типовой возраст» («type age»)	«Хронотип» («chronotype»)
«Характерная ассоциация таксонов» («typical taxon's association»)	«Биохоротип» («biochorotype») – не предлагался на обсуждение

**Палеобиогеографические категории**

<i>Принятые</i>	<i>Отвергнутые</i>
–	«Пояс» («belt») – устаревшая
«Надобласть» («superrealm»)	–
«Область» («realm»)	–
«Подобласть» («subrealm»)	–
«Регион» («region») («подобласть для наземных биохорем»)	–
«Провинция» («province»)	–
«Подпровинция» («subprovince»)	«Округ» («district») – отвергнутая

Целью коллективных усилий по упорядочению и уточнению понятий и терминов палеобиогеографии является, по мнению Г. Вестермана, достижение консенсуса и выработки универсальных правил для подготовки Международного палеобиогеографического кодекса [Westermann, 2000b].

**ПРАВИЛА ВЫДЕЛЕНИЯ И ОПИСАНИЯ ПАЛЕОБИОХОРЕМ**

Руководствуясь принятыми на симпозиуме «Палеобиогеография и палеоэкология 2001» в Италии (Castell' Arquato) рекомендациями по вопросам ранжировки палеобиогеографических единиц (палеобиохорем), их номенклатуры и понятийной базы, группа авторов предложила следующий порядок описания палеобиохорем [Захаров и др., 2003].

Установление каждой биохоремы должно опираться на конкретные типовые территории. Подобно описанию нового биостратона, описание новой биохоремы необходимо сопровождать указанием и описанием типовой территории. В качестве типовой территории должна быть выбрана та часть биохоремы, в пределах которой наиболее выразительно проявляется ее таксономическая самобытность. Таксономическое ядро биохоремы – типовой комплекс должен четко отличаться от такового соседних биохорем. Очевидно, что типовая территория не может располагаться на границах биохорем, где всегда существует биогеографический экотон. Для определения биохоремы провинциального ранга типовая территория выбирается по одной из расположенных в ее пределах подпровинций<sup>3</sup>.

Типовой территорией палеобиохоремы областного ранга должна быть одна из ее провинций. Учитывая этапность исследований, за типовую терри-

<sup>3</sup> В качестве соподчиненной единицы провинциального ранга нами предлагался «округ», но этот термин не получил поддержки участников совещания.



торию может быть принята та часть биохоремы, которая на данное время лучше охарактеризована таксономически, или просто лучше изучена. Для биохорем областного ранга, границы которых изменяются в геологическом времени, могут быть, вероятно, назначены разные типовые территории для разных временных интервалов.

При описании типовой территории следует указать время его существования – типовое время.

Как сказано выше, в целях стабилизации номенклатуры необходимо придерживаться определенных правил наименования палеобиохорем. Палеобиохоремам целесообразно присваивать географические названия, или названия, отображающие географическую позицию биохоремы. Например: Панбореальная надобласть, Арктическая область, Северо-Сибирская провинция (рис. 1, см. цветную вклейку). Нежелательно именовать палеобиохоремы по таксонам отдельных групп организмов, например, провинция *Polyptichites michalskii*, или присваивать «смешанную» номенклатуру, например, «Boreal» *Polyptichites Province* и *Mediterranean Leptoceras Province* [Wiedmann, 1988]. При наименовании палеобиохорем необходимо соблюдать правило приоритета. За точку отсчета рекомендовано принять год публикации работы В. Улига [Uhlig, 1911].

Поскольку биохорема в течение геологического времени может изменять свои границы и ранг в зависимости от степени таксономического сходства–различия с соседними биохоремами, то важно договориться о том, в каких случаях следует изменять их наименования. Переименование биохорем может быть обусловлено значительными изменениями размеров биохории (более 50%) или резким изменением таксономического состава типового комплекса (биохоротипа). Г. Вестерманн [Westermann, 2000a] указал следующие причины, которые могут вызвать замену названия биохорем: 1) экстремальное расширение или, напротив, сокращение биохоремы; 2) исключительные геологические события глобального масштаба, такие, как радикальные изменения расположения океанов и материков в результате активной плитной тектоники, и 3) события массовых вымираний, что может быть напрямую связано с предыдущей причиной. Перечисленные причины, приводящие к резким изменениям таксономического состава биоты и ее перераспределения в акваториях, порождают часто непреодолимые трудности идентификации прежних биохорем и их границ и, как следствие этого, их переименование. Однако в тех случаях, когда изменение типового комплекса влечет за собой изменение ранга биохоремы, название биохоремы правомерно сохранить, если ее границы остались прежними или близкими к прежним.

Одинаковое название для биохорем разного ранга – гомонимия – в палеобиогеографии допустимо, как и в биостратиграфии, где разноранговые биостратоны – зоны и подзоны – обозначаются нередко одним и тем же видом-индексом. В тех случаях, когда одни и те же биохоремы были названы по-разному на основании данных по разным группам ископаемой фауны, более поздние по времени названия должны быть упразднены и сведены в синонимии согласно правилу приоритета.

Таким образом, при описании вновь выделенных палеобиохорем по каждой из них следует приводить строго определенные сведения: указание типовой площади; синонимии; имя автора (авторов), впервые предложившего название палеобиохоремы; геологическое время, для которого была установлена палеобиохорема (типовое время); ее территорию; палеонтологическую характеристику (типовой комплекс); дополнения, которые были внесены во все эти показатели в последующих публикациях.

В качестве примера можно привести описание Арктической палеобиогеографической области в морских акваториях юрского периода и неокома [Захаров и др., 2003].

**Название.** Арктическая палеобиогеографическая область.

**Типовая площадь.** Северо-Сибирская провинция.

**Номенклатура.** Название «Арктическая область» предложено В.Н. Саксом и Т.И. Нальняевой [1966].

**Территория.** Циркумполярные акватории, включая острова Арктического бассейна, север Сибири, Западную Сибирь (в поздней юре Приполярный Урал включен в Бореально-Атлантическую область) и полярные территории Северной Америки.

**Типовой возраст.** Келловей.

**Время существования.** От позднего плинсбаха до готерива.

**Состав.** Арктическая область объединяла в различные отрезки времени от двух до четырех провинций: Гренландскую, Северо-Сибирскую, Северо-Тихоокеанскую, а с оксфорда – Чукотско-Канадскую и Бореально-Тихоокеанскую.

**Фаунистическая характеристика.** Характерные аммониты, белемниты, двустворчатые моллюски, гастроподы, брахиоподы, фораминиферы.

**Дополнения, внесенные в последующих работах.** Претерпели изменения представления: 1) о времени существования Арктической палеобиогеографической области; 2) об обосновании ее выделения – не только по белемнитам, но и по многим группам фоссилий и 3) о подразделении ее на провинции.

## ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

Исторически сложилось так, что одной из первых задач, которые палеогеография решала в геологии, было определение положения границы моря и суши на палеогеографических картах-схемах. Определяющая роль в этом деле принадлежала палеобиогеографии, поскольку находки остатков морских организмов фиксировали площади распространения морских осадков. Однако уже к середине прошлого века круг проблем в палеогеографии значительно расширился [Вахрамеев, 1955]. Практика геолого-съёмочных и поисковых работ на разнообразные полезные ископаемые требовала не только построения геологических карт, но и карт прогнозов. Обоснование прогноза сопровождалось реконструкцией физико-географической среды прошлых эпох: рельефа местности на суше и батиметрического профиля морей и океанов, а также климатических факторов: температуры и влажно-

сти на суше; температуры, солености, придонной гидродинамики и течений в море; характера наземной и морской растительности. Позднее для выяснения условий формирования осадочных полезных ископаемых и, в особенности, каустобиолитов осуществлялась реконструкция палеоландшафтов и экосистем суши и моря [Сакс, 1972]. Решение такого рода задач требует конечно междисциплинарного подхода. Однако определяющая роль в реконструкции палеоландшафтов и палеоэкосистем суши и моря принадлежит литологии (седиментологии), геохимии и таким разделам палеозоологии и палеоботаники, как палеобиогеография и палеоэкология. Опознавание относительно мелководных морских осадков шельфов и эпиконтинентальных морей основано, наряду с особенностями их состава и текстур, на обилии остатков таксономически разнообразных беспозвоночных.

Палеобатиметрические реконструкции эпиконтинентальных морей связаны с анализом фаций. Существует два пути построения палеобатиметрического профиля. Один из них основан на сравнительном анализе последовательных фаций в сводном разрезе конкретного региона (согласно правилу Головкинского–Вальтера, подстилающие и перекрывающие слои формировались по соседству на склоне бассейна седиментации). Другой путь связан с выделением последовательности фациальных зон от палеоберега в сторону моря. Этот путь предполагает детальную корреляцию серии разнофациальных разрезов на всей площади бассейна седиментации.

Впрочем, реализация обоих подходов требует высокоточной хроностратиграфической основы. Построение палеобатиметрического профиля основано на распределении по площади ранее реконструированных фаций. Вес каждого отдельного признака фации при построении палеобатиметрического профиля различен. Среди признаков биотической природы наиболее эффективен катенный анализ (рис. 2, см. цветную вклейку). Палеокатена понимается как последовательность донных сообществ на склоне седиментационного бассейна, реконструированных на основе изучения рекуррентных ориктоценозов в естественных выходах или по керну скважин [Захаров, Шурыгин, 1985; Захаров и др., 2000].

Один из важных вопросов, который решается путем анализа катены, – это определение степени уклона дна. Замечено, что в областях со спокойным тектоническим режимом, устойчивой береговой линией и пологим дном формируются более многочленные катены в отличие от участков с изменчивым тектоническим режимом, изрезанной береговой линией и крутыми уклонами дна. Кроме того, на пологом шельфе экотонные зоны между смежными сообществами шире, чем на крутом. На очень крутых склонах сообщества сменяют друг друга практически без экотона. В соответствии с этими представлениями можно считать, что каждому палеобассейну были свойственны катены с определенным набором звеньев (сообществ разных биономических зон), число которых, как и характер экотонов, в условиях нормально падающего профиля равновесия дна контролировалось его уклоном. Каждое сообщество занимало свое место в катене и граничило со строго определенным сообществом. На этой основе можно сформулировать представление о полной катене, т.е. о такой последовательности, в которой

будет представлено все разнообразие донных сообществ, известных для определенного профиля дна конкретного бассейна. Выпадение любого бентосного сообщества (или нескольких) из «нормального ряда» обычно связано с изменением профиля дна (см. рис. 2).

Анализ катены и ее эволюции, выполненный в соответствии с изложенными представлениями, позволяет изобразить профиль дна палеобассейна от предполагаемого берега в направлении к его центральным частям. Каждый бассейн имел свою катену, поэтому работа по изложенной методике начинается с реставрации полной катены для определенного интервала времени существования бассейна. Катена, однако, не дает ответа на вопрос об абсолютной глубине палеобассейна. Для этих целей одновременно с катеной в анализ вовлекаются другие палеоэкосистемные признаки [Захаров, 2004]. Например, актуалистический подход позволяет говорить о некоторых «запретных» глубинах, связанных с недостатком света (ограниченным распространением на глубину световых волн разной длины). По этой причине современные герматипные кораллы, живущие в симбиозе с микроводорослями, не опускаются ниже 40 м. Макроводоросли (ламинарии) достигают глубин максимум 80 м, известковые водоросли (литотамниум) – 120 м. Наиболее глубоководные океанические осадки выделяются по отсутствию карбонатных составляющих. Это связано с тем, что с глубиной возрастают концентрация углекислоты и давление, что приводит к растворению известковой раковины планктонных фораминифер (и карбоната вообще) на глубинах, превышающих в разных широтах 3500–5500 м (лизоклин).

В глубоководных впадинах внутренних морей иногда возникают халистатические зоны. Дефицит кислорода в придонном слое приводит к резкому сокращению таксономического разнообразия, а иногда и к полному отсутствию донных макроорганизмов. По текстурным и тафономическим признакам слоев можно определить глубину палеобассейна в конкретном месте, исходя из максимальной длины штормовой волны, которая в современных морях проникает на половину своей длины. Однако следует помнить, что максимальные скорости ветра в геологическом прошлом не были постоянными, а следовательно, и длины волн краевых и эпиконтинентальных бассейнов отличались в периоды теплой и холодной палеобиосфер. Исследование стабильных изотопов кислорода и углерода в биогенных карбонатах также позволяет судить о палеоглубинах, поскольку в эпохи наличия психросферы глубина коррелятивно связана с температурой воды<sup>4</sup>.

Как будет показано ниже, анализ динамики ареалов морских беспозвоночных в геологическом времени является иногда решающим аргументом при реконструкциях проливов между палеобассейнами. Многократно обращалось внимание на то, что отсутствие сплошного покрова осадков далеко не всегда свидетельствует об изоляции соседних палеобассейнов седиментации [Сакс, 1972]. Прибрежные осадки, как правило, размываются в процес-

<sup>4</sup> В этом разделе мы сознательно не касаемся методов реконструкции палеоклиматов. Представление о необозримой литературе по этой проблеме можно получить из недавно вышедшей книги: «Климат в эпохи крупных биосферных перестроек» [2004].

се последующих трансгрессивно-регрессивных событий. Поэтому «разорванные» ареалы животных и растений нередко остаются единственными свидетелями связей палеобассейнов. Эти ситуации рассматриваются в разделе, посвященном палеогеодинамике, лишь потому, что они часто привлекаются для фиксации начальных фаз рифтинга и времени его становления.

## ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОДИНАМИКА

С начала 60-х годов прошлого столетия – времени возрождения идеи «дрейфа континентов» – взгляды палеонтологов на тектонику плит разделились. Сторонники новой глобальной тектоники, каждый на основе «своей» группы организмов, доказывали состоятельность той или иной палинспастической реконструкции, противники горизонтального перемещения плит приводили аргументы в защиту «фиксистского» положения материков (обзор см.: [Мейерхофф А., Мейерхофф Г., 1974]). За последние 40 лет со времени пионерных публикаций степень обоснованности принципиальных положений концепции тектоники плит безусловно значительно возросла (см. сб.: [Новая глобальная тектоника 1974]). Тем не менее, среди палеонтологов единодушия по-прежнему нет. Означает ли это, что данные палеобиогеографии не могут дать однозначного ответа на вопросы горизонтально перемещения сиалических блоков земной коры в геологическом прошлом?

Положительный ответ на этот вопрос, возможно, удивит читателя. Вот мнение С.В. Мейена [1976, с. 22], высказанное более четверти века назад: «В подтверждение и для опровержения мобилизма часто ссылаются на схемы палеобиогеографии. Но последние будут иметь существенно разный смысл в зависимости от того, как относится к мобилизму палеонтолог. Допущение или отрицание перемещения литосферных плит меняет относительный вес отдельных признаков, заставляет по-разному интерпретировать биогеографические границы и т.д.». Однако все ли так безнадежно в интерпретации географического распространения организмов в геологическом прошлом?

Отнюдь! Методы палеобиогеографии не более и не менее точны, чем физические (палеомагнитные), геологические (структурные), петрологические, геохимические и пр. Если бы это было по-другому, то палинспастические реконструкции разных авторов не различались бы столь существенно. В самом деле, более или менее однозначно реконструируется геологическая история Атлантического и Индийского океанов. История же Северного Ледовитого океана и мезозойского океана Тетис непрерывно уточняется. Географическое положение мелких плит иногда пересматривается кардинально. Так что данные палеобиогеографии имеют не меньший вес при оценке горизонтальных перемещений плит, чем другие методы, привлекаемые для определения их местоположения, а также географических полюсов Земли. Более того, методы палеобиогеографии в течение последних 40 лет непрерывно совершенствовались и улучшалось качество информации. Прежде всего значительно возросла изученность ранее слабо исследованных территорий; например, таких как Азия, Африка и Южная Америка. Одновременно сильно детализировались стратиграфические схемы и, стало быть, уточ-

нялась датировка событий разной природы в истории Земли. Суждения палеонтологов в отношении горизонтальных перемещений отдельных плит и блоков земной коры во многом основывается на нескольких постулатах, базирующихся на принципах актуализма.

**Климатический критерий.** Так, в настоящее время климат контролирует распространение организмов на Земле. Конкретные таксоны как среди растений, так и среди животных ограничены в своем расселении определенными территориями и акваториями. Контролируемая климатом зональность в распространении организмов фиксируется палеоботаниками и палеозоологами по крайней мере на протяжении последних 300 млн лет. Отсюда первый постулат палеонтологов: последствия горизонтальных перемещений блоков земной коры в широтном направлении должны быть отражены в стратиграфическом разрезе в виде последовательности комплексов окаменелостей разных климатических зон. В самом деле, при перемещении с юга на север или в обратном направлении плиты или блоки земной коры обязательно пересекают границы климатических зон, а стало быть, биогеографических областей и провинций, каждая из которых была населена специфической флорой и фауной. Поскольку процесс дрейфа довольно медленный, от одного до нескольких сантиметров в год (по: [Диц, Холден, 1974]), за время пересечения любого биогеографического выдела на плитах и террейнах формируется специфическая биота, окаменелые остатки которой погребаются осадками и сохраняются в слоях. Таким образом, в разрезах записывается геодинамическая история конкретной плиты или сиалического блока. Очевидно следует оговориться, что палеобиогеографический метод, как и любой другой, имеет естественные ограничения и разрешающие возможности. Так, с его помощью невозможно установить местоположение микроплит в системе координат, можно лишь судить о нахождении микроплиты в конкретной биогеографической области и в пределах определенной климатической зоны в заданное геологическое время [Захаров и др., 1996, с. 6]. Так что факт перемещения и коллизии террейнов, принадлежащих единой палеобиогеографической провинции, этим методом доказать или опровергнуть невозможно [Соколов, 1992, с. 103]. Иное дело, когда речь идет о дальних перемещениях террейнов, пересекавших широтные климатические пояса.

Пример касается мезозойских террейнов Северо-Восточной Азии. По данным структурной геологии, петрохимии и редким палеомагнитным данным предполагалось, что ряд сиалических блоков Северо-Восточной Азии, в частности Охотский и Омолонский, располагались около 200 млн лет назад в палеотропической части Пацифики на 10–15° с.ш. [Зоненшайн, Кузьмин, 1992] или на средних широтах, но на океанических просторах Северной Пацифики.

Исследование последовательности комплексов моллюсков в разрезах указанных и других сиалических блоков (Аньюйского, Новосибирского, Алазейского) в стратиграфическом интервале от верхнего триаса до нижнего мела показали, что в составе фауны резко преобладают (в триасе) или доминируют (в средней и верхней юре) бореальные моллюски (аммониты и дву-

створчатые), а субтетические резко уступают по численности в триасе, а в юрском периоде и раннем мелу либо редки, либо отсутствуют [Захаров и др., 1996].

Анализ закономерностей географического размещения морских моллюсков с юга на север вдоль восточного обрамления Сибирского кратона по векам (от карнийского в триасе до готеривского в раннем мелу) показал, что в течение всего этого времени (90–100 млн лет) на территории к северу от современной 55-й параллели обитали относительно холоднолюбивые (бореальные) группы моллюсков, южнее 45-й параллели – преимущественно тепловоднолюбивые (тетические моллюски), а между 45- и 55-й параллелями – смешанные (бореально-тетические ассоциации моллюсков). Эта бореально-тетическая полоса является бореально-тетическим биогеографическим экотонном. Если бы названные выше сиалические блоки (в том числе Охотия и Омолония) перемещались в течение десятков миллионов лет в составе плиты Кула с юга на север, как предполагали, то они пересекали бы палеобиогеографические области Восточного Тетиса, бореально-тетический экотон и завершали бы свой путь в пределах Бореально-Тихоокеанской области в соответствии с описанным в работе Л.П. Зоненшайна и М.И. Кузьмина сценарием.

В таком случае в осадках поздне триасового возраста сохранились бы тетические моллюски, в породах ранне- и среднеюрского возраста – смешанные бореально-тетические комплексы, а в позднеюрских и раннемеловых – преимущественно бореальные. На самом деле в пределах всего стратиграфического интервала этого не наблюдается. В разрезе от триаса до мела встречаются остатки преимущественно бореальных моллюсков и более редких космополитов. Комплекс тетических аммонитов обнаружен только в разрезе средней юры (келловей) Корякского террейна. На основе изложенного был сделан вывод о том, что Охотский и Омолонский блоки-террейны никогда не находились южнее 55-й параллели [Zakharov, 1989; Захаров и др., 1996]. Этот вывод согласуется с построениями, основанными на геологических и палеомагнитных данных [Соколов, 1992; Парфенов, 1995; Nokleberg et al., 2001; Didenko et al., 2002].

Исследования биогеографических экотоннов – территорий на границе смежных биохором и населенных смешанной фауной или флорой – помогают в решении спорных вопросов палеогеографии и палеогеодинамики. Совершенно очевидно, что ширина экотона во многом зависит от характера смены факторов среды, влияющих на размеры ареалов таксонов с той и другой стороны: чем резче «скачки» количественных характеристик факторов, тем уже экотон. В случае отсутствия экотона причину следует искать в изолирующих механизмах. Для наземных растений и животных в качестве непреодолимых барьеров чаще всего называют высокие горы или пустыни, для морских организмов – широкие глубоководные бассейны, либо системы течений.

Так, существование протяженного глубоководного бассейна («палеоокеана») предполагается в триасовом периоде в Арктике на том основании, что на протяжении всего триаса состав моллюсков канадской и сибирской час-

тей бассейна значительно различался [Дагис и др., 1979]. На территории Арктики не обнаружено следов экотона между Канадской и Сибирской палеобиогеографическими провинциями. В качестве изолирующей преграды канадских и сибирских ассоциаций моллюсков предполагается бассейн океанического типа, рассекавший Арктику со стороны Северной Пацифики и достигавший Свальбарда (рис. 3, см. цветную вклейку [Захаров и др., 2002 а, б]). Это согласуется с палинспастическими реконструкциями [Зоненшайн, Кузьмин, 1992; Парфенов, 1995]. Однако уже в ранней юре «палеоокеан» сильно сократился в размерах. На территории Арктики в это время выделяется единая биогеографическая область. Ареалы подавляющего большинства таксонов распространяются как на сибирские, так и канадские территории. Сходная ситуация сохранилась и в раннем мелу. В позднемеловое время в циркумполярном арктическом бассейне состав моллюсков был весьма гомогенный, что объясняется свободным обменом между канадскими и сибирскими акваториями. Палеобиогеографические данные не противоречат существующим палинспастическим реконструкциям на 100–65 млн лет (см. рис. 3).

Исследования динамики экотонных во времени могут, по-видимому, свидетельствовать либо в пользу, либо против горизонтального перемещения плит. Идея проста: в тех случаях, когда экотоны фиксируются на всей или большей части плиты и сохраняют географическое положение (в современных или палеооординатах) на протяжении значительных отрезков геологического времени (миллионы и десятки миллионов лет), можно предполагать, что плита не перемещается в пространстве. Примером могут служить результаты исследования бореально-тетического экотона на границе двух супербиохорем – Тетис-Панталасса и Панбореальной надобластей – на европейской части Евразийской плиты. По результатам биогеографического анализа моллюсков экотон был установлен в интервале кимеридж–валанжин на территории Западной и Восточной Европы [Захаров, Рогов, 2003]. Все это время (около 25 млн лет) экотон находился в интервале 45–55° с.ш. (современные координаты). Хотя указанный временной интервал слишком «короткий» для оценок фиксированного положения плиты в период переходного между юрой и мелом времени, этот факт следует иметь в виду в последующих геодинамических интерпретациях (рис. 4, см. цветную вклейку), тем более что в печати появились сомнения в дрейфе к северу Африканской плиты, которая по расчетам тектонистов «толкала» Европейскую часть к северу на протяжении позднего мезозоя и кайнозоя. Как полагает геолог К. Бурке (Burke) из Университета Хьюстона (США), Африка практически сохраняла свое положение на протяжении последних 200 млн лет, а последние 30 млн лет находилась в современных координатах, поскольку была фиксирована горячей точкой – плюмом [Кегг, 2001].

**Динамика ареалов.** Второй постулат палеонтологов базируется на представлениях о первичной сплошности ареала таксона. В соответствии с монофилетической концепцией, каждый таксон имеет конкретный центр происхождения, из которого он постепенно распространяется на всю благоприятную для обитания территорию. Если впоследствии окажется, что ареал таксона



разорван, то это могло быть следствием перемещения части территории его обитания в результате горизонтальных подвижек или изоляции одной части ареала от другой путем образования преград: водных для наземных организмов и сухопутных для водных организмов. Именно этот постулат послужил А. Вегенеру доказательством раскола Гондваны в триасе: ареалы вымерших рептилий «*Listrosaurus*» и древних растений *Glossopteris* оказались разорванными Атлантическим океаном.

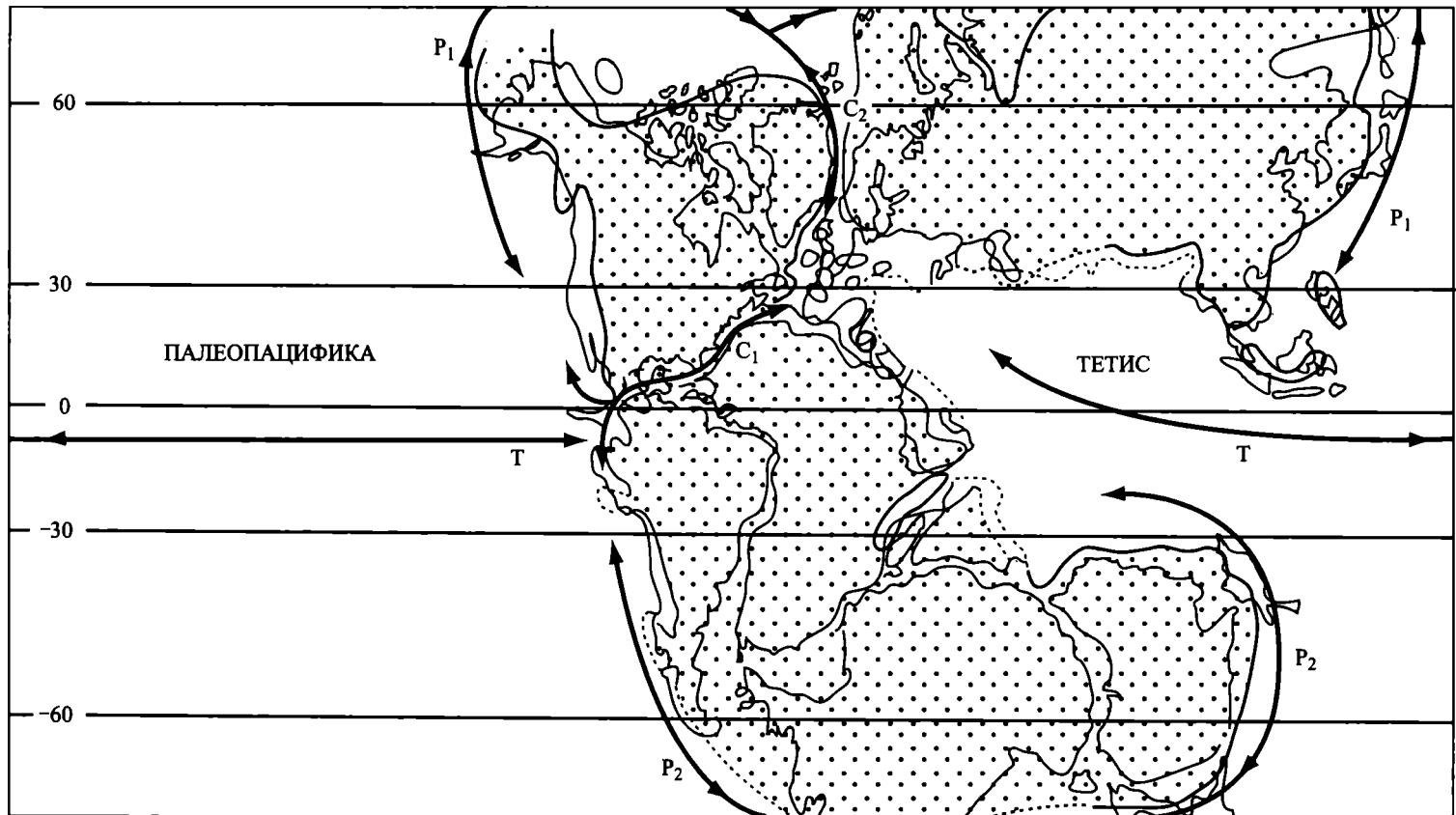
Во второй половине прошлого столетия были получены значительно более полные свидетельства общности флор разных континентов, составлявших суперматерик Гондвана в конце палеозоя. Это позволило С.В. Мейену [1969, с. 11] сказать: «Практически все Южное полушарие (кроме небольшого участка Юго-Восточной Азии) и Индия, т.е. около 250 млн км<sup>2</sup> занято гондванской флорой, единство которой настолько велико, что сомневаться в прежнем единстве гондванских материков не приходится».

Однако другой крупный специалист по флорам В.А. Красилов [1974, с. 18], обсуждая проблему амфиконтинентального (географически расчлененного) распространения организмов, приходит к противоположному выводу: «Практически все растения и очень многие животные способны преодолевать водные преграды. Многие семена (в том числе голосеменных) сохраняют всхожесть после длительного пребывания в морской воде, долго плавают или переносятся в порах пемзы, прикрепленные к более транспортабельным объектам и т.д.».

У противников дрейфа континентов весьма популярны гипотезы о расселении организмов путем периодически возникавших «мостов» или «дорожек» островов. Следует также учитывать постоянно пополняющиеся сведения об ареалах организмов, что принуждает изменять сложившееся мнение. Так, до начала 70-х годов прошлого века считалось, что ареалы двух семейств хвойных: араукариевых и подокарповых ограничены Южным полушарием, где они обитали с позднего палеозоя до наших дней. В Северном полушарии независимо развивались другие группы хвойных: таксодиевые и др. Эти данные считались ярким доказательством дрейфа, однако вскоре араукариевые и подокарповые были найдены в юре и мелу Северного полушария, что свидетельствовало о возможности их расселения по северному миграционному тракту [Красилов, 1971]. Большинство видов пресноводных раннемеловых остракод Бразилии и Габона имеют разорванный ареал, но и этому факту имеются альтернативные объяснения (Kroemmelbein, 1966, цит. по: [Мейерхофф А., Мейерхофф Г., 1974]).

Ареалы некоторых архаически устроенных фаун и флор (палеоэндемики) также привлекаются для обсуждения дрейфа. Так, современная фауна Австралии и Южной Америки имеет мезозойские черты, фауна о-ва Мадагаскар – палеогеновые, а Африки – плиоценовые. Эти факты дали основание для предположения об отделении Австралии и Новой Гвинеи от Гондваны в позднеюрско-раннемеловое время, Южной Америки – в позднем мелу, Мадагаскара – в палеогене [Fooden, 1972].

Разрастание ареалов морских организмов сторонники дрейфа связывают с открытием путей миграции вследствие рифтогенеза и последующего



**Рис. 5.** Глобальная палеогеографическая реконструкция для раннеюрского времени (плинсбах) с указанием возможных путей миграции морских организмов

$C_1$  – «испанский коридор»,  $C_2$  – «коридор Викинг»,  $P_1$  и  $P_2$  – пути вокруг окраин Пангеи,  $T$  – трансстихоокеанский путь (из: [Aberhan, 2001]). Предпочтение отдается миграциям через испанский коридор, поскольку из пяти таксонов пектинид, общих между Западным Тетисом и Восточной Палеопацификой, ареалы четырех не выходят за пределы 45-й параллели в обоих полушариях

спрединга континентальных плит. Наиболее ярким примером является заключение об открытии в юре морского пути между Лавразией и Гондваной, так называемого «испанского коридора». Свидетельством связи в средней юре между Пацификой и Западным Тетисом послужили находки байосских и батских аммонитов по обе стороны современной Атлантики [Westermann, 1977; Westermann, Riccardi, 1985]. Ареалы ряда родов аммонитов в байосе были ограничены северотихоокеанским побережьем, а позднее они заселили моря Западной Европы (Франция, Испания) через проход между Лавразией и Гондваной. Этот мелководный морской проход, по мнению Г. Вестерманна, открылся в средней юре. Однако более поздние исследования С. Дамборенеа и М. Манценидо [Damborenea, Mançeñido, 1979] показали, что проход Пацифика–Тетис существовал уже в ранней юре. Это заключение было основано на постепенном расширении ареала двустворчатого моллюска рода *Weyla* s.str. Центром формирования рода в начале юры (в геттанге) явилось североамериканское побережье Пацифики. В синемюре ареал рода охватил южноамериканское побережье. В плинсбахе род был обнаружен в Западном Тетисе, на территории Франции, Испании и Марокко. На основании этих данных было высказано предположение об открытии мелководного морского прохода между Пацификой и Западным Тетисом в ранней юре (плинсбахе). Позднее вывод был подтвержден находками плинсбахских аммонитов *Dayiceras* как на западе Северной Америки, так и на Иберийском полуострове Европы [Smith, 1983].

Затем С. Дамборенеа [Damborenea, 2000], подсчитав коэффициенты Симпсона, показала, что в течение времени от синемюра к байосу усиливается сходство ассоциаций двустворчатых моллюсков между Западным Тетисом и некоторым кратонными районами Восточной Пацифики. М. Аберхан [Aberhan, 2001] путем сравнения степени общности комплексов морфотипов пектиноидных двустворчатых моллюсков по обе стороны нынешней Атлантики с использованием коэффициента сходства–различия Дайса (Dice), подтвердил выводы предшествующих исследователей о том, что проход между южно- и североамериканскими плитами расширялся во времени от плинсбаха к тоару. П. Смит предложил именовать предполагаемый морской проход между Пацификой и Западным Тетисом «испанским коридором» (рис. 5).

Идея «испанского коридора», несмотря на ее привлекательность, не является бесспорной. Во-первых, на некоторых реконструкциях Пангеи на месте предполагаемого коридора для ранне- и среднеюрского времени показаны неморские осадки [Ziegler et al., 1982]. Во-вторых, расширение ареалов морских организмов в геологическом времени, так называемый прохорез, отмечается и в открытых акваториях. Например, расселение брахиопод вида *Magus pumilus* (Sow.) в течение позднего кампана и маастрихта из морей Западной Европы – в Восточную [Макридин, Кац, 1965] или триасовых брахиопод–спириферинид подсемейства *Penpospiriferininae*, возникшего в конце ладинского века в Сибири, достигшего в раннем карнии Японии и расширившего свой ареал до Южного полушария (Новая Зеландия) [Дагис, 1972, с. 35]. И все же один из аргументов в поддержку перемещения морских беспозвоночных из Западного Тетиса в Восточную Палеоокеанию именно

через «испанский коридор» (и в обратном направлении), а не в обход Гондваны, представляется достаточно убедительным: из пяти таксонов пектиниид, общих между Западным Тетисом и Восточной Палеоокеаном, ареалы четырех не выходят за пределы 45-й параллели в обоих полушариях; стало быть, прохладные воды низких широт являлись для них непреодолимым барьером [Aberhan, 2001].

Примерно в то же время (плинсбах), что и «испанский коридор», появился проход из морей на севере Западной Европы в Арктический бассейн. Мелководный морской путь между Скандинавией и Гренландией существовал задолго до того, как в этом месте в позднем мелу начался спрединг океанического дна с образованием океанических глубин. Реконструкция моря-пролива, названного Г. Вестерманном [Westermann, 1977] «коридором Викинг» по имени рифта на севере Северного моря, базировалась на анализе ареалов моллюсков, таких как аммонит рода *Amaltheus*, который населял в позднем плинсбахе акватории Северной Европы, Арктической Канады и Северо-Восточной Азии (см. рис. 5, [Сакс и др., 1971; Callomon et al., 1972]). Этот род не найден на территории как Южной Европы и Северной Африки, так и на Тихоокеанском побережье Центральной Америки. Стало быть, он не мог попасть в Арктический бассейн через «испанский коридор».

На идее расширяющихся ареалов базируется гипотеза тихоокеанских террейнов. Обнаружение и интерпретация многочисленных экзотических, перемещенных или аллохтонных террейнов по окраинам Пацифики, аккрецированных в разное время к североамериканскому и азиатскому континентам путем перемещения на океанских плитах, рассматривается как выдающийся прорыв в геотектонике в 70-х годах прошлого столетия [Hallam, 1986]. При обосновании «террейновой» природы многочисленных сиалических блоков в Северо-Американских кордильерах были использованы стратиграфические, тектонические, палеомагнитные и палеобиогеографические данные.

Однако пионерные исследования, позволившие сформулировать террейновую идею «землек» были палеобиогеографическими [Monger, Ross, 1971]. Суть ее заключается в том, что находки тетического облика фауны перми, триаса и юры, сделанные в высоких широтах Северного полушария по обе стороны Северной Пацифики, объясняются перемещением террейнов («землек») из просторов Палеоокеана с юга на север, или с востока на запад [Hallam, 1986; Tozer et al., 1991]. Разные авторы указывают разные расстояния перемещения. Так, Д. Тейлор с соавторами [Taylor et al., 1984] подсчитали, что минимальное перемещение с юга на север Куеснеллии (*Quesnellia*) составляло 500 км, Стикинии (*Stikinia*) 1800 км, а аляскинской части Врангеллии (*Alaska's Wrangellia*) – 2500 км.

Тем не менее эти подсчеты не всегда согласуются с палеомагнитными данными, согласно некоторым из которых Врангеллия в юре находилась в Южном полушарии [Panusca, Stone, 1981]. Основанное на качественном и количественном анализе биогеографии раннеюрских пектиноидных двустворок изучение геодинамики западноканадских террейнов Врангеллии и Стикинии показало, что оба террейна в начале юры находились в Северном по-

лушарии на востоке Палеопацифики. В течение ранней юры они двигались к северу и к концу ранней юры достигли широты современного штата Альберта. К этому времени перемещение террейнов в широтном направлении составило 1300 км [Aberhan, 1998].

Однако и эти данные расходятся с выводами палеомагнитологов, в соответствии с которыми Врангеллия и Стикиния в синемюре – среднем тоаре находилась почти на тех же широтах, что и ныне [Aberhan, 1999].

Несмотря на то, что объяснение нахождения тетической фауны перми и мезозоя в высоких широтах Северной Америки путем предположения о перемещении террейнов с юга на север Палеопацифики очень популярно, существует и альтернативное мнение. Оно заключается в предположении о перемещении тетической фауны к берегам Центральной Америки с запада на восток. По мнению К. Ньютона [Newton, 1988], в мезозое индо-пацифические виды распространялись по цепочкам островов, существовавших, как и ныне, на западе Центральной Палеопацифики. По мере продвижения с запада на восток разнообразие фауны понижалось и только немногие индо-западнопацифические таксоны достигли островов вблизи побережья Центральной Америки – Панамской биогеографической провинции. Это объяснение является не чем иным, как описанным выше явлением прохореза.

Таким образом, из приведенного обзора следует, что при оценке факта горизонтального перемещения блоков земной коры разные методы – палеомагнитный, палеобиогеографический, структурный, петрологический – могут привести к разным результатам. Памятуя об этом, многие специалисты наук о Земле ратуют за мультидисциплинарный подход. Однако исторически сложилось так, приоритетными являются интерпретации геофизических данных. Иногда столь односторонний подход ведет к ошибкам в палинспастических реконструкциях. В таких случаях тектонисты разбираются исключительно между собой, игнорируя мнения других специалистов. Так, в крупных синтезах по геодинамике Северо-Восточной Азии и Аляски [Nokleberg et al., 2001; Tectonic evolution..., 2002], многие сиалические мезозойские блоки (terranes) рассматриваются как «бореальные». Странно, что нет ни слова критики в адрес авторов иных представлений о дрейфе этих блоков из тропической части Палеопацифики или просторов Северной Палеопацифики [Зоненшайн, Кузьмин, 1992; и др.], так же как и ссылок на то, что по данным палеобиогеографии было показано, что сиалические блоки (террейны) Северо-Восточной Азии большей частью имеют «бореальное» происхождение [Захаров и др., 1996; Zakharov, 1989].

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Эта статья рассчитана прежде всего на палеонтологов. Автор стремился показать возможности палеобиогеографии в решении некоторых актуальных задач геологии: палеогеографии и палеогеодинамики. Нами постоянно подчеркивалось, что палеобиогеография заимствует у биогеографии принципы исследований и, отчасти, методы. Казалось бы, палеонтологам следует воспользоваться номенклатурой и терминологией биогеографов.

Однако в биогеографии пока нет унифицированной базы номенклатуры, терминологии и понятий. Как признают сами биологи, «...отсутствие общепринятой терминологии и номенклатуры единиц биогеографического районирования (или даже общепринятых подходов к этому вопросу) становится не только недопустимым, но и необъяснимым» [Кафанов, Кусакин, 1982].

Именно это обстоятельство побудило палеонтологов предпринять собственные усилия в выработке унифицированного профессионального палеобиогеографического языка. С этой целью Международная общественная ассоциация «Друзья палеобиогеографии», ныне действующая в рамках Международной подкомиссии по юрской системе, предложила свод правил классификации, номенклатуры и описания биогеографических единиц, или биохорем. В настоящее время эти правила носят рекомендательный характер, хотя необходимость их более жесткого внедрения остро ощущается [Сесса, Westermann, 2003; Захаров и др., 2003]. Отсутствие единого понимания некоторых палеобиогеографических терминов и устоявшейся номенклатуры палеобиохорем не влияет, конечно, на результаты палеобиогеографических исследований, связанных с выяснением закономерностей в расселении организмов на поверхности Земли, и, тем более, на их палеогеографическую и палеогеодинамическую интерпретации. Однако такое положение дел создает определенные неудобства, заставляя исследователя всякий раз объяснять «язык», т.е. значение терминов и легитимность номенклатуры палеобиохорем.

Гораздо большие неудобства причиняет разный подход к выделению палеобиохорем. Правда, при палеобиогеографическом районировании предпочтению, как правило, отдается таксонам, а не палеосообществам в силу трудностей реконструкции последних. Возможно поэтому наиболее крупные биогеографические единицы: области и надобласти, как в морской, так и в континентальной палеобиогеографии, по крайней мере, в мезозое и кайнозое, понимаются одинаково, что позволяет столь же однозначно интерпретировать климатические пояса и зоны [Мейен, 1987]. Основываясь на данных о климатах в мезозое, методами палеобиогеографии можно оценить горизонтальные перемещения микроплит в широтном направлении. Так, было показано, что некоторые сиалические массивы (террейны) Северо-Восточной Азии (в том числе Омолонский и Охотский) никогда не перемещались южнее 55° с.ш. и имеют паравтохтонное («бореальное») происхождение.

Ареалографический метод и основанное на нем палеобиогеографическое районирование позволяют реконструировать барьеры (глубоководные тропы или течения) на путях расселения фаун или, наоборот, намечать проливы, соединявшие акватории, на тех участках, где осадки не сохранились. Так, существование двух провинций – Канадской и Сибирской – в триасовом бассейне Арктики можно объяснить наличием глубоководного желоба (Южно-Аньюйский океан), проходившего в виде залива в Арктику со стороны Палеоокеана. Однако в юрском периоде глубоководный желоб исчез: об отсутствии преград свидетельствует сходство фауны по обе стороны Арктики. По геофизическим данным, континентальный рифтинг между Южно- и Северо-Американской плитами начался в средней юре, однако мелко-

водный морской путь («испанский коридор»), соединявший восточный берег Палеоокеана с Западным Тетисом, существовал в этом месте еще в плинсбахе. Это показал анализ ареалов моллюсков, окаменелые остатки одинаковых таксонов которых (двустворки и аммониты) обнаружены по обе стороны Атлантики. По ареалологическим данным в плинсбахе реконструирован пролив между Скандинавией и Гренландией («коридор Викинг»), который в течение всей юры и мела практически постоянно функционировал как морской путь обмена фаунами Арктической и Бореально-Атлантической биогеографических областей. Согласно данным палеогеодинамики, океанический спрединг начался в этом месте только в конце мела.

В очень большом числе палеобиогеографических публикаций рассмотрены сотни конкретных ситуаций по всему фанерозою, которые интерпретируются в соответствии или противоречии с палинспастическими реконструкциями. Иногда (как, например, с мезозойским террейнами Северо-Восточной Азии: Омолония и Охотия) палеобиогеографический анализ позволяет однозначно оценить факт параавтохтонного происхождения террейнов. В других случаях (террейны Западной Канады: Стикиния и Врангелия) результаты ареалологического анализа морской фауны не столь очевидны. Но ясно лишь одно: палеобиогеографический метод должен привлекаться при любых палинспастических реконструкциях наряду с палеомагнитным, геофизическим, геохимическим и структурным методами. Этот метод позволит специалистам по палеогеодинамике избежать ошибок при реконструкциях горизонтального перемещения плит и террейнов, которые иногда случаются.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 03-05-64297).

## ЛИТЕРАТУРА

- Андреев В.Л. Системы-классификации в биогеографии и систематике: (Детерминистские методы) // Иерархические классификационные построения в географической экологии и систематике. Владивосток: Наука, 1979. С. 3–59.
- Вахрамеев В.А. Начало работ по палеогеографии в России // Очерки по истории геологических знаний. М.: Изд-во АН СССР, 1955. С. 104–123.
- Гурьянова Е.Ф. Закономерности распределения современной морской фауны и принцип районирования Мирового океана // Вопросы палеобиогеографии и биостратиграфии. М.: Госгеолтехиздат, 1957. С. 15–24.
- Дагис А.С. Явления метахореза среди триасовых спириферинид // Проблемы палеозоогеографии мезозоя Сибири. М.: Наука, 1972. С. 34–44. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 111).
- Дагис А.С., Архипов Ю.В., Бычков Ю.М. Стратиграфия триасовой системы Северо-Востока Азии. М.: Наука: 1979. 241 с.
- Дарвин Ч. Происхождение видов путем естественного отбора, или сохранение благоприятных рас в борьбе за жизнь. СПб.: Наука, 1991. 540 с.
- Диц Р., Холден Дж. Распад Пангеи // Новая глобальная тектоника / Под ред. Л.П. Зоненшайна, А.А. Ковалева. М.: Мир, 1974. С. 315–329.
- Жирмунский А.В. Сравнительное исследование теплоустойчивости клеток морских беспозвоночных в связи с их географическим распространением и экологией // Клетка и температура среды. М.; Л.: Наука, 1964. С. 142–150.
- Захаров В.А. Загадки палеобатиметрии и методы реконструкции палеоглубин // Палеострат-2004: Тез. докл. Годич. собр. секция палеонтологии МОИП. М.: Изд-во МГУ, 2004. С. 15–16.

- Захаров В.А., Курушин Н.И., Похиалайнен В.П.* Биогеографические критерии геодинамики террейнов Северо-Восточной Азии в мезозое // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 11. С. 3–25.
- Захаров В.А., Курушин Н.И., Шурыгин Б.Н.* Палеобатиметрические реконструкции в эпиконтинентальных мезозойских бореальных морях: Междисциплинарный подход // Среда и жизнь в геологическом прошлом: Тез. докл. Всерос. симпоз., посвящ. 100-летию Р.Ф. Геккера / Под ред. В.А. Захарова, Б.Н. Шурыгина, О.С. Дзюбы. Новосибирск: НИЦ ОИГГИМ СО РАН, 2000. С. 6–7.
- Захаров В.А., Меледина С.В., Шурыгин Б.Н.* Палеобиохория юрских бореальных бассейнов // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 7. С. 664–675.
- Захаров В.А., Рогов М.А.* Бореально-тетические миграции моллюсков на юрско-меловом рубеже и положение биогеографического экотона в Северном полушарии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11, № 2. С. 54–74.
- Захаров В.А., Шурыгин Б.Н.* Биогеография, фации и стратиграфия средней юры Советской Арктики (по двустворчатым моллюскам). Новосибирск: Наука, 1978. 206 с. (Тр. ИГиГ СО РАН; Вып. 352).
- Захаров В.А., Шурыгин Б.Н.* Метод реконструкции рельефа дна и глубины морских палеобассейнов на основании анализа катен бентоса // Среда и жизнь в геологическом прошлом. Новосибирск: Наука, 1985. С. 97–107.
- Захаров В.А., Шурыгин Б.Н., Курушин Н.И.* и др. Мезозойский океан в Арктике: Палеонтологические свидетельства // Геология и геофизика. 2002а. Т. 43, № 2. С. 155–181.
- Захаров В.А., Шурыгин Б.Н., Курушин Н.И.* и др. Палеонтологические и палеоэкологические свидетельства присутствия арктического океана в мезозое // Российская Арктика: Геологическая история, минерагения, геоэкология / Под ред. Д.А. Додина, В.В. Суркова. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002б. С. 80–92.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И.* Палеогеодинамика. М.: Наука, 1992. 192 с.
- Иванова Е.Ф.* Фораминиферы волжского века бореальных бассейнов. Новосибирск: Наука, 1973. 140 с.
- Кафанов А.И., Кудряшов В.А.* Морская биогеография. М.: Наука, 2000. 176 с.
- Кафанов А.И., Кусакин О.Г.* Предисловие // Морская биогеография: Предмет, методы и принципы районирования / Под ред. О.Г. Кусакина. М.: Наука, 1982. С. 3–4.
- Климат в эпохи крупных биосферных перестроек / Под ред. М.А. Семихатова, Н.М. Чумакова. М.: Наука, 2004. (Тр. ГИН РАН; Вып. 550).
- Красилов В.А.* Эволюция и систематика хвойных // Палеонтол. журн. 1971. № 1. С. 7–20.
- Красилов В.А.* Палеонтология и мобилизм // Геотектоника. 1974. № 1. С. 18–28.
- Макридин В.П.* Принципы выделения и номенклатура подразделений палеозоогеографического районирования морских бассейнов // Палеонтол. журн. 1973. № 3. С. 3–9.
- Макридин В.П., Кац Ю.Н.* Значение обобщающих палеонтологических исследований для стратиграфии палеонтологии // Там же. 1965. № 3. С. 4–15.
- Макридин В.П., Мейен С.В.* Палеобиогеографические исследования // Современная палеонтология. Т. 2: Методы, направления, проблемы, практическое приложение. М.: Недра, 1988. С. 5–31.
- Мейен С.В.* О гипотезе перемещения континентов с точки зрения палеофлористики карбона и перми // Геотектоника. 1969. № 5. С. 3–16.
- Мейен С.В.* Принципы палеобиогеографического районирования // Палеонтология. Морская геология. М.: Наука, 1976. С. 18–24. (МГК. 25-я сес. Докл. сов. геологов).
- Мейен С.В.* Основы палеоботаники. М.: Недра, 1987. 403 с.
- Мейерхофф А., Мейерхофф Г.* Новая глобальная тектоника – основные противоречия // Новая глобальная тектоника / Под ред. Л.П. Зоненшайна, А.А. Ковалевой. М.: Мир, 1974. С. 377–455.
- Несис К.Н.* Зоогеография Мирового океана: Сравнение зональности пелагиали и регионального членения шельфа (по головоногим моллюскам) // Морская биогеография: Предмет, методы и принципы районирования / Под ред. О.Г. Кусакина. М.: Наука, 1982. С. 114–134.
- Новая глобальная тектоника / Под ред. Л.П. Зоненшайна, А.А. Ковалевой. М.: Мир, 1974. 471 с.



- Палеонтологический словарь / Под ред. Г.А. Безносовой, Ф.А. Журавлевой. М.: Наука, 1965. 615 с.
- Парфенов А.М. Террейны и история формирования мезозойских орогенных поясов Восточной Якутии // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 6. С. 32–43.
- Паттерсон К. Задачи и методы биогеографии // Биосфера: Эволюция, пространство, время: Биогеографические очерки / Под ред. Р.У. Симпса и др. М.: Прогресс, 1988. С. 12–35.
- Сакс В.Н. Некоторые общие вопросы палеогеографии и палеобиогеографии мезозойской эры // Проблемы палеозоогеографии мезозоя Сибири / Под ред. В.Н. Сакса. М.: Наука, 1972. С. 5–18.
- Сакс В.Н., Басов В.А., Дагис А.А. и др. Палеозоогеография морей бореального пояса в юре и неокоме // Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск: Наука, 1971. С. 179–211.
- Сакс В.Н., Нальняева Т.И. Верхнеюрские и нижнемеловые белемниты севера СССР: Роды *Pachyteuthis* и *Acroteuthis*. М.: Наука, 1966. 216 с.
- Соколов С.Д. О критике палинспастических реконструкций и аккреционных моделей северо-востока России // Геотектоника. 1992. № 3. С. 102–106.
- Тахтаджан А.Л. Основные фитохории позднего мела и палеоцена на территории СССР и сопредельных стран // Ботан. журн. 1966. Т. 51, № 9. С. 1217–1230.
- Шульгина Н.И. О принципах выделения биогеографических категорий на примере юрских и неокомских морей Северной Сибири // Геология и геофизика. 1966. № 2. С. 15–24.
- Aberhan M. Paleobiogeographic patterns of pectinoid bivalves and the Early Jurassic tectonic evolution of Western Canadian terranes // *Palaios*. 1998. Vol. 13. P. 129–148.
- Aberhan M. Terrane history of the Canadian Cordillera: Estimating amounts of latitudinal displacement and rotation of Wrangelia and Stikinia // *Geol. Mag.* 1999. Vol. 136, N 5. P. 481–492.
- Aberhan M. Bivalve palaeobiogeography and the Hispanic Corridor: Time of opening and effectiveness of a proto-Atlantic seaway // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2001. Vol. 165. P. 375–394.
- Callomon J.H., Donovan D.T., Triimpy R. An annotated map of the Permian and Mesozoic formations of East Greenland // *Medd. Grønland*. 1972. Bd. 168, N 3. S. 1–35.
- Cecca F., Westermann G.E.G. Towards a guide to palaeobiogeographic classification. 2003 // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2003. Vol. 201. P. 179–181.
- Damborenea S.E. Hispanic Corridor: Its evolution and the biogeography of bivalve molluscs // *Advances in Jurassic research: GeoResearch Forum* / Ed. R.L. Hall, P.L. Smith. Utikon; Zürich, 2000. P. 369–380. (Trans. Tech. Publ.; Vol. 6).
- Damborenea S.E., Manceñido M.O. On the palaeogeographical distribution of the pectinid genus *Weyla* (Bivalvia, Lower Jurassic) // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1979. Vol. 27. P. 85–102.
- Dansereau P. Biogeography: An ecological and evolutionary approach. 4th ed. Oxford: Blackwell, 1957. 244 p.
- Didenko A.N., Bondarenko G.Ye., Sokolov S.D., Kravchenko-Berezhnoy I.R. Jurassic-Cretaceous history of the Omolon massif, Northeastern Russia: Geologic and paleomagnetic evidence // *Tectonic evolution of the Bering shelf – Chukchi sea – Arctic margin and adjacent landmasses* / Ed. E.L. Miller et al. Boulder (Color.), 2002. P. 255–241. (*Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*; 360).
- Hallam A. Evidence of displaced terranes from Permian to Jurassic faunas around the Pacific margin // *J. Geol. Soc. London*. 1986. Vol. 143. P. 209–216.
- Fooden J. Breakup of Pangea and isolation of relict mammals in Australia, South America and Madagascar // *Science*. 1972. Vol. 175, N 4024. P. 894–898.
- Kerr R.A. From Earth's core to African oil // *Ibid.* 2001. Vol. 294, N 5541. P. 287.
- Manceñido M.O. Paleobiogeography of Mesozoic brachiopod faunas from Andean-Patagonian areas in a global context // *Geobios Mém.* 2002. Spec. N 24. P. 176–192.
- Monger J.W.H., Ross C.A. Distribution of fusulinaceans in the Western Canadian Cordillera // *Canad. J. Earth Sci.*, 1971. Vol. 8. P. 259–278.
- Neumayr M. Über klimatische Zonen während der Jura- und Kreide // *Ztschr. Denkschr. Konigl. Akad. Wiss. Wien*. 1883. T. 47. S. 277–310.
- Newton C.R. Significance of «Tethyan» fossils in the American Cordillera // *Science*. 1988. Vol. 242. P. 385–391.

- Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H. et al.* Phanerozoic tectonic evolution of the Circum-North Pacific // U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 2001. N 1626. P. 1–127.
- Panusca B.C., Stone D.V.* Late Palaeozoic palaeomagnetic data for Wrangellia: Resolution of the polarity ambiguity // *Nature*. 1981. Vol. 293. P. 561–563.
- Smith P.L.* The Pliensbachian ammonite *Dayiceras dayiceroides* and Early Jurassic paleogeography // *Canad. J. Earth Sci.* 1983. Vol. 20. P. 86–91.
- Taylor D.G., Callomon J.H., Hall R. et al.* Jurassic ammonite biogeography of western North America: the tectonic implications // *Jurassic – Cretaceous biochronology and paleogeography of North America* / Ed. G.E.G. Westermann. Toronto: Univ. Press, 1984. P. 121–141. (Geol. Assoc. Canada, Spec. Pap.; Vol. 27).
- Tectonic evolution of the Bering shelf-Chukchi sea-Arctic margin and adjacent landmasses // Ed. E.L. Miller et al. Boulder (Colo.), 2002. 387 p. (Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.; 360).
- Termier H., Termier G.* Histoire géologique de la biosphère. Paris, 1952. 721 p.
- Termier H., Termier G.* Atlas de paléogéographie. Paris: Masson, 1960. 99 p.
- Tozer E.T., Nassichuk W.W., Smith P.L., Tipper H.W.* Fossils and terranes: Evidence for dissecting the Cordillera // *Geos.* 1991. Vol. 20, N 3. P. 20–27.
- Turrill W.B.* The evolution of floras with special reference to those of the Balkan Peninsula // *J. Roy. Soc. London. Bot.* 1958. Vol. 56, N 365; *London. J. Roy. Soc. Zool.* 1958. Vol. 44, N 295. P. 136–152.
- Uhlig V.* Die marinen Reiche des Jura und der Unterkreide // *Mitt. Geol. Ges. Wien.* 1911. Bd. 4, H. 3. S. 229–448.
- Westermann G.E.G.* Comments to Hallam's conclusion regarding the first marine connection between the Eastern Pacific and Western Tethys // *Paleontology and plate tectonics* / Ed. R.M. West. Milwaukee, 1977. P. 35–38. (Milwaukee Publ. Mus. Spec. Publ. Biol. Geol.: Vol. 2).
- Westermann G.E.G.* Biolochoe classification and nomenclature in paleobiogeography: An attempt at order // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeobiogeogr.* 2000a. Vol. 158. P. 1–13.
- Westermann G.E.G.* Marine faunal realms of the Mesozoic: Review and revision under the new guidelines for biogeographic classification and nomenclature // *Ibid.* 2000b. Vol. 163. P. 49–65.
- Westermann G.E.G., Riccardi A.* Middle Jurassic ammonite evolution in the Andean Province and emigration to Tethys // *Sedimentary and evolutionary cycles* / Ed. U. Bayer, A. Seilacher. Berlin: Springer, 1985. P. 4–34.
- Wiedmann J.* Plate tectonics, sea level changes, climate – and the relationship to ammonite evolution, provincialism, and mode life // *Cephalopods – present and past* / Ed. J. Wiedmann and J. Kullmann. Stuttgart: Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 1988. P. 737–765.
- Zakharov V.A.* Paleogeographic and paleoenvironmental seas of Soviet Arctic and ocean connections of the Arctic and Northern Pacific basins from the paleontological evidences // *Abstr. of 28th Intern. Geol. Congr. Wash. (D.C.)*. 1989. P. 423.
- Ziegler A.M., Scotese C.R., Barrett C.F.* // Tidal friction and the Earth's rotation / Ed. P. Brosche, J. Suendermann. New York: Springer, 1982. P. 240–252.

## **ЗНАЧЕНИЕ ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ДЛЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ И ПАЛЕОКЛИМАТОЛОГИИ**

История развития палеогеографии и палеоклиматологии, а особенно их современный опыт свидетельствуют об очень большом значении палеобиогеографических данных при реконструкции климатов и расположения континентов в геологическом прошлом. В то же время признание дрейфа континентов и существенных перестроек климатической зональности на Земле позволяет решить ряд давних палеобиогеографических проблем, а также уточнить существующие реконструкции. Достижимое при этом согласие между палеогеографическими, палеоклиматическими и палеобиогеографическими данными, а также с их планетарными закономерностями говорит о реальности реконструкций и о том, что палеобиогеография и палеоклиматы во многом формировались сходными факторами.

**N.M. Chumakov**

## **IMPLICATION OF PALEOBIOGEOGRAPHICAL STUDIES FOR PALEO GEOGRAPHY AND PALEOCLIMATOLOGY**

History of paleogeography, paleoclimatology, paleobiogeography and particular their recent experience show very important role of paleobiogeographical facts for reconstructions of climates and continental positions in the past. On the other hand, recognition of continental drift and large climatic zonality reorganizations help to solve a number ancient paleobiogeographic problems. Agreement between paleogeographic, paleoclimatic and paleobiogeographic data and with their global regularities supports reality of the reconstructions and shows that paleoclimates and paleobiogeography in large degree were driven by the same factors.

Палеобиогеография является не только важным инструментом палеонтологических и биостратиграфических исследований, но имеет также существенное общегеологическое значение. Это особенно подчеркивал в своих работах и выступлениях В.В. Меннер [Меннер, 1979], который в 60-е годы прошлого века активно участвовал в редактировании Атласа литолого-палеогеографических карт СССР [Атлас..., 1967–1969], а немного позднее, в 70-е годы, организовал масштабные палеобиогеографические исследования в Геологическом институте АН СССР. Их результатом явилась целая серия публикаций [Вахрамеев и др., 1970; Красилова, 1976; Розанов, 1976; Розман, 1976; Соловьева, 1976].

Особенно широко данные палеобиогеографии в комплексе с другими методами используются в палеогеографии и палеоклиматологии. Для этих ветвей геологии значение палеобиогеографии очевидно, поскольку и современная биогеография и накопленные геологией материалы однозначно свидетельствуют о том, что многие организмы и их сообщества являются чув-

ствительными индикаторами климата, а ареалы их распространения в прошлом помогают устанавливать былое единство ныне разобщенных территорий, предполагать наличие или отсутствие морских и наземных связей.

По мере развития геологических знаний значение палеобиогеографии возрастало. Кратко проиллюстрируем этот процесс на наиболее ярких примерах. Использовать ископаемые органические остатки для реконструкций климата стали еще в XIX в. Уже в первых изданиях своих «Основ геологии» Ч. Ляйель, исходя из распространения коралловых рифов, указал на более теплый, чем ныне климат мезозоя [Lyell, 1830]. Несколько позже Ф. Рёмер по распространению рудист выделил в мелу два климатических пояса и отметил, что в Европе северная граница теплого пояса с рудистами располагалась севернее, чем в Северной Америке. Поэтому он предположил, что Гольфстрим возник не позже мелового периода [Roemer, 1852]. Быстрое развитие во второй половине XIX в. биогеографии (Ч. Дарвин, А. Уоллес, Дж. Дана и др.) существенно усиливало интерес к палеобиогеографии. Особенно часто для климатических построений использовались палеоботанические данные. Достаточно в связи с этим упомянуть монументальный труд О. Геера «Ископаемые флоры Арктики» в семи томах [Heer, 1868–1883]. В этот первоначальный период своего развития биогеографические данные были достаточно разрозненными и рассматривались обычно в масштабе целых периодов. Соответственно, палеогеографические и палеоклиматические их интерпретации были региональными и касались преимущественно крупных временных интервалов.

В XX в. начался следующий этап в использовании палеобиогеографических данных для палеогеографических и палеоклиматических реконструкций. В это время делаются попытки реконструировать палеогеографию и палеоклиматы для Земли в целом. Эти реконструкции часто создавались уже для более узких, чем ранее, стратиграфических интервалов, отделов и ярусов. При этом, как правило, использовался комплекс палеоклиматических индикаторов, в котором важное место отводилось палеобиогеографическим данным, чаще всего флористическим. Это объясняется тем, что к этому времени была установлена очень тесная (частично количественная, например: [Bailey, Sinnott, 1915]) зависимость растительности от климата, что послужило основанием для Л. Берга положить характер растительности в основу своей классификации современных климатов [Берг, 1927]. Палеобиогеографические исследования очень многих палеоботаников имели большое значение для палеоклиматологии [Криштофович, 1937; Залесский, 1938; Dorf, 1959; и др.]. В области палеогеографии широкое признание получили работы Н.И. Андрусова, который по моллюскам установил историю бассейнов Крымо-Кавказской области [Андрусов, 1918]. Среди палеозоогеографических исследований, внесших вклад в изучение палеоклиматов, заслуживает упоминания также работа Н. Спъелднеса [Spjeldnaes, 1960], который на основании распространения фауны ордовика первым сделал вывод о существовании оледенения в позднем ордовике и указал на область, где оно происходило. Это открытие, сделанное, так сказать, на кончике пера, а точнее на кончике карандаша, с помощью которого рисовались палеобио-

географические карты, было вскоре подтверждено геологическими съемками, произведенными французскими геологами в Сахаре [Beuf et al., 1970].

Большое внимание палеобиогеографическим данным было уделено в четырех томах Атласа литолого-палеогеографических карт СССР, изданных в 1967–1969 гг. [Атлас..., 1967–1969]. Как уже упоминалось, в редактировании этого издания принимал участие В.В. Меннер, а в составлении карт – многие сотрудники ГИНа. Атлас содержит 73 литолого-палеогеографических карты СССР, которые отражают географию и седиментогенез во время почти всех веков фанерозоя, а также основных подразделений позднего докембрия. Большинство фанерозойских карт сопровождается палеобиогеографическими схемами с указанием наиболее типичных групп фауны для каждого бассейна. Кроме того, к Атласу приложены многочисленные реконструкции для отдельных регионов. Среди них – ряд детальных палеобиогеографических схем. Биогеографические схемы существенно помогли реконструировать конфигурацию древних бассейнов и связи бассейнов между собой. Для платформенных регионов все реконструкции сохранили свое значение до настоящего времени и часто используются в разных исследованиях не только в России, но и за рубежом.

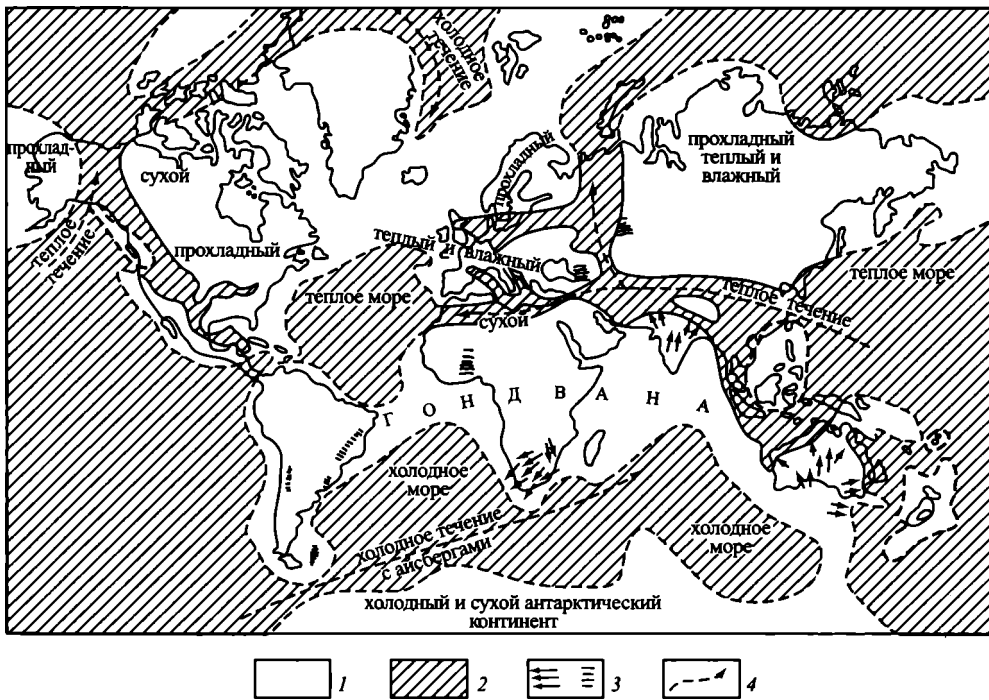
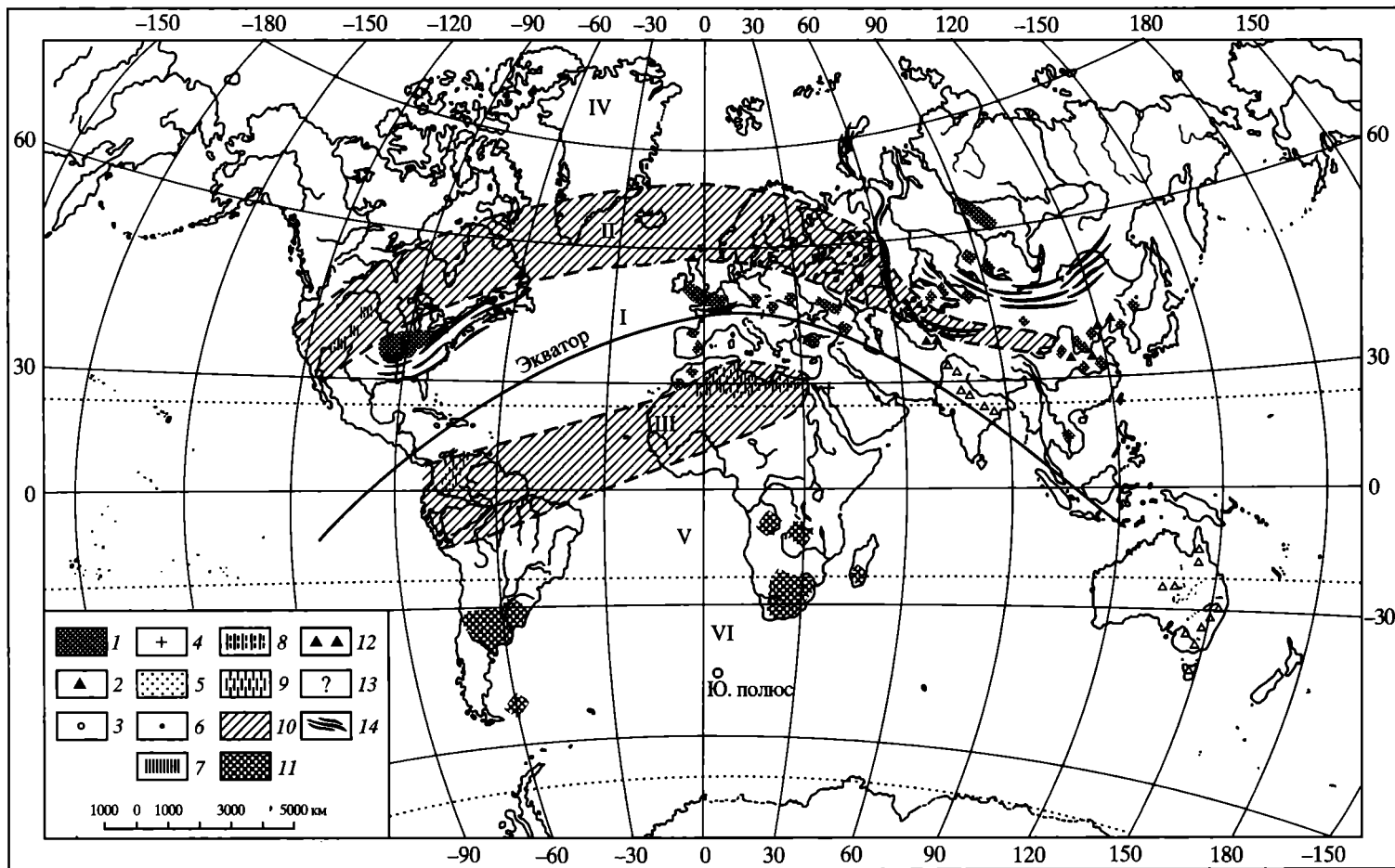


Рис. 1. Палеоклиматическая схема К. Брукса для пермокарбона (по: [Brooks, 1926; Шварцбах, 1955])

1 – суша; 2 – океаны и моря; 3 – области оледенений; 4 – течения. Обращают на себя внимание океанические мосты, промежуточные континенты и ряд почти замкнутых океанов



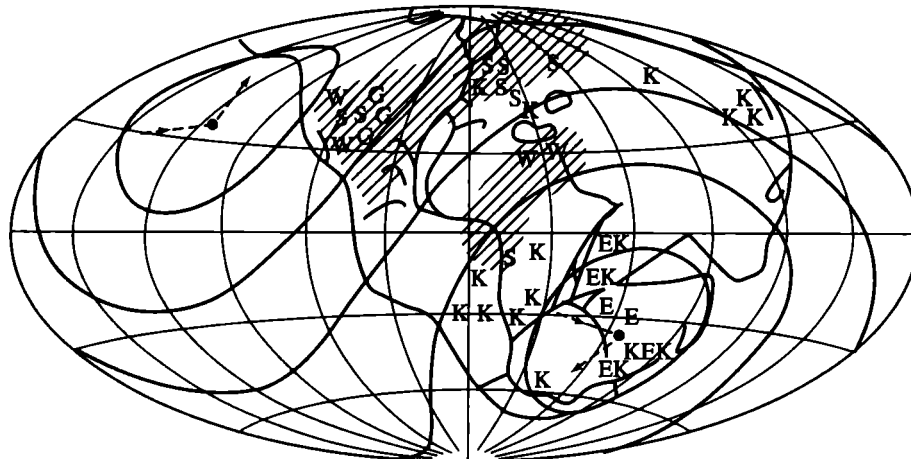
До последней трети XX в. в палеогеографии, и в геологии вообще, господствовало традиционное направление, исходившее из постоянства положения континентов (фиксизм). Этих взглядов некоторые исследователи кайнозоя и мезозоя придерживаются у нас и сейчас. С фиксистских позиций действительно нетрудно объяснить палеоклиматические и палеобиогеографические данные для кайнозоя [Schwarzbach, 1946] и даже позднего мезозоя [Ронов, Балуховский, 1981; Красилов, 1985], поскольку с конца юрского периода широтное положение континентов приблизилось к современному. Значительно труднее, практически невозможно, объяснить с этих позиций палеозойские палеоклиматические данные. Особенно трудно понять чрезвычайно широкое распространение позднепалеозойских ледниковых отложений и нахождение их в низких и приэкваториальных северных и южных широтах. Переслаивание морских и континентальных фаций в пермских ледниковых разрезах не позволяет считать оледенения высокогорными. Поперечники современного ареала хорошо доказанных пермских ледниковых отложений составляют и по долготе и по широте  $210^\circ$ , поэтому при любом размещении полюса область оледенений пересечет экватор. Для объяснения этих неопровержимых фактов привлекались замысловатые системы течений [Brooks, 1926] (рис. 1) или возникновение очень высоких покрытых ледниками плато в комбинации с перемещением оси вращения Земли [Страхов, 1960] (рис. 2).

Затруднительно с позиций фиксизма объяснить также палеобиогеографию ранней перми, например, господство холоднолюбивой гангамоптерисовой флоры в ранней перми Индии и Центральной части Южной Америки. В построениях фиксистов обычно недооценивались или даже игнорировались палеобиогеографические данные. Например, Н.М. Страхов считал, что вследствие своей подвижности и эволюционной пластичности организмы не являются надежными индикаторами для реконструкций палеоклиматов. Сам он не использовал ископаемые организмы в своих реконструкциях и даже упрекнул Л.Б. Рухина за их применение [Страхов, 1960, с. 5]. Представляется парадоксальным, что такой крупный ученый, высоко ценивший, широко применявший и мужественно защищавший актуалистический метод, блестящий знаток исторической геологии, недооценил данные и биогеографии и палеобиогеографии, которые накапливались, начиная с XIX в. В определенной степени это недоверие к палеобиогеографии, а также преувеличенное представление о значимости аридных поясов, помешали Н.М. Страхову признать мобилистские взгляды А. Вегенера и склонили его последовать в

**Рис. 2.** Климатическая зональность среднего и верхнего карбона [Страхов, 1960]

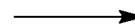
1–5 – гумидная зона: 1 – угли, 2 – бокситы, 3 – железные руды, 4 – марганцевые руды, 5 – кора выветривания; 6–10 – аридная зона: 6 – мелкие накопления гипсов и солей, 7 – галогенные толщи большого протяжения, 8, 9 – красноцветные толщи (8 – с линзами галогенных пород, 9 – с карбонатным материалом), 10 – пролегание аридных областей; 11, 12 – ледовая область оледенения: 11 – материкового типа, 12 – высокоприподнятых областей; 13 – недостоверное нахождение отложений того или иного типа, 14 – горные сооружения

I – экваториальный пояс; II, III – северный и южный аридные пояса; IV, V – северный и южный умеренные пояса; VI – южный полярный пояс



**Рис. 3.** Пангея: оледенения, болота и пустыни в перми по: [Корпен, Wegener, 1924; Wegener, 1929]

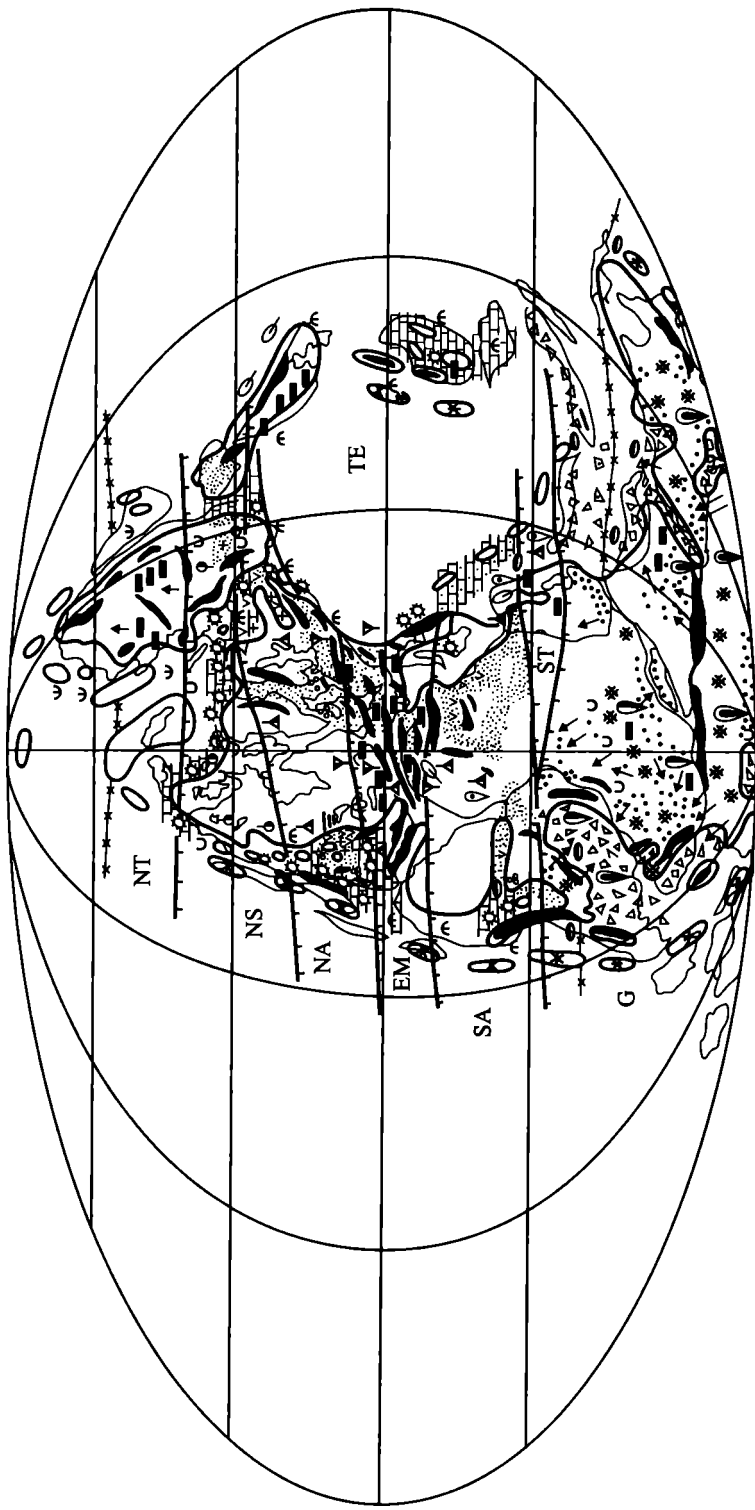
Е – следы оледенения; К – уголь; S – соль; G – гипс; W – песчаники пустынь; штриховка – аридные климатические зоны



**Рис. 4.** Климатическая зональность ассельско-сакмарского времени [Чумаков, Жарков, 2002]

1–13 – палеонтологические климатические индикаторы: 1 – холоднолюбивая растительность Северо-Сибирской области, 2 – умеренно холоднолюбивая растительность Сибирской области, 3 – теплолюбивая растительность Субангарской области, 4 – теплолюбивая растительность Евромерийской области, а также растительность, сходная с евромерийской в Аравии и Бирмо-Малаккском регионе, 5 – тепло- и влаголюбивая растительность Катазийского царства (а – Северо-Китайские флористические области, б – Южно-Китайская флористическая область), 6 – теплолюбивая растительность Южного полушария (гондванская растительность с элементами евромерийской и/или катазиатской в Африке), 7 – умеренно теплолюбивая растительность Гондванского царства (а – Австрало-Афро-Американская область, б – Аргентино-Бразильская область) – только в позднесакмарское время, 8 – умеренно холоднолюбивая растительность Гондванского царства (Глоссоптерисовая флористическая область), 9 – холоднолюбивая растительность Гондванского царства (Гангомптерисовая флористическая область), 10 – главные местонахождения палинофлоры соответствующих фитохорий, 11 – границы некоторых фитохорий, 12 – комплексы шельфовой фауны беспозвоночных (по: [Грунт, 1995]: а – высокобореальный, б – низкобореальный, в – тропический (палеоэкваториальный), г – нотальный), 13 – северная и южная границы распространения конодонтов ранней перми; 14–29 – литологические индикаторы: 14 – преимущественно континентальные ледниковые и межледниковые отложения, 15 – направления движения ледников, 16 – ископаемые троговые долины, 17 – центры оледенений, 18 – преимущественно морские и мариноглициальные отложения, 19 – предполагаемые ледниковые отложения, 20 – каменные угли, 21 – бокситы, латериты, 22, 23 – почвы (22 – гумидные, 23 – карбонатные, красочетные и пестроцветные, частично оглеенные, и калькреды), 24 – гипсы и ангидриты, 25 – каменные, калийные и другие соли, 26 – аридные красочеты, 27 – золотые отложения, 28 – карбонатные платформы, 29 – рифы; 30–33 – некоторые географические элементы: 30–31 – береговые линии (30 – современные, 31 – древние), 32 – горные сооружения, 33 – вулканические цепи; 34 – границы климатических поясов. Буквами обозначены климатические пояса: G – ледниковый, NT, ST – северный и южный умеренные, NS – северный семиаридный, NA, SA – северный и южный аридные, EM – экваториальный горный, TE – тропико-экваториальный





- |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |
|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| ↑ 1  | ↑ 2  | ♀ 3  | ▽ 4  | ⊖ 5  | ⊖ 6  | ⊖ 7  | ⊖ 8  | ⊖ 9  | ⊖ 10 | ⊖ 11 |
| ⊖ 12 | ⊖ 13 | ⊖ 14 | ⊖ 15 | ⊖ 16 | ⊖ 17 | ⊖ 18 | ⊖ 19 | ⊖ 20 | ⊖ 21 | ⊖ 22 |
| ⊖ 23 | ⊖ 24 | ⊖ 25 | ⊖ 26 | ⊖ 27 | ⊖ 28 | ⊖ 29 | ⊖ 30 | ⊖ 31 | ⊖ 32 | ⊖ 33 |
|      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |

своих палеоклиматических реконструкциях за Ф. Лотце [Lotze, 1938]. Последний связывал климатические изменения на Земле с постепенным, но значительным перемещением оси вращения планеты.

Фиксизм существенно затруднял и многие другие палеобиогеографические и палеоклиматические интерпретации в палеозое. Для объяснения палеобиогеографической общности приходилось предполагать на месте глубоководных океанов промежуточные континенты, позже затонувшие, или сухопутные мосты, пересекавшие эти океаны (см. рис. 1). Резкие различия между соседними биохориями<sup>1</sup> нередко объяснялись геологически неподтвержденными предположениями о высокогорных, морских или климатических барьерах. Для объяснения же палеоклиматических данных обычно предполагалось существование мощных течений или перемещения оси вращения Земли.

В начале XX в. зародилось и второе, альтернативное фиксизму направление, которое допускало значительные перемещения континентов (мобилизм). Хотя мобилистские идеи высказывались разными исследователями еще в XIX в., аргументировано эти взгляды впервые были изложены А. Вегенером в 1912 г. [Wegener, 1912]. В четвертом, последнем прижизненном, издании своей главной работы он признается, что хотя мысль о возможном единстве обеих Америк, Европы и Гондванских материков возникла у него и раньше, решающим толчком для создания гипотезы дрейфа континентов все же послужило палеобиогеографическое сходство этих континентов в прошлом [Wegener, 1929]. Для подтверждения дрейфа континентов он, кроме геологических и геофизических материалов, привлек обширные палеобиогеографические данные, которым посвятил в этой книге целую главу. Таким образом, можно сказать, что палеобиогеография была, если не матерью, то повивальной бабкой мобилизма. В своей книге А. Вегенер показал также, что существуют коренные различия между земной корой континентов и океанов и что первая не может превратиться во вторую. Следовательно, предположения о затонувших континентах не реальны.

Мобилизм долгое время не находил поддержки. Толчок к широкому признанию дрейфа континентов в конце 60-х – начале 70-х годов XX в. дали развитие палеомагнетизма, детальное изучение океанов и особенно глубоководное бурение в океанах. Признание дрейфа континентов обусловило в конце XX в. настоящий расцвет палеогеографии, палеобиогеографии и палеоклиматологии. Были подтверждены многие идеи А. Вегенера. Поражает, в частности, что современные палеогеографические реконструкции для позднего палеозоя, основанные на огромной базе новейших геофизических, геологических и палеонтологических данных (включая материалы по океанам, Антарктиде, Арктике, палеомагнетизму, глубоководному бурению, палеобиогеографии и т.д. и т.д.), сравнительно мало изменили реконструкции, созданные А. Вегенером и В. Кёппенем [Köppen, Wegener, 1924]. А они их делали на основании очень неполных данных, имевшихся в начале XIX в.

<sup>1</sup> Их недавно предложено переименовать в «биохоремы» (см. статью В.А. Захарова в настоящем сборнике).

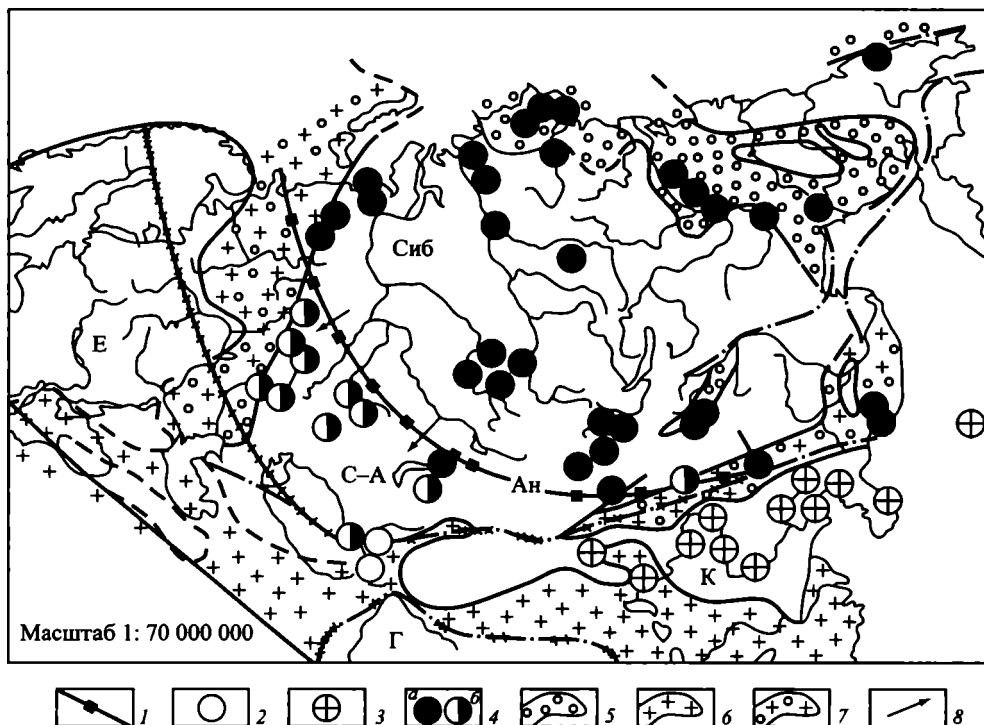
(сравните рис. 3 и 4). Даже легенды обеих реконструкций наглядно свидетельствуют об огромной разнице в количестве фактического материала, имевшегося в распоряжении Вегенера и собранного к концу XX в. Если в основе реконструкций Вегенера и Кёппена шесть признаков и считанное число их местонахождений, то современные реконструкции включают более 40 признаков и бесчисленные их местонахождения. Таким образом, последующее многолетнее и многократное увеличение фактического материала не смогло сколько-нибудь существенно изменить реконструкцию Вегенера. Это свидетельствует не только о его гениальности и интеллектуальной смелости<sup>2</sup>, но и о глубине совершенного им прорыва.

Этот прорыв открыл новые возможности в палеогеографии, палеобиогеографии и палеоклиматологии, устранив многие сложности, возникавшие ранее. Во-первых, появилось множество палеогеографических реконструкций для фанерозоя, которые в пределах точности палеомагнитных методов весьма сходны между собой по положению главных континентов и различаются только деталями. Последние касаются некоторых микроконтинентов и террейнов, палеомагнитные, геологические и другие данные о положении которых еще не достаточно точны. Во-вторых, палеобиогеографические реконструкции, построенные на мобилистской палеогеографической основе, стали более логичными и много лучше согласуются с палеоклиматическими данными ([Atlas..., 1973; Ziegler et al., 1979; Вахрамеев, 1988; Мейен, 1987; *мн. др.*], сравните также рис. 4 и 5). Делались интересные попытки уточнить мобилистские палеогеографические реконструкции с помощью палеобиогеографических данных. В частности, на основании распространения семейств и родов наземных тетрапод, изучались связи между континентами, начиная с палеозоя до плейстоцена [Каландадзе, Раутиан, 1980, 1992].

Поскольку палеобиогеографические данные стали лучше коррелироваться с палеогеографическими и палеоклиматическими данными, они приобрели в последние годы еще большее, чем раньше, значение во всех реконструкциях. Это становится очевидным, если ознакомиться с множеством палеогеографических и палеоклиматических схем, опубликованных с начала 70-х годов XX в. Большая значимость палеобиогеографических данных подчеркивается и в методической литературе по палеоклиматологии. В капитальном руководстве по климатической интерпретации геологических данных, недавно опубликованном Д. Пэрриш [Partish, 1998], биотическим и палеобиогеографическим признакам посвящена почти треть объема книги.

Использование палеобиогеографических данных стало общепринятым и почти обязательным условием для последнего поколения палеогеографических и палеоклиматических реконструкций [Ziegler, 1990; Ziegler et al., 1993; Rees et al., 1999, 2000; Sellwood et al., 2000; Чумаков и др., 1995; Чумаков, Жарков, 2002, 2003; и *мн. др.*]. В качестве примера остановимся на палеоклиматических реконструкциях, приведенных в книге «Климат в эпохи

<sup>2</sup> Интеллектуальная смелость А. Вегенера была частью его мужества вообще. Об этом свидетельствуют его рекорды полетов на воздушном шаре, гринландские экспедиции и обстоятельства его героической смерти.



**Рис. 5.** Схема палеофлористического районирования Северной и Центральной Евразии в перми [Дуранте, 1995]

1 – граница между Субангарской (С–А) и Сибирской (Сиб) палеофлористическими областями Ангарского палеофлористического царства (Ан); 2–4 – местонахождения растительных остатков: 2 – Евразийской палеофлористической области (Е), 3 – Катазиатской палеофлористической области (К), 4 – Ангарского палеофлористического царства: а – Сибирской палеофлористической области, б – Субангарской палеофлористической области; 5–7 – морские бассейны с фаунами разной палеобиогеографической принадлежности: 5 – бореальные, 6 – тетические, 7 – со смешанными фаунами; 8 – основные направления миграции растений. Г – Гондванская палеофлористическая область

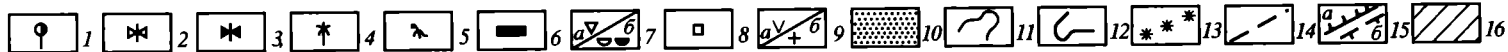
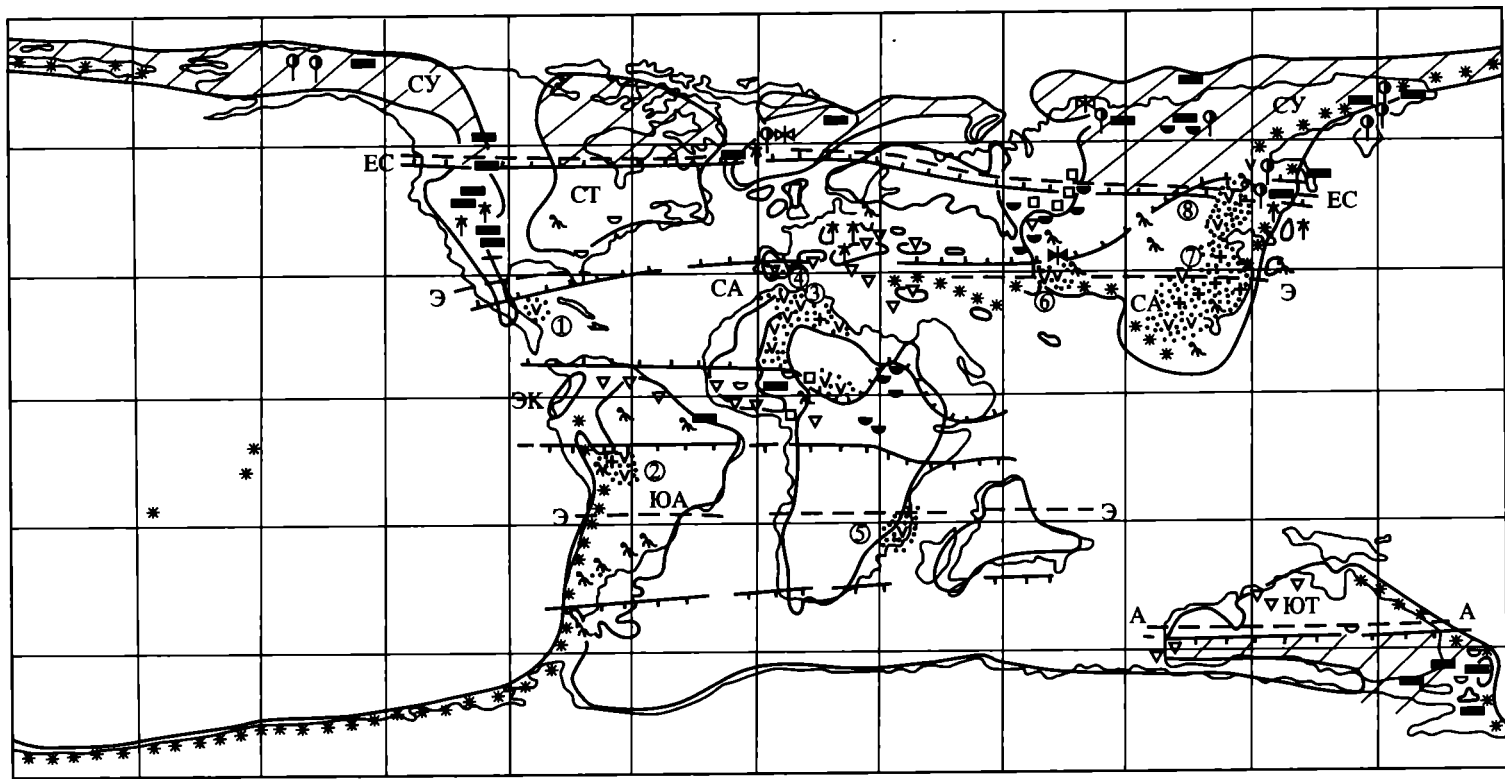
крупных биосферных перестроек» [Климат..., 2004]. В ней опубликованы реконструкция для раннего эоцена и две серии реконструкций, одна для мелового периода (12 схем), а другая для пермского периода и раннего триаса (4 схемы). Реконструкции сделаны на основании мобилистских палеогеографических реконструкций и комплекса палеоклиматических данных: литологических, биогеографических, палеонтологических и частично геохимических. Биогеографические данные и палеонтологические индикаторы при составлении реконструкций подбирались исходя главным образом из климатического значения тех или иных организмов и их групп.

Основой для серии палеоклиматических реконструкций мелового периода явились палеогеографические реконструкции Б. Фаннелла [Funnell, 1990] и палеофитогеографические схемы В.А. Вахрамеева [1988], дополнен-

ные новыми находками флоры, а также местонахождениями динозавров, крокодилов и насекомых, иногда некоторыми элементами биогеографии белемнитов, фораминифер и германотипных кораллов. При совмещении палеогеографических, литологических и биогеографических данных между ними обнаружилось принципиальное согласие (рис. 6). Климатические и палеобиогеографические пояса или, как сейчас рекомендовано называть последние, палеобиогеографические области и надобласти [Захаров, см. статью в настоящем сборнике], протягивались субпараллельно и располагались последовательно, от умеренно холодных в высоких широтах до жарких в низких.

Полного совпадения между флористическими схемами В.А. Вахрамеева и составленными палеоклиматическими схемами естественно нет. Однако границы, как правило, располагаются близко друг к другу и обычно протягиваются более или менее параллельно. Случаи значительных расхождений объясняются или новыми находками флор (сеноман) или тем, что при определении положения границы учитывались весьма весомые литологические индикаторы. По эвапоритам на палеоклиматических схемах стало возможным более четко очертить аридные пояса и, начиная с альба, по бокситам, углям и каолиновым породам выделить гумидный экваториальный пояс. Установлено, что в это время аридные пояса охватывали большую часть низких, а временами также значительную часть средних широт. Блестяще подтвердилось мнение В.А. Вахрамеева о существовании в доальбское время грандиозного единого тропико-экваториального аридного пояса, который занимал все низкие и часть средних широт. Литологические индикаторы и новые палеобиогеографические исследования позволили решить спор о характере мелового климата в Южной Австралии. Они свидетельствуют о преобладании там на протяжении мелового периода умеренно теплого климата. Таким образом, можно заключить, что палеобиогеографические данные, являясь основой для реконструкций климата мелового периода, существенно дополняются и уточняются другими палеоклиматическими данными.

Для реконструкций климатов перми и раннего триаса в качестве палеогеографической основы был использован ряд схем [Golonka et al., 1994; Scotese, Langford, 1995; Zigler et al., 1998]. Палеобиогеографической основой для суши стали схемы флористические и типов растительности [Retallack, 1980; Ziegler, 1990; Дуранте, 1995; Wnuk, 1996; Красилов, Наугольных, 2001], а для морей – схемы палеобиогеографии фузулинид (Э.Я. Левен) и беспозвоночных шельфовых морей [Грунт, 1995]. При совмещении палеогеографических, литологических и биогеографических данных между ними обнаружилось еще большее согласие, чем для схем мелового периода (см. рис. 4). Нашли более логичное объяснение палеогеография фузулинид и бентосной фауны, резко асимметричное по отношению к экватору распространение рифов, а также смена вверх по разрезу перми ледниковых отложений, гондванской флоры и нотальной фауны карбонатами с тепловодной тетической фауной в Гималаях и Тибете [Enos, 1995]. Раскрытие Неотетиса и возникновение в нем антициклонического гира хорошо объясняет появление двух нотальных фаунистических провинций – Австралийской и Индийской [Рунне-



гар, 1984]. Имеются и другие примеры хорошей корреляции палеогеографических и палеобиогеографических данных [Климат..., 2004].

Некоторая несогласованность между ними связана с положением микроконтинента Амурия, который на многих палинспастических схемах помещается вблизи Северо-Китайской платформы, а по палеоботаническим данным является продолжением Ангариды [Дуранте, 1995]. Учитывая, что палеомагнитные данные для микроконтинентов недостаточны, а тектонические – не вполне ясны, на рассматриваемых палеоклиматических схемах предпочтение отдано палеобиогеографическим аргументам. Некоторые другие дискуссионные проблемы пермской палеогеографии и палеобиогеографии, очевидно, объясняются большими и очень быстрыми перестройками климатической зональности и биогеографии в результате чередования ледниковых и безледниковых событий, трудностями их сопоставления, а также сильной асимметрией этих поясов относительно экватора. Сейчас масштабы оставшихся неувязок неизмеримо меньше масштабов решенных вопросов.

Заканчивая этот краткий обзор, можно заключить, что палеобиогеография является сейчас необходимым инструментом не только биостратиграфии и палеонтологии, но также палеогеографии и палеоклиматологии. В комплексе с другими методами, применяемыми в этих дисциплинах, палеобиогеография позволяет уточнять и контролировать реальность всех построений. Мобилистские палеогеографические, палеобиогеографические и палеоклиматические реконструкции, как правило, хорошо согласуются не только между собой, но и с глобальными закономерностями, свойственными биотам и климатам Земли. Это позволяет сделать два важных вывода:

←

**Рис. 6.** Палеоклиматическая схема коньякского яруса проздного мела [Климат..., 2004, схематизировано]

1 – умеренно теплолюбивая растительность; 2 – умеренно теплолюбивые насекомые; 3 – теплолюбивые насекомые; 4 – теплолюбивая растительность; 5 – местонахождения остатков динозавров; 6 – каменные угли и лигниты; 7а – бокситы осадочные и латеритные; 7б – каолиновые коры выветривания и каолиниты осадочные (незалитый знак) и кварц-каолиновые осадочные породы (залитый знак); 8 – железные руды, прибрежно-морские, оолитовые; 9а – гипсы и ангидриты; 9б – каменная, калийные и другие соли; 10 – эвапоритовые пояса и области, их номера; 11 – контуры современной суши; 12 – коньякская береговая линия; 13 – горные краевые вулканические пояса; 14 – внешние (расположенные ближе к полюсам) границы главных фитохорий среднего мела (по В.А. Вахрамееву [1988], с некоторыми изменениями: Э – Экваториальной, ЕС – Евро-Синийской, А – Австральной или Нотальной областей); 15 – границы климатических поясов (бергштрихи обращены к полюсам): а – достоверные, б – предполагаемые; 16 – высокоширотные умеренные пояса.

Буквами обозначены климатические пояса: СУ – северный высокоширотный умеренный гумидный; СТ – северный среднеширотный теплый гумидный; СА – северный аридный жаркий (тропический); ЭК – экваториальный гумидный; ЮА – южный аридный (тропический); ЮТ – южный среднеширотный теплый гумидный.

Эвапоритовые бассейны [Жарков, 2001]: 1 – Юкотанский; 2 – Альтиплано; 3 – Тиндуф, Алжиро-Туниский, Танезрут, Мали-Нигерийский; 4 – Центрально-Иберийский; 5 – Уанетзе; 6 – Среднеазиатский; 7 – Ланпан-Симао, Диен-Цзу, Цаньфньский, Хефу, Дитай, Ганцан, Нансян, Субэ, Северо-Китайский, Шуанляо и др.; 8 – Зей-Буреинский

во-первых, что эти реконструкции достаточно правдоподобно отражают реальную ситуацию прошлого; во-вторых, что и климатические пояса и биохории высокого ранга («пояса» или области и надобласти) в значительной степени формируются сходными факторами: солнечным радиационным и температурным режимами, влажностью и их сезонностью.

Из этого вовсе не следует, однако, что палеоклиматические и палеобиогеографические подразделения идентичны или взаимозаменяемы. К представлениям о их взаимозаменяемости сейчас склоняются многие зарубежные палеоклиматологи и специалисты по компьютерному моделированию климатов. Они прилагают современные растительные биомы к прошлому, нередко рассматривая их как понятия, замещающие климатические пояса [Ziegler, 1990; Ziegler et al., 1993; Rees et al., 1999, 2000; Sellwood et al., 2000; и др.]. В действительности они просто переводят смоделированные древние климаты на язык классификаций современных биомов. В целом, такой подход аналогичен классификациям современного климата Л.С. Берга и, частично, В. Коппенена. Проецирование современных растительных биомов на прошлое не может, однако, решить задач палеобиогеографии. Биомы прошлого могли существенно отличаться от современных и, соответственно, биомно-модельные построения могут привести к ошибочным представлениям относительно фитогеографии прошлого, особенно достаточно далекого.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Андрусов Н.И.* Взаимоотношения Эвксинского и Каспийского бассейнов в неогеновую эпоху // Изв. Рос. АН. Сер. 6. 1918. Т. 12, № 8. С. 749–760.
- Атлас литолого-палеогеографических карт СССР / Под ред. А.П. Виноградова. М.: ВАГТ, 1967. Т. 4; 1968. Т. 1, 3; 1969. Т. 2.
- Берг Л.С.* Основы климатологии. М.; Л.: Госиздат, 1927. 265 с.
- Вахрамеев В.А.* Климаты Северного полушария в меловом периоде и данные палеоботаники // Палеонтол. журн. 1978. № 2. С. 3–17.
- Вахрамеев В.А.* Юрские и меловые флоры и климаты Земли. М.: Наука, 1988. 214 с.
- Вахрамеев В.А., Добрускина И.А., Заклинская Е.Д., Мейен С.В.* Палеозойские и мезозойские флоры Евразии и фитогеография этого времени. М.: Наука, 1970. 426 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 202).
- Грунт Т.А.* Биогеография пермских морских бассейнов // Палеонтол. журн. 1995. № 4. С. 10–25.
- Дуранте М.В.* Реконструкция климатических изменений в позднем палеозое Ангариды (на основе фитогеографических данных) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3, № 2. С. 25–37.
- Жарков М.А.* Гумидные и аридные состояния природной среды // Глобальные изменения природной среды. Новосибирск: ГЕО, 2001. С. 131–145.
- Залесский М.Д.* О климатических поясах земного шара в карбоне и перми // Пробл. палеонтологии. 1938. Т. 4. С. 333–362.
- Захаров В.А.* Палеобиогеография, палеогеография и палеогеодинамика // Наст. сб.
- Каландадзе Н.Н., Раутиан А.С.* Историческая зоогеография наземных тетрапод конца палеозоя – начала мезозоя // Палеонтология. Стратиграфия. М.: Наука, 1980. С. 93–102.
- Каландадзе Н.Н., Раутиан А.С.* Система млекопитающих и историческая зоогеография // Филогенетика млекопитающих. М.: Изд-во МГУ, 1992. С. 44–152.
- Климат в эпохи крупных биосферных перестроек / Под ред. М.А. Семихатова, Н.М. Чумакова. М.: Наука, 2004. 300 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 550).
- Красилов В.А.* Меловый период эволюции земной коры и биосферы. М.: Наука, 1985. 240 с.



- Красилов В.А., Наугольных С.В. Пермские биомы, экотопы и климатические зоны // Эко-системные перестройки в истории Земли. М.: ПИН РАН, 2001. Вып. 4. С. 53–63.
- Красилова И.Н. Биогеография девона // Итоги науки и техники. Стратиграфия и палеонтология. М.: ВИНТИ, 1976. Т. 7. С. 53–75.
- Криштофович А.Н. Ботанико-географическая и климатическая зональность в конце палеозойской эры // Природа. 1937. № 2. С. 35–43.
- Мейен С.В. Основы палеоботаники. М.: Недра, 1987. 407 с.
- Меннер В.В. Задачи стратиграфии и палеогеографические методы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 12. С. 20–29.
- Розанов А.Ю. Биогеография кембрия // Итоги науки и техники. Стратиграфия и палеонтология. М.: ВИНТИ, 1976. Т. 7. С. 7–24.
- Розман Х.С. Биогеография ордовика и силура // Там же. С. 25–52.
- Ронов А.Б., Балуховский А.Н. Климатическая зональность материков и общие тенденции изменений климата в позднем мезозое и кайнозое // Литология и полез. ископаемые. 1981. № 5. С. 118–136.
- Руннегар Б. Пермь Гондваны // Палеонтология. М.: Наука, 1984. С. 147–158. (27-й МГК. Коллоквиум. К.02. Доклады; Т. 2).
- Соловьева М.Н. Биогеография карбона и перми // Итоги науки и техники. Стратиграфия и палеонтология. М.: ВИНТИ, 1976. Т. 7. С. 76–90.
- Страхов Н.М. Типы климатической зональности в послепротерозойской истории Земли и их значение для геологии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1960. № 3. С. 3–25.
- Чумаков Н.М., Жарков М.А. Климат во время пермотриасовых биосферных перестроек. Ст. 1 // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. № 6. С. 62–81.
- Чумаков Н.М., Жарков М.А. Климат во время пермотриасовых биосферных перестроек. Ст. 2. // Там же. 2003. Т. 11, № 4. С. 55–70.
- Чумаков Н.М., Жарков М.А., Герман А.Б. и др. Климатические пояса в середине мелового периода // Там же. 1995. № 3. С. 42–63.
- Шварцбах М. Климаты прошлого. М.: Изд-во иностр. лит., 1955. 283 с.
- Atlas of paleobiogeography / Ed. A. Hallam. Amsterdam, etc.: Elsevier, 1973. P. 269–284.
- Bailey I.W., Sinnott E.W. A botanical index of Cretaceous and Tertiary climates // Science. 1915. Vol. 41. P. 831–834.
- Beuf S., Biju-Duval B., Charpal O. et al. Les Gres du Paleozoique inferieur au Sahara. Paris, 1970. 464 p. (Publ. Inst. Fr. Petrol. Collect. Soc. Techn. Petrol.; N 18).
- Brooks C.E.P. Climate through the ages. London: Benn, 1926. 368 p.
- Dorf E. Climatic changes of the past and present // Contrib. Mus., Paleontol. Univ. Mich. 1959. Vol. 13. P. 1–181.
- Enos P. The Permian of China // The Permian of Northern Pangea. Berlin: Springer, 1995. Vol. 2. P. 225–256.
- Funnell B.M. Global and European Cretaceous shorelines, stage by stage // Cretaceous resources, events and rhythms: Background and plans for research. Dordrecht etc.: Kulwer, 1990. P. 221–235.
- Golonka J., Ross M.I., Scotese C.R. Phanerozoic paleogeographic and paleoclimatic modeling maps // Canad. Soc. Petrol. Geol. Mem. 1994. N 17. P. 1–47.
- Heer O. Flora fossilis arctica. Vol. 1–7. Zürich. 1868–1883.
- Koppen W., Wegener A. Die Klimate der geologischen Vorzeit. Berlin: Borntraeger, 1924. 256 S.
- Lotze F. Steinsalz und Kalisalze Geologie. Berlin: Borntraeger, 1938. 357 S.
- Lyell Ch. Principles of geology. London: Murray, 1830. 511 p.
- Parrish J.T. Interpreting Pre-Quaternary climate from the geologic record. New York: Columbia Univ. press, 1998. 338 p.
- Rees P.McA., Gibbs M.T., Kutzbach J.E., Behling P.J. Permian climates: Evaluating model predictions using global paleobotanical data // Geology. 1999. Vol. 27, N 10. P. 891–894.
- Rees P.McA., Ziegler A.M., Valdes P.J. Jurassic phytogeography and climates: New data and model comparisons // Warm climates in Earth history / Ed. B.T. Huber et al. Cambridge: Cambridge Univ. press, 2000. P. 449.
- Retallack G.J. Late Carboniferous to Middle Triassic megafossil floras from Sidney Basin // Bull. Geol. Surv. N. S.Wails. 1980. N 26. P. 385–430.

- Roemer F.A.* Die Kreidebildung von Texas und ihre organischen Einschlüsse. Bonn, 1852. 235 S.
- Schwarzbach M.* Klima und Klimagürtel im Alttertiar // *Naturwissenschaften*. 1946. Bd. 33, N 12. S. 169–182.
- Scotese C.R., Langford R.P.* Pangea and paleogeography of the Permian // *The Permian of Northern Pangea*. 1. Berlin; Heidelberg: Springer, 1995. Vol. 1. P. 3–19.
- Sellwood B.W., Valdes P.J., Price G.D.* Geological evaluation of multiple general circulation model stimulation of Late Jurassic palaeoclimate // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2000. Vol. 156, N 1/2. P. 147–160.
- Spjeldnaes N.* Ordovician climatic zones // *Norsk. geol. tidsskr.* 1960. Vol. 41, N 1. P. 45–77.
- Wegener A.* Die Entstehung der Kontinents // *Geol. Rdsch.* 1912. Bd. 3, H. 4. S. 276–292.
- Wegener A.* Die Entstehung der Kontinents und Ozeane. Braunschweig: Sammlung Wiss, 1929. 231 S.
- Wnuk C.* The development of floristic provinciality during the Middle and Late Paleozoic // *Rev. Palaeobot. and Palynol.* 1996. Vol. 90. P. 5–40.
- Ziegler A.M.* Phytogeographic patterns and continental configurations during the Permian period // *Paleozoic paleogeography and biogeography* / Ed. W.S. McKerrow, C.R. Scotese. London, 1990. P. 363–379. (*Geol. Soc. London. Mem.*; N 12).
- Ziegler A.M., Gibbs M.T., Hulver M.L.* A mini atlas of oceanic water masses in the Permian period // *Proc. Roy. Soc. Victoria*. 1998. Vol. 110, N 1/2. P. 323–343.
- Ziegler A.M., McKerrow W.S., Johnson M.E., Bambach R.K.* Paleozoic paleogeography // *Annu. Rev. Earth Sci.* 1979. Vol. 7. P. 473–502.
- Ziegler A.M., Parrish J.M., Yao J. et al.* Early Mesozoic phytogeography and climate // *Philos. Trans. Roy. Soc. London. Biol. Sci.* 1993. Vol. 341, N 1297. P. 297–305.

**ЧАСТЬ ВТОРАЯ  
ОСОБЕННОСТИ  
БИОГЕОГРАФИЧЕСКИХ  
ПОСТРОЕНИЙ  
ПРИ  
ИЗУЧЕНИИ  
ПАЛЕОЗОЯ**

**В.А. Аристов, Н.В. Лубнина**

**Ареалы и видовое разнообразие  
конодонт в девоне.**

**Отношение к гипотезе дрейфа континентов**

**И.А. Игнатьев**

**Принципы и задачи  
палеофлористического районирования суши  
в палеозое**

**Ю.В. Мосейчик**

**Визейская флора Подмосковного бассейна  
в картине фитогеографии этого века**

**АРЕАЛЫ И ВИДОВОЕ РАЗНООБРАЗИЕ  
КОНОДОНТОВ В ДЕВОНЕ.  
ОТНОШЕНИЕ К ГИПОТЕЗЕ ДРЕЙФА КОНТИНЕНТОВ**

Создан банк данных по геохронологическому и глобальному географическому распределению конодонтов девона, который включает в себя около 1090 видов (или подвидов). Количество учтенных местонахождений конодонтов превышает 180. На этой основе на палинспастических реконструкциях, построенных с учетом данных палеомагнетизма, по каждому из семи веков девона определены глобальные ареалы обитания конодонтов. Размеры ареалов по широте изменялись в следующих пределах: лохков-прагиен – 50-е градусы ю.ш. – 20-е градусы с.ш., эмс – 30-е градусы по обе стороны от экватора, эйфель – 40-е градусы и живет-фамен – 50-е градусы по обе стороны от экватора. Конодонты были тепловодными морскими организмами. Подсчет видового разнообразия конодонтов для каждого века девона по разным палеоширотам с шагом в 10° показал, что популяции конодонтов с наибольшим количеством видов фиксируются в приэкваториальных и тропических бассейнах.

**V.A. Aristov, N.V. Lubnina**

**DISTRIBUTION AND SPECIES DIVERSITY  
OF THE DEVONIAN CONODONTS.  
RELATIONSHIP TO HYPOTHESIS OF CONTINENTAL DRIFT**

The database on geochronological and geographical distribution of the Devonian conodonts was compiled. It embraces about 1090 species (and subspecies) from more than 180 localities. Palinspastic global maps based on recent paleomagnetic records show areas of conodont distribution in each of seven ages of the Devonian: 50° S–20° N in the Lochkovian-Pragian, 30° S–30° N in the Emsian, 40° S–40° N in the Eifelian, and 50° S–50° N in the Givetian-Famennian. Conodonts were warm-water organisms. Calculation of conodont species diversity in the Every Devonian age for each 10° of latitude shows that the most diverse populations inhabited equatorial and tropical basins.

**ВВЕДЕНИЕ**

Настоящая статья посвящена результатам изучения глобальной биогеографии конодонтов девона. Однако это касается только части результатов, поскольку запланированные исследования охватывают два периода: девонский и каменноугольный. Материалы по биогеографии конодонтов карбона будут опубликованы после завершения работ.

Еще 20 лет назад конодонты считались загадочными, проблематичными в систематическом отношении организмами. Их микроскопические зубовидные остатки широко распространены в морских разнофациальных отложе-

ниях от кембрия до триаса. Активное разностороннее изучение конодонтов в разных регионах мира в последние годы, и в особенности находки отпечатков этих животных в карбоне Шотландии и ордовике Южной Африки, помогли найти им место в системе органического мира. В настоящее время большинство исследователей относят конодонты к самостоятельному типу или подтипу, близкому к примитивным позвоночным. Это были рыбовидные мягкотелые животные с окаймляющим хвостовым плавником и сегментированным телом размером от 4 до 35 см. Твердым скелетным образованием является только так называемый «конодонтовый околоротовый аппарат», фрагменты которого (конодонтовые элементы) в основном и служат объектом изучения палеонтологов. Отдельные родовые и видовые группы конодонтов приурочены к отложениям, сформировавшимся в различных обстановках от мелководных эпиконтинентальных морей и мелкого шельфа до глубоководных пелагических областей. Считается, что конодонты были свободноплавающими нектонными организмами, хотя, возможно, они, или часть из них, были меропланктонными (планктонными на личиночной стадии). Может быть этим объясняется феномен необычайно быстрого распространения некоторых космополитных видов на больших площадях. В настоящее время место конодонтов в морских акваториях замещают костные рыбы.

Конодонты занимают лидирующее положение среди прочих органических остатков в палеозое по частоте встречаемости, быстрым темпам эволюции, высокой точности датировки, коррелятивному потенциалу. В относительно глубоководных кремнистых и глинистых пелагических осадках, где отсутствует традиционная макрофауна, конодонты зачастую являются единственной группой органических остатков, пригодной для датировки и расчленения этих отложений. Именно по конодонтам в настоящее время устанавливаются границы систем, отделов и ярусов в палеозое внутри международной геохронологической шкалы. В отношении палеобиогеографии конодонтов остается много неясного. Настоящие исследования призваны в какой-то мере восполнить этот пробел.

В последние годы в мировой палеонтологической литературе уже намечился повышенный интерес к палеобиогеографии конодонтов. Прежде всего следует упомянуть публикации по биогеографии конодонтов перми [Mei, Henderson, 2001a, б]. Авторами их составлены биогеографические карты для шести временных интервалов перми. На основе анализа комплексов конодонтов на родовом и частично видовом уровне выделяются три конодонтовые провинции: Северная холодноводная, Экваториальная тепловодная и Перигондванская холодноводная. Анализ сходства шельфовых комплексов конодонтов между Лаврентией и Авалонией [Armstrong, Owen, 2002] показал прогрессивное уменьшение эндемизма на протяжении позднего ордовика – раннего силура. К концу среднего лландовери эти комплексы стали идентичными, что говорит о закрытии океана Япетус в середине силура. Палеобиогеографические данные по конодонтам позволяют относить мелкие террейны к тому или иному континентальному блоку. Вышесказанное свидетельствует об актуальности проводимых исследований.

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Палеобиогеографическим исследованиям и составлению биогеографических карт предшествовал длительный подготовительный этап работы. Он представлял собой кропотливый сбор на протяжении более 15 лет и систематизацию известных в палеонтологической литературе материалов по биостратиграфии конодонтов девона и карбона на видовом уровне (если вид включает в себя несколько подвидов, то учитывался подвид). Проработано более 1200 публикаций от крупных монографий и каталогов до кратких научных сообщений. В результате создан банк данных по геохронологическому и глобальному географическому распределению конодонтов девона и карбона, который включает в себя более 1550 видов (или подвидов), в их числе на девон приходится около 1090. Для каждого вида определены время появления и вымирания, местонахождения и их современные координаты. Виды могут иметь ограниченный возраст в пределах века или охватывать несколько веков и иметь распространение как в одном локальном палеобассейне (эндемики), так и во множестве регионов (виды-космополиты). И, соответственно, в одном местонахождении комплексы конодонтов могут насчитывать многие десятки видов. Поэтому банк данных представляет собой многотысячное суммирование оперативных единиц.

Составлены видовые списки конодонтов для каждого из семи веков девона с географическим распространением каждого вида. Видовое разнообразие конодонтов представлено следующими количествами таксонов по векам (рис. 1): лохковский – 117, пражский – 76, эмский – 177, эйфельский – 118, живетский – 124, франкий – 239, фаменский – 417.

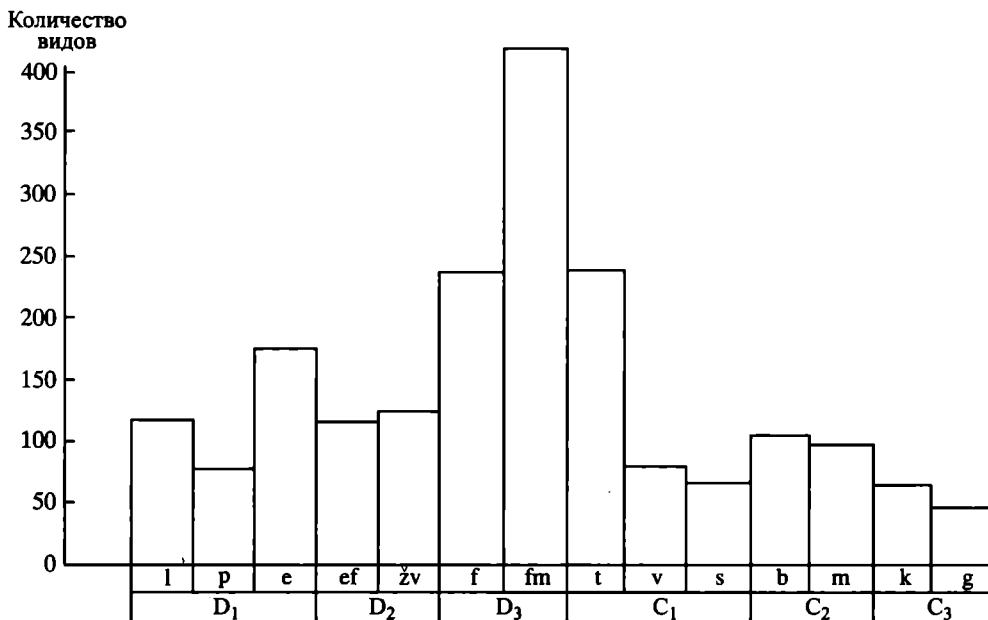
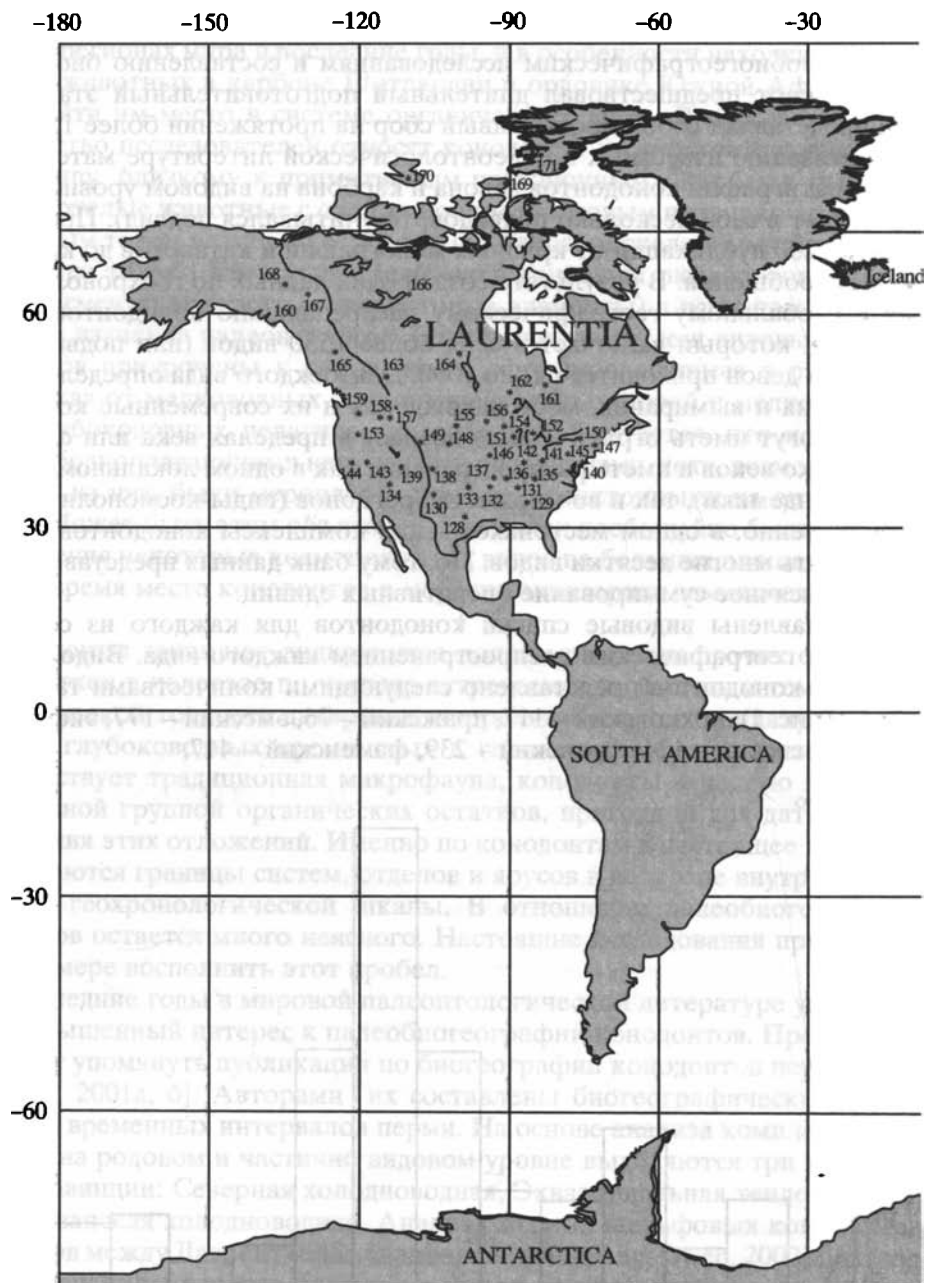


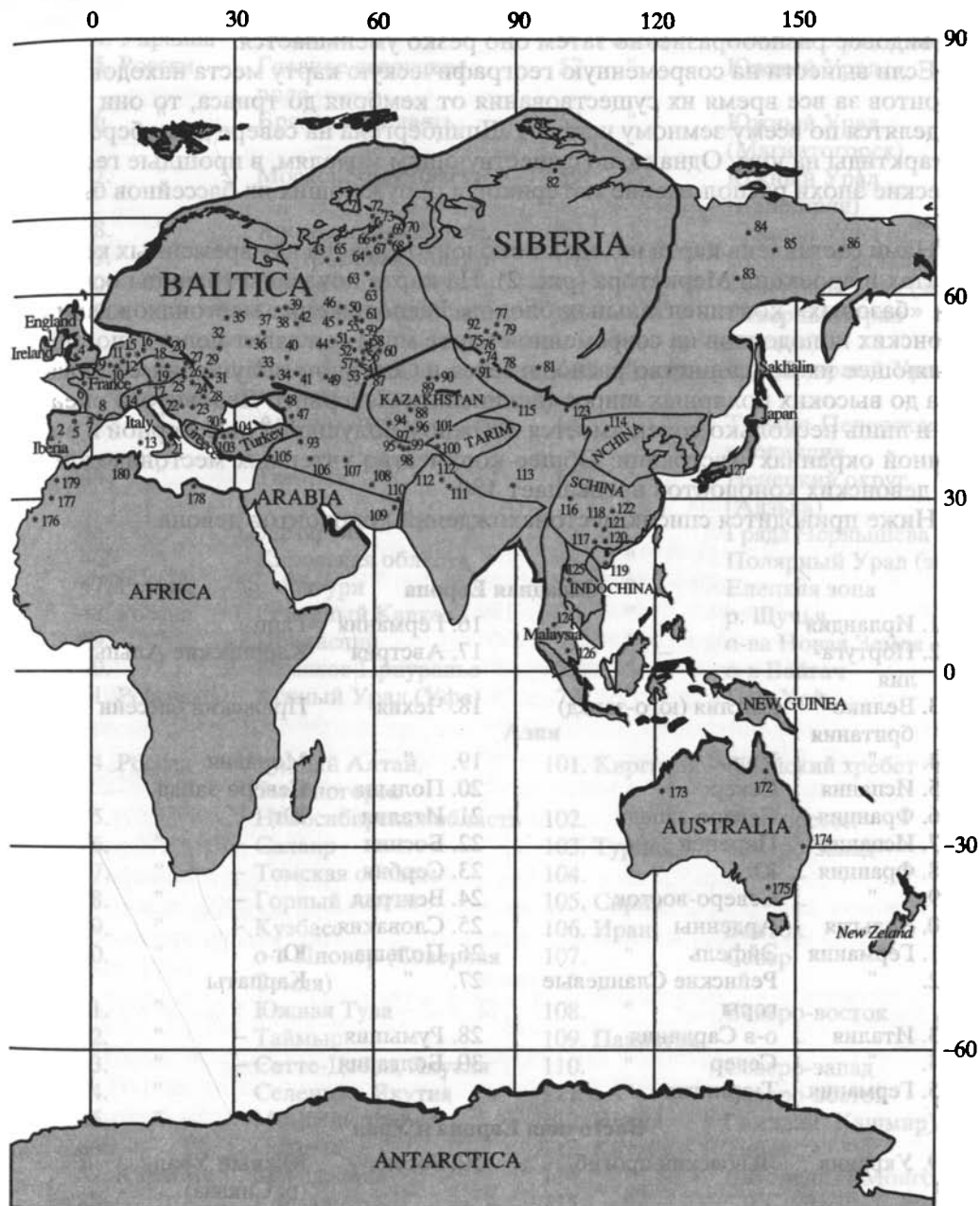
Рис. 1. Видовое разнообразие конодонтов в девоне и карбоне по векам



**Рис. 2.** Местонахождения девонских конодонтов на континентах в современных координатах

Цифрами обозначены номера местонахождений, пояснение см. в тексте





В начале карбона (турнейский век) еще сохраняется относительно высокое видовое разнообразие, но затем оно резко уменьшается.

Если вынести на современную географическую карту места находок конодонтов за все время их существования от кембрия до триаса, то они распределяются по всему земному шару от Шпицбергена на севере до побережья Антарктиды на юге. Однако, по существующим моделям, в прошлые геологические эпохи расположение материков и окружающих их бассейнов было иным.

Нами составлена карта находок конодонтов девона в современных координатах в проекции Меркатора (рис. 2). На карте показаны границы основных «базовых» континентальных блоков. Расположение местонахождений девонских конодонтов на современной карте мира выглядит нелогично: подавляющее их большинство располагается в Северном полушарии от экватора до высоких полярных широт (архипелаги Северного Ледовитого океана), и лишь несколько точек имеется в Южном полушарии на северной и восточной окраинах Австралии. Общее количество учтенных местонахождений девонских конодонтов превышает 180.

Ниже приводится список местонахождений конодонтов девона.

#### Западная Европа

1. Ирландия	–	16. Германия	Гарц
2. Португалия	–	17. Австрия	Карнийские Альпы
3. Великобритания	Англия (юго-запад)	18. Чехия	Пражский бассейн
4. "	Уэльс	19. "	Моравия
5. Испания	Север	20. Польша	Северо-запад
6. Франция	Северо-запад	21. Италия	Юг
7. Испания	Пиренеи	22. Босния	–
8. Франция	Юг	23. Сербия	–
9. "	Северо-восток	24. Венгрия	–
10. Бельгия	Арденны	25. Словакия	–
11. Германия	Эйфель	26. Польша	Юг
12. "	Рейнские Сланцевые горы	27. "	Карпаты
13. Италия	о-в Сардиния	28. Румыния	–
14. "	Север	30. Болгария	–
15. Германия	Тюрингия		

#### Восточная Европа и Урал

29. Украина	Львовский прогиб	52. Россия	Южный Урал (р. Сиказа)
31. "	Подолия	53. "	Южный Урал (Кувандык)
32. Беларусь	р. Припять	54. "	Южный Урал (Орь-Илек)
33. Украина	Днепровско-Донецкая впадина	55. "	Южный Урал (р. Ай)

**Восточная Европа и Урал**

34. Украина	Донбасс	56. Россия	Южный Урал (Гай)
35. Россия	Главное девонское поле	57. "	Южный Урал
36. "	Брянская область	58. "	Южный Урал (Магнитогорск)
37. "	Московская область	59. "	Южный Урал (Башкирия)
38. "	Ярославская область	60. "	Южный Урал (р. Аят)
39. "	Костромская область	61. "	Средний Урал (запад)
40. "	Центр	62. "	Северный Урал (запад)
41. "	Волгоградская область	63. "	Северный Урал (восток)
42. "	Нижегородская область	64. "	Приполярный Урал
43. "	Архангельская область	65. "	Тимано-Печорская провинция
44. "	Татария	66. "	Ненецкий округ (Адзэва)
45. "	Удмуртия	67. "	Гряда Чернышёва
46. "	Кировская область	68. "	Полярный Урал (запад)
47. Грузия	р. Ингури	69. "	Елецкая зона
48. Россия	Северный Кавказ	70. "	р. Щучья
49. "	Прикаспий	71. "	о-ва Новая Земля
50. "	Камское Приуралье	72. "	о-в Вайгач
51. Россия	Южный Урал (Уфа)	73. "	Пай-Хой

**Азия**

74. Россия	Рудный Алтай, Змеиногорск	101. Киргизия	Алайский хребет
75. "	Новосибирская область	102. "	Юго-восток
76. "	Салаир	103. Турция	Северо-запад
77. "	Томская область	104. "	—
78. "	Горный Алтай	105. Сирия	—
79. "	Кузбасс	106. Иран	Восток
80. "	о-в Пионер (Северная Земля)	107. "	Север
81. "	Южная Тува	108. "	Северо-восток
82. "	Таймыр	109. Пакистан	—
83. "	Сетге-Дабан, Якутия	110. "	Северо-запад
84. "	Селеннях, Якутия	111. "	Северо-восток
85. "	Момский хребет	112. Индия	Гималаи (Кашмир)
86. "	Омолон	113. Китай	Тибет
87. Казахстан	Мугоджары	114. "	Внутренняя Монголия
88. "	Каратау	115. "	СВ Синьцзян
89. "	Атасу	116. "	Сычуань
90. "	Центр	117. "	Наньнин
91. "	Рудный Алтай	118. "	Гуйчжоу
92. "	Восток	119. "	о-в Хайнань
93. Азербайджан	Нахичевань	120. "	Гуанси

**Азия**

94. Узбекистан	Кызылкумы	121. Индия	Гуйлинь
95. "	Кытаб	122. "	Хуань
96. "	Бричмулла	123. Монголия	Южная
97. Таджикистан	Зеравшано-Гиссар	124. Таиланд	Южный
98. "	Шипкат	125. Таиланд	—
99. "	Урмитан	126. Малайзия	—
100. Киргизия	Тамаша	127. Япония	—

**Северная Америка**

128. США	Техас	150. США	Нью-Йорк
129. "	Алабама	151. "	Висконсин (юго-восток)
130. "	Нью-Мексико	152. "	Мичиган
131. "	Теннесси	153. "	Орегон
132. "	Арканзас	154. "	Висконсин
133. "	Оклахома	155. "	Южная Дакота
134. "	Аризона	156. "	Миннесота
135. "	Кентукки	157. "	Монтана
136. "	Иллинойс	158. "	Айдахо
137. "	Миссури	159. "	Вашингтон
138. "	Колорадо	160. "	Аляска
139. "	Юта	161. Канада	Онтарио
140. "	Нью-Джерси	162. "	Онтарио (юго-запад)
141. "	Огайо	163. "	Альберта
142. "	Индиана	164. "	Манитоба
143. "	Невада	165. "	Британская Колумбия
144. "	Калифорния	166. "	СЗ Территории
145. "	Пенсильвания	167. "	Маккензи (горы)
146. "	Айова	168. "	Юкон
147. "	Массачусетс	169. "	о-в Девон
148. "	Небраска	170. "	о-в Мелвилл
149. "	Вайоминг	171. "	о-в Элсмир

**Австралия**

172. Австралия	Квинсленд	174. Австралия	Новый Южный Уэльс
173. "	Каннинг	175. "	Виктория

**Африка**

176. Западная Сахара	—	179. Марроко	Северо-запад
177. Марроко	Атласские горы	180. Алжир	—
178. Ливия			

**Дополнения**

181. Россия	Западная Якутия	182. Россия	о-в Бельковский
-------------	-----------------	-------------	-----------------

Одновременно была проведена подготовительная работа по построению палинспастических реконструкций. Контуры «базовых континентов» и микроконтинентов реконструировались с помощью программы GMAP 2002. Определялась принадлежность отдельных находок конодонтов к тому или иному континентальному блоку. Из глобальной палеомагнитной базы данных отобраны все имеющиеся палеомагнитные определения для «базовых» континентов в интервале поздний силур – ранняя пермь. Включение в анализ позднесилурийского и раннепермского временных интервалов необходимо для исключения краевых эффектов при построении кривых кажущейся миграции полюсов в раннем девоне и позднем карбоне. Всего было отобрано 296 определений для Восточно-Европейской платформы, 152 – для Сибирской платформы, 64 – для Африки, 213 – для Северной Америки, 35 – для Северо-Китайской и 76 – для Южно-Китайской платформ и 99 определений для Австралии. Из этих наборов данных были исключены из рассмотрения палеомагнитные определения, индекс надежности которых меньше 3 [Van der Voo, 1993; Печерский, Диденко, 1995; и др.]. В окончательный анализ вошли 126 определений по Восточно-Европейской платформе, 87 – Сибири, 147 – Северной Америке, 18 – Северо- и 37 – Южно-Китайской платформам, а также 64 – по Австралии. Для каждой выборки были рассчитаны траектории кажущейся миграции полюса для каждого «базового» континента в рассматриваемом возрастном интервале с использованием сплайн-функции. В результате создан жесткий «каркас» из «базовых» континентов для каждого века девона. Положение остальных континентальных блоков и микроконтинентов реконструировалось либо с использованием единичных палеомагнитных определений для этого блока, отобранных из палеомагнитной базы данных, либо на основе имеющихся реконструкций. Расположение блоков показано согласно самым последним данным: Западной Европы – по: [Golonka, 2000], Центрально-Азиатского складчатого пояса – по: [Filipova et al., 2001], террейнов Севера Тихоокеанского обрамления – по: [Парфенов и др., 1999], Гондванских блоков по: [Van der Voo, 1993; Scotese, McKerrow, 1990]. Пересчет современных координат находок конодонтов в палеокоординаты производился с использованием программ GMAP, 2002 и Enkin, 1995.

Вынесение на палеокарты точек, расположенных на континентальных блоках (древних платформах), не вызывает труда, тогда как определение местонахождений конодонтов из складчатых областей весьма затруднительно. Толщи, включающие конодонты, могут залегать в аллохтонах, породы зачастую метаморфизованы и вторично перемагничены. Не всегда удается снять вторичные эффекты и определить первичную компоненту намагниченности. Кроме того, существует проблема с определением палеодолготы. Поэтому местонахождения конодонтов из складчатых областей выносились на палинспастические реконструкции в ряде случаев с элементами субъективизма.

## ОСОБЕННОСТИ ДЕВОНСКОГО ПЕРИОДА

По единодушному мнению палеоклиматологов, девонский период был самым теплым в палеозое. Средняя глобальная температура на земной поверхности достигала 26°–28 °С [Ясаманов, 1991], т.е. была в два раза выше современной. Специальные исследования позволяют предполагать отсутствие постоянных полярных ледовых шапок в девоне [Дубатовов, Краснов, 2002]. Тропический и экваториальный пояса были тогда намного шире. Начавшись в конце силура, в девоне активно развивался процесс заселения суши наземными растениями. Именно в девоне конодонты достигли максимума разнообразия за всю историю своего существования.

В карбоне же климат был контрастным: относительно теплым в начале и холодным во второй половине, когда на планете установился карбоново-пермский ледниковый период – самый продолжительный в фанерозое. Его длительность оценивается от 50 до 78 млн лет [Зимы нашей планеты..., 1982; Чумаков, 2004].

Несмотря на сказанное о необычайно теплом климате на планете в девоне, имеются указания о кратковременном ледниковом периоде в позднем девоне, в конце франского века [Чумаков, 2001]. С этим временным рубежом связано глобальное событие массового вымирания морских организмов (событие Кельвассер), относящееся к разряду «малых» [Алексеев, 1989]. Анализ видового разнообразия конодонтов в ряде регионов на границе франа и фамена показывает, что позднедевонский кризис пережили 15–17% от общего количества видов. В самом начале фамена за короткий промежуток времени, не превышающий 0,5 млн лет, численность конодонтов восстанавливается и прогрессивно наращивается. Одной из возможных причин похолодания на планете в позднем девоне может служить кратковременное резкое уменьшение концентрации углекислого газа в атмосфере [Streele et al., 2001; Joachimski, Buggisch, 2002].

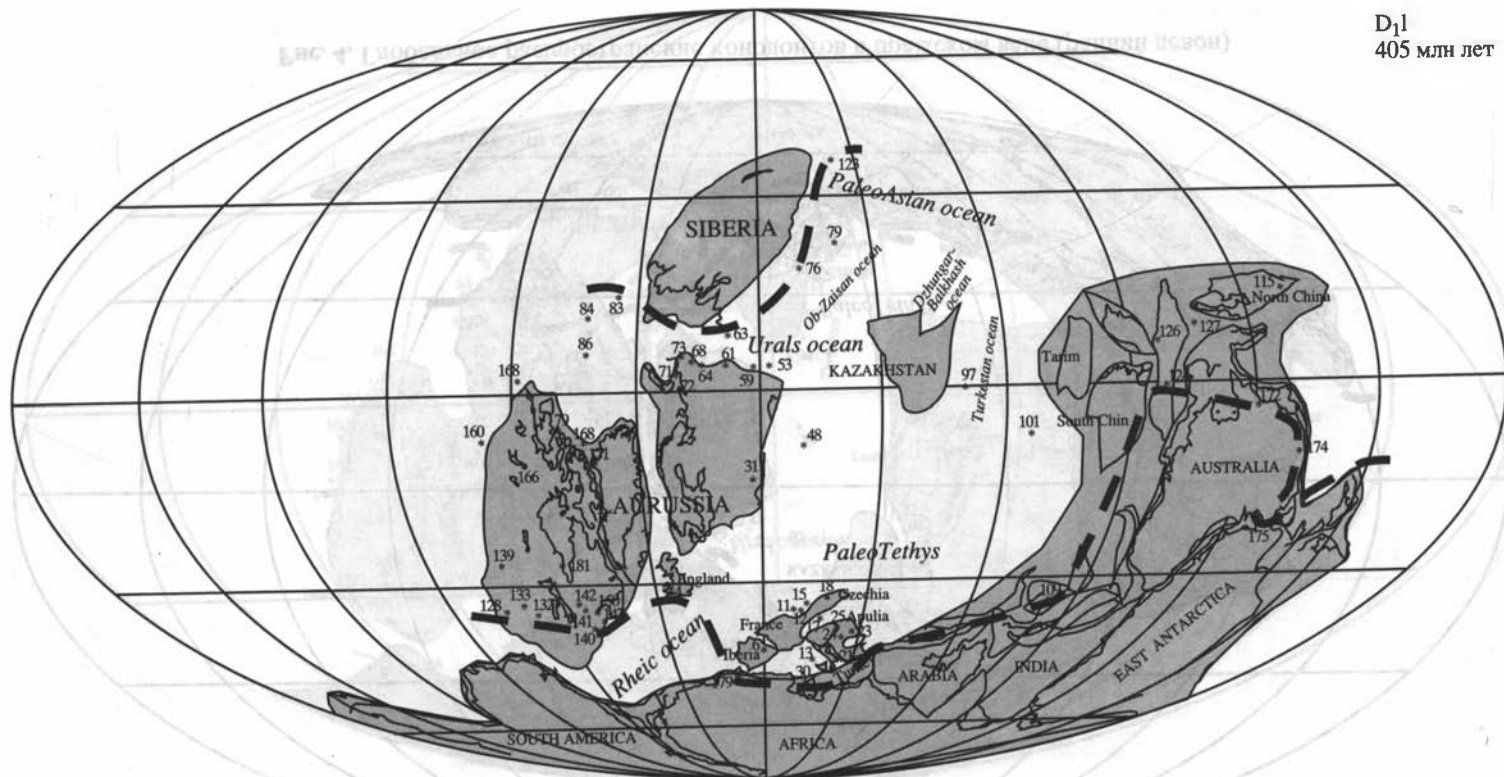
Палинспастические реконструкции показывают, что на протяжении всего девона в Южном полушарии существовал гигантский материк Гондвана, который достигал Южного полюса, а его северо-восточный край простирался до экватора. Второй по величине континент Лавруссия располагался севернее. Наиболее северное положение в девоне занимал Сибирский континентальный блок.

К северо-западу от Гондваны простирался обширный океан Палеотетис, который сообщался с Рейнским, Уральским, Туркестанским и Палеоазиатским океаническими бассейнами.

## БИОГЕОГРАФИЯ КОНОДОНТОВ В ДЕВОНЕ

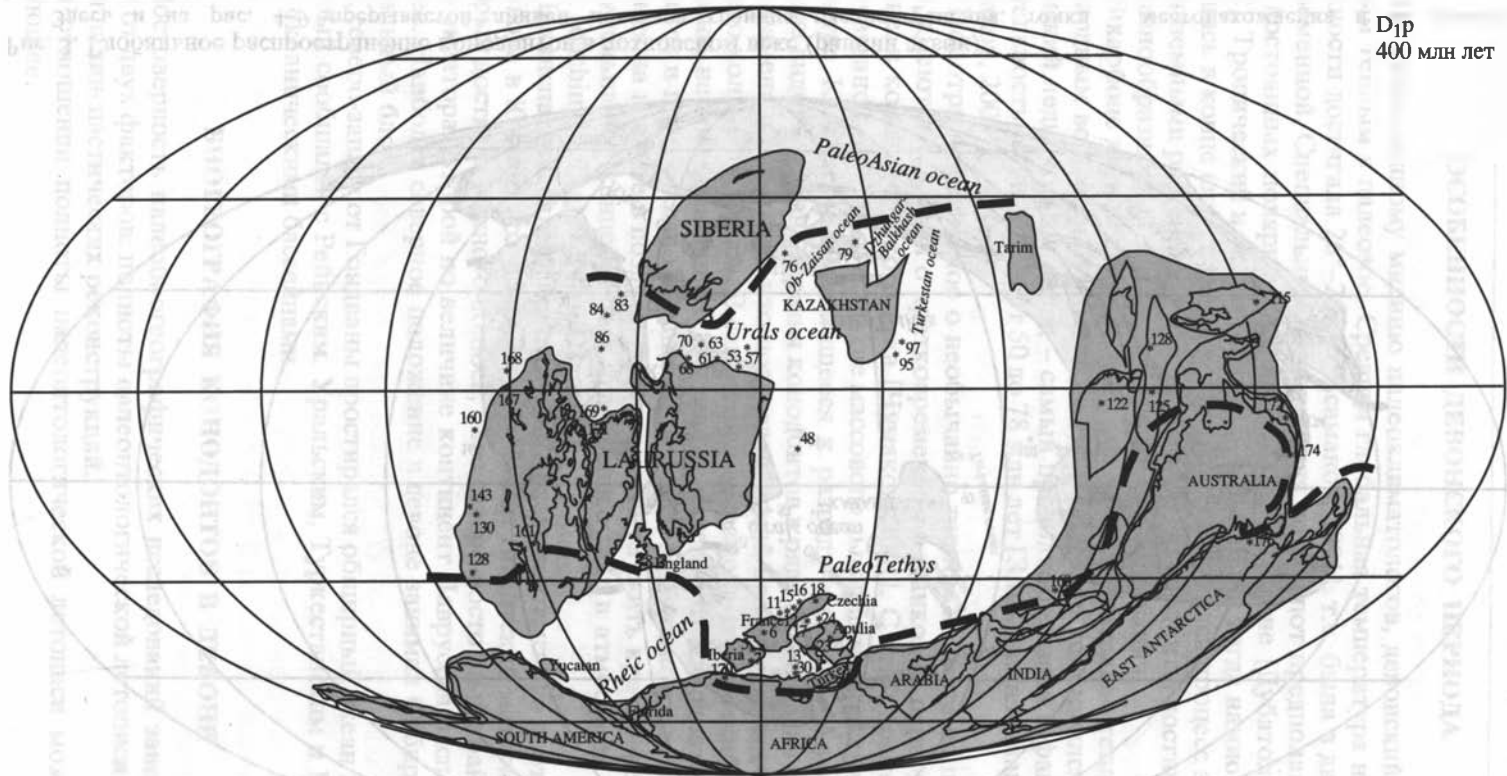
Достоверность палеобиогеографических исследований зависит прежде всего от двух факторов: полноты палеонтологической летописи и достоверности палинспастических реконструкций.

В отношении полноты палеонтологической летописи можно сказать следующее.



**Рис. 3.** Глобальное распространение конодонтов в лохковском веке (ранний девон)

Здесь и на рис. 4–9 прерывистой линией показана граница распространения; точки – местонахождения и их номера (пояснение см. в тексте)



**Рис. 4.** Глобальное распространение конодентов в пражском веке (ранний девон)



D<sub>1</sub>e  
390 млн лет

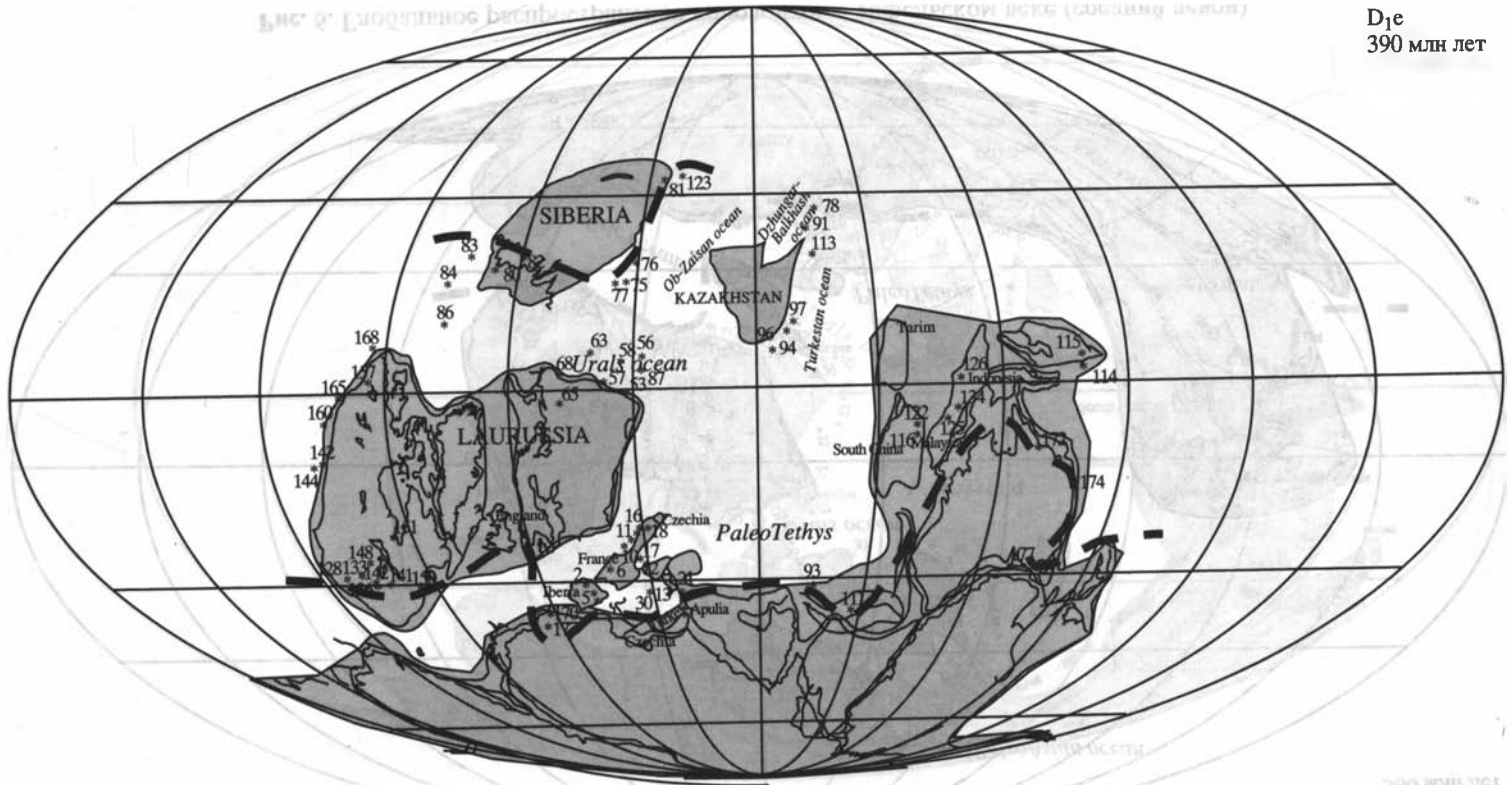


Рис. 5. Глобальное распространение конодентов в эмском веке (ранний девон)

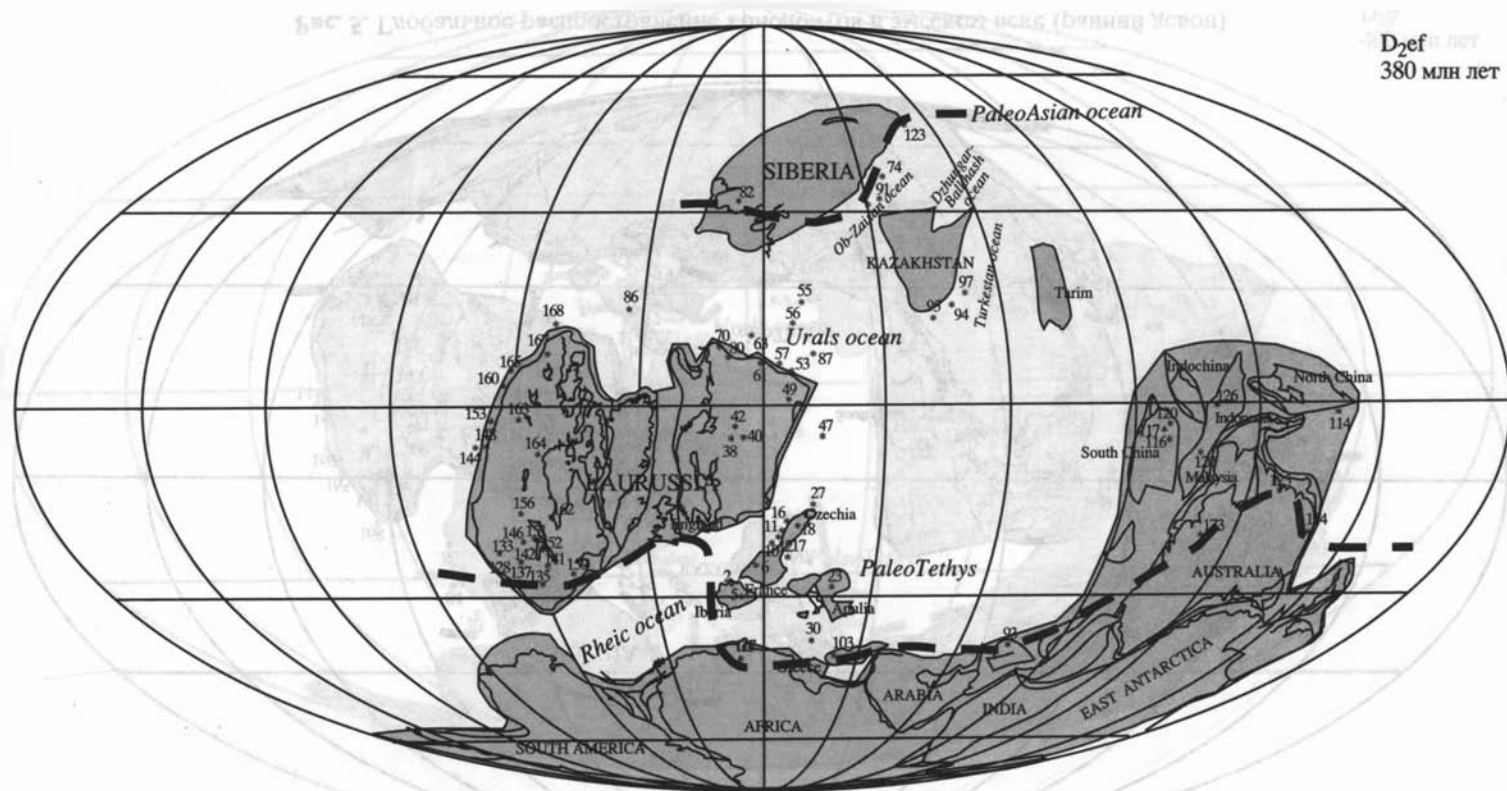


Рис. 6. Глобальное распространение конодонтов в эйфельском веке (средний девон)

D<sub>2</sub>zv  
375 млн лет

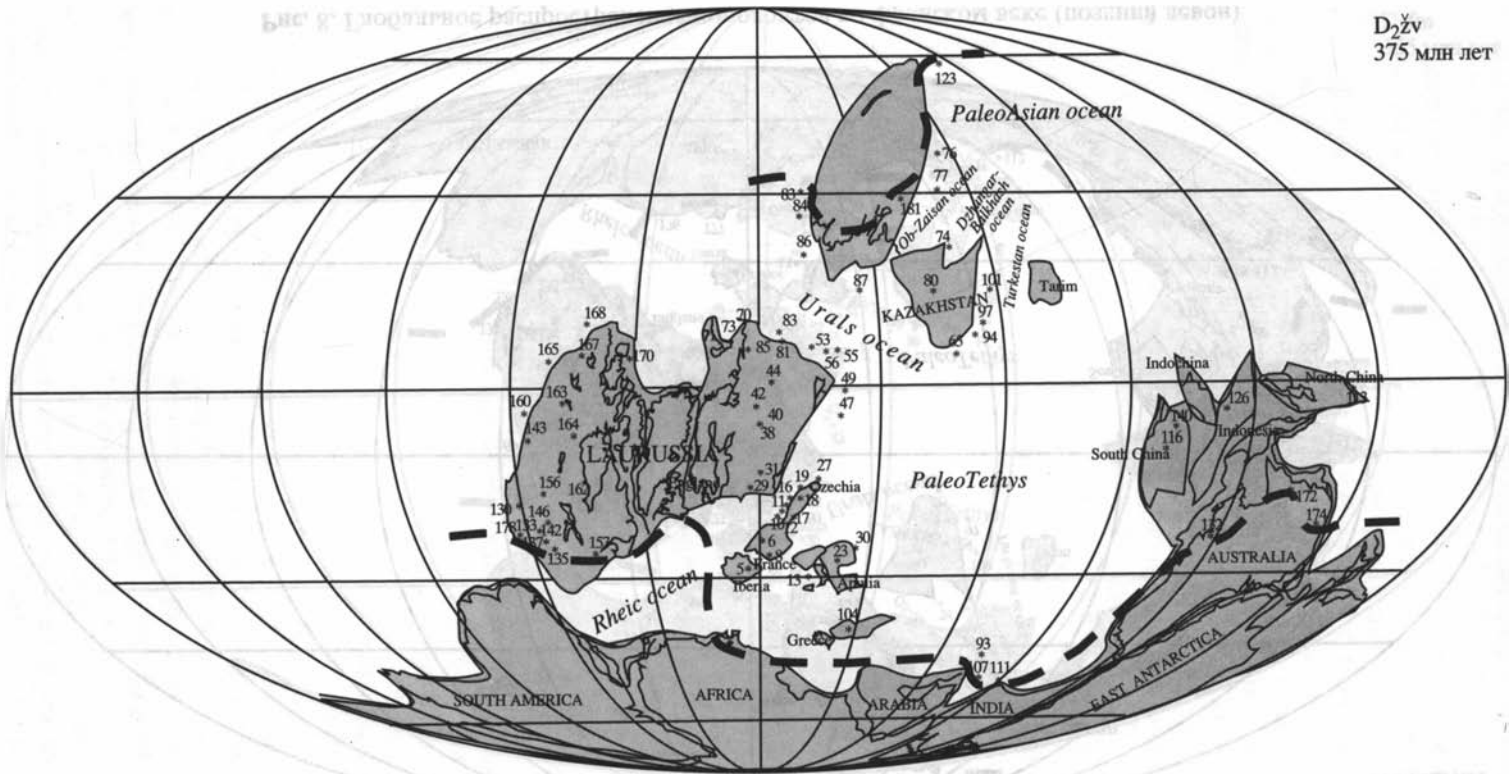
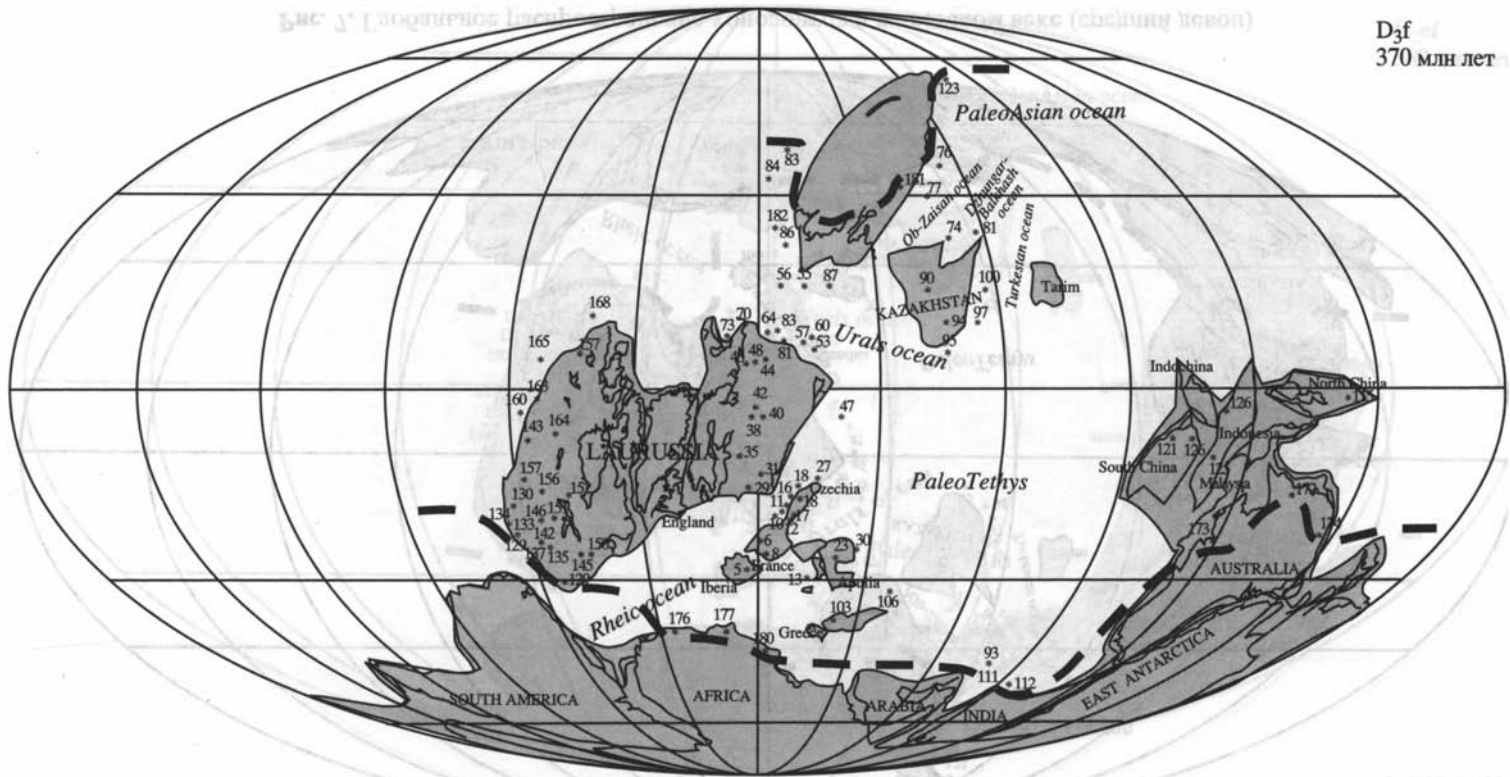


Рис. 7. Глобальное распространение конодонтов в живетском веке (средний девон)



D3f  
370 млн лет

Рис. 8. Глобальное распространение конодонтов во франском веке (поздний девон)

370 млн лет  
D3f

D<sub>3</sub>fm  
355 млн лет

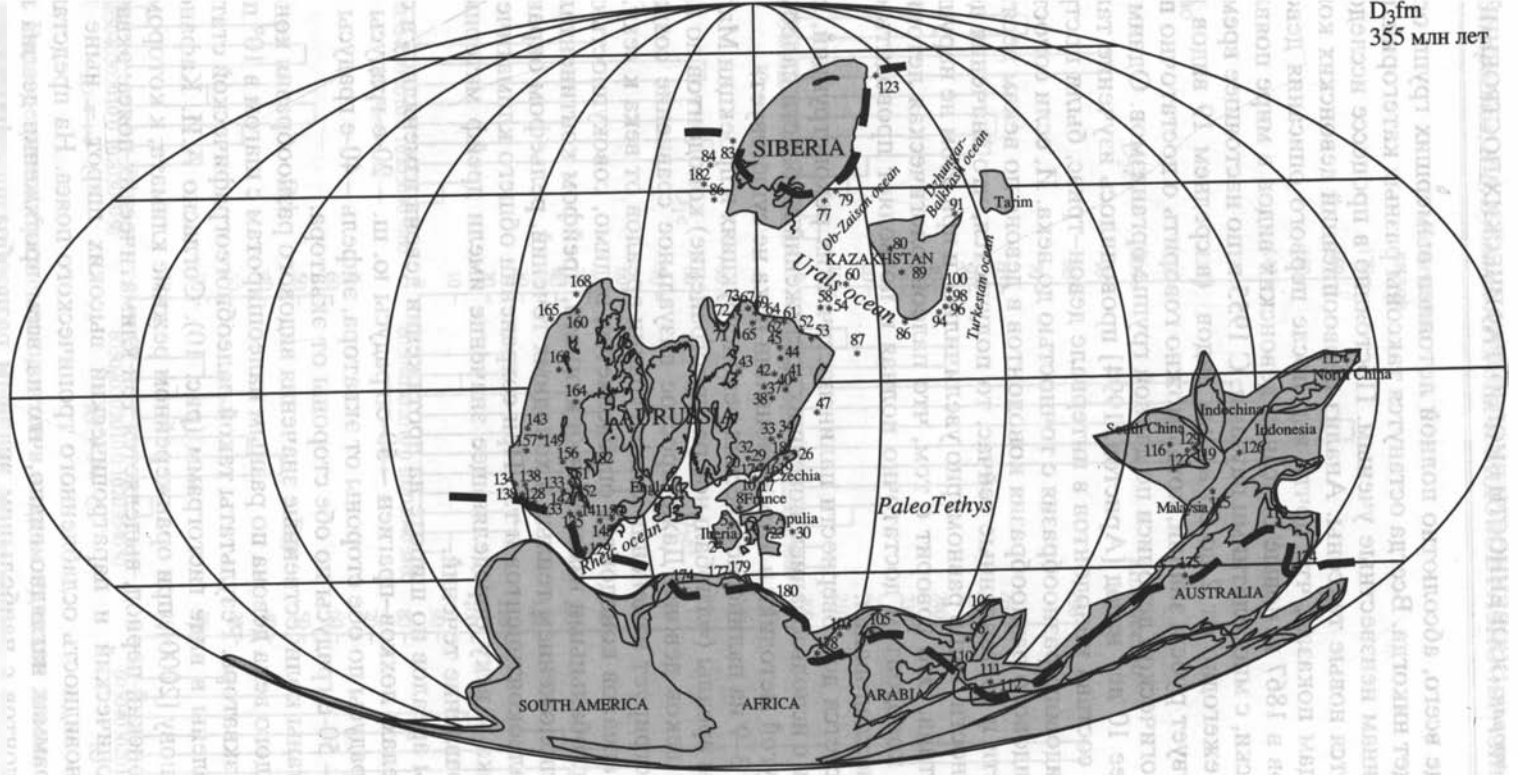


Рис. 9. Глобальное распространение конодентов в фаменском веке (поздний девон)

Прежде всего, абсолютно полной летописи вымерших групп организмов не будет никогда. Всегда останутся таксоны разных категорий, по разным причинам неизвестные ученым. Постоянно в процессе исследований описываются новые таксоны. Анализ первоописаний девонских конодонтов по годам показал, что почти век после первого описания девонских конодонтов в 1867 г. новые описания девонских видов в мире появлялись спорадически, с многолетними паузами. С 1955 г. по настоящее время публикуются ежегодно от 2 до 53 новых видов (в среднем 19 видов в год). Но существует рубеж знаний, когда можно говорить о достаточно полной палеонтологической летописи по данной группе организмов. Одним из авторов более 10 лет назад [Аристов, 1994] проводилось изучение таксономического состава конодонтов в интервале девон–триас, были построены графики видового разнообразия с точностью до века. И, если сопоставить графики видового разнообразия конодонтов в девоне по векам десятилетней давности и составленные сейчас, то получается, что значения десятилетней давности лишь равномерно увеличились и при этом не нарушилась общая картина. Это говорит о том, что палеонтологическая летопись по девонским конодонтам достаточно полная и позволяет проводить статистические исследования.

Что касается достоверности палинспастических реконструкций, то они создавались с использованием новейших достижений в области палеомагнетизма, а другой методики в этом отношении пока не существует.

На рис. 3–9 на палинспастических реконструкциях в проекции Мальвейда показаны ареалы (= глобальное распространение) конодонтов по каждому из семи веков девона. Даже простое визуальное сравнение созданных карт демонстрирует изменения конфигурации ареалов от века к веку. Конфигурация ареалов конодонтов определяется, видимо, совокупностью ряда факторов: глобальными изменениями климата, дрейфом континентальных блоков, расположением теплых и холодных течений, рельефом окраинных областей палеоконтинентов и т.д. При сохранении общего климатического фона от века к веку определяющее значение имели дрейф материковых плит и направление течений.

Размеры ареалов по широте на протяжении девона изменялись в следующих пределах: лохков–прагиен – 50-е градусы ю. ш. – 20-е градусы с. ш., эмс – 30-е градусы по обе стороны от экватора, эйфель – 40-е градусы и живет–фамен – 50-е градусы по обе стороны от экватора.

Подсчитаны количественные значения видового разнообразия конодонтов для каждого века девона по разным палеоширотам с шагом в 10° по обе стороны от экватора. Результаты такой палеобиогеографической статистики представлены в виде гистограмм (рис. 10). Согласно А.И. Кафанову и В.А. Кудряшову [2000], при оранжерейном режиме климата, к которому относится девонский период, выделяется три климатических пояса: экваториальный, тропический и паратропический высоких широт – ныне неизвестная разновидность ослабленного тропического пояса. На представленных гистограммах наглядно видно, что на всем протяжении девона популяции конодонтов с наибольшим видовым разнообразием фиксируются в

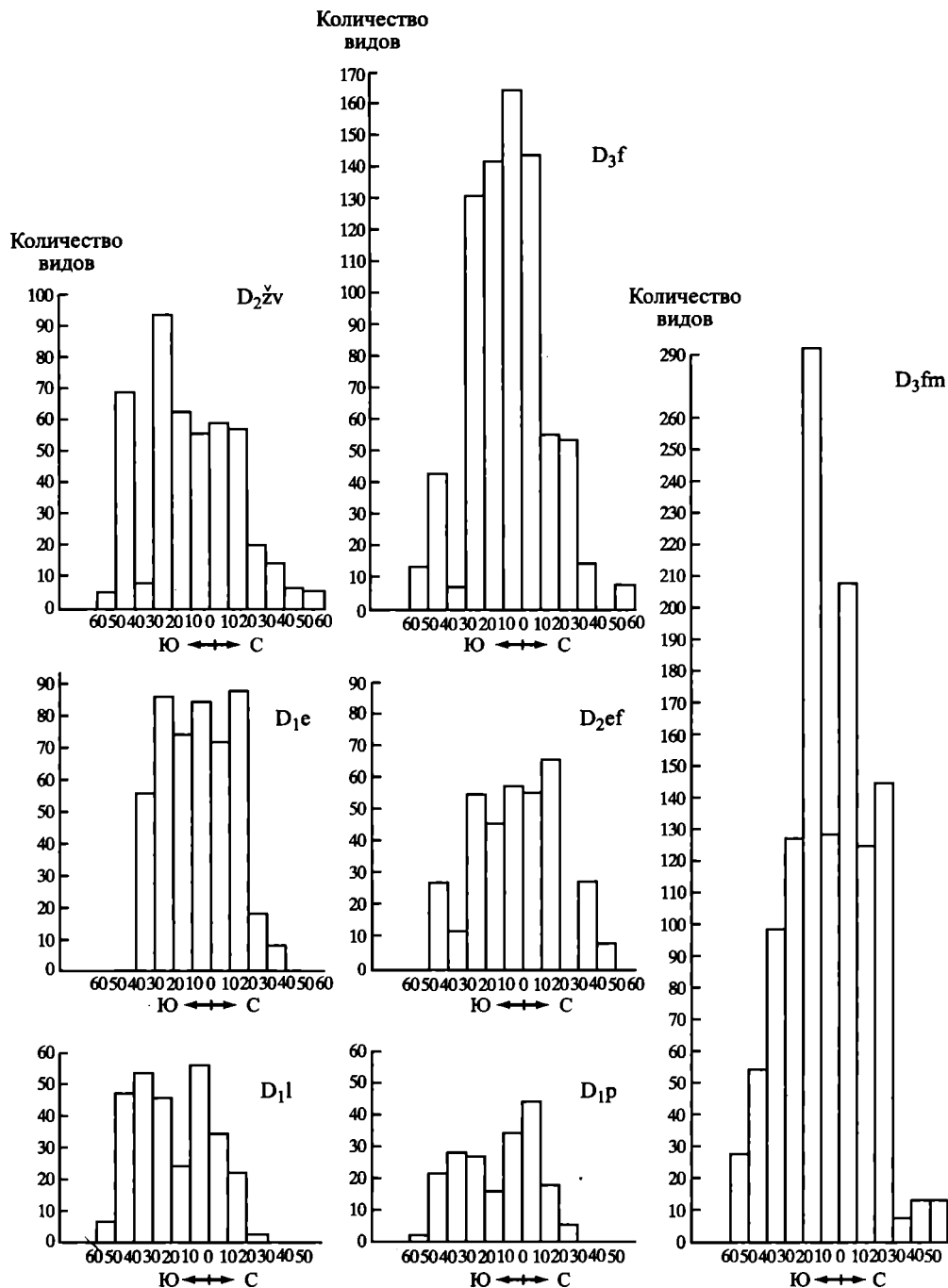


Рис. 10. Видовое разнообразие конодонтов в каждом из веков девона в бассейнах разных палеоширот

приэкваториальных и тропических бассейнах. Это свидетельствует о том, что конодонты были тепловодными морскими организмами.

Гондвана, захватывающая в девоне южную полярную зону, представляла собой своеобразный конденсатор холода, и холодные течения, вероятно, распространялись от полярной зоны на север вдоль ее западной и восточной окраин и сдерживали распространение конодонтов в высокие широты. Этим, по-видимому, объясняется отсутствие находок конодонтов на западной (южноамериканской) и восточной (южнее Австралии) окраинах Гондваны. По этой же причине, по-видимому, на северной окраине Сибирского блока обстановка обитания для конодонтов была неблагоприятной.

Проведенные исследования позволяют сделать некоторые заключения о палеобиогеографическом районировании в девоне по конодонтам. Определяющим фактором в биогеографическом районировании является количество таксонов-эндемиков в каждом из биогеографических подразделений.

Наши исследования показали, что на всем протяжении девонского периода сохранялся достаточно высокий процент эндемичных видов по отношению к общему количеству таксонов. Эндемики у конодонтов – это в основном обитатели мелководных обстановок (эпиконтинентальные моря, мелководный шельф). Для мелководных конодонтов относительно глубоководные открытые акватории являлись препятствием для расселения. В процентном отношении количество эндемиков было следующим: лохков, прагиен и эйфель – 44–50%, эмс, живет, фран и фамен – 31–40%. Меньший процент эндемиков свидетельствует о более высоком стоянии уровня моря (в среднем) и улучшении связей между бассейнами в конкретном временном интервале.

На современном этапе исследований в девоне по конодонтам предварительно можно выделить две биогеографические области: относительно ограниченную по площади Сибирскую и обширную Палеотетическую.

Сибирская биогеографическая область охватывала бассейны, примыкающие к Сибирскому блоку (исключая его северную окраину). В раннем девоне к этой области относились акватории северной части Лаврентии (Канадский Арктический архипелаг). При этом экотонной зоной на востоке являлся архипелаг Новая Земля, где присутствует смешанная фауна двух биогеографических областей. Но со среднего девона, по мере дрейфа Сибирского блока на север, связь сибирских и североканадских фаун уменьшилась. Сибирская биогеографическая область, в отличие от Палеотетической, содержит в фаунистических комплексах девона представителей эндемичных родов *Bouckaertodus*, *Fungulodus*, *Jukagiria*, *Gigantolus*, а также многочисленных эндемичных видов икриодид и полигнатид.

В Палеотетической области по предварительным данным можно наметить несколько биогеографических провинций: Западно-Европейскую, Восточно-Европейскую, Северо-Американскую (Мидконтинент), Казахстанскую, Южно-Китайскую.



## ВЫВОДЫ

На основе созданного банка данных по геохронологическому и географическому распространению конодонтов девона, с одной стороны, и палинспастических реконструкций, построенных с учетом новейших достижений в области палеомагнетизма, – с другой, по каждому из семи веков девона определены глобальные ареалы конодонтов. Размеры ареалов по широте изменялись в следующих пределах: лохков–прагиен – 50-е градусы ю.ш. – 20-е градусы с.ш., эмс – 30-е градусы по обе стороны от экватора, эйфель – 40-е градусы и живет–фамен – 50-е градусы по обе стороны от экватора.

Конодонты были тепловодными морскими организмами. Статистический подсчет видового разнообразия конодонтов для каждого века девона по разным палеоширотам с шагом в 10° по обе стороны от экватора показал, что популяции конодонтов с наибольшим количеством видов фиксируются в приэкваториальных и тропических бассейнах. Полученные нами палеобиогеографические построения на основе конодонтов свидетельствуют в пользу имеющейся гипотезы дрейфа континентов в палеозое. Расположение находок девонских конодонтов на палинспастических схемах по векам демонстрирует симметрию по отношению к экватору, тогда как в расположении этих находок на современной топографической основе симметрия отсутствует.

Авторы выражают благодарность А.Н. Диденко за полезные советы и консультации при составлении палинспастических реконструкций и расположении на них местонахождений конодонтов.

Исследования проводились при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 03-05-64360 и № 03-05-64981).

## ЛИТЕРАТУРА

- Алексеев А.С.* Глобальные биотические кризисы и массовые вымирания в фанерозойской истории Земли // Биотические события на основных рубежах фанерозоя. М.: Изд-во МГУ, 1989. С. 22–47.
- Аристов В.А.* Таксономическое разнообразие и темпы эволюции конодонтов в девоне–триасе // Экосистемные перестройки и эволюция биосферы. М.: Недра, 1994. Вып. 1. С. 109–118.
- Дубатовов В.Н., Краснов В.И.* Палеоклиматы Азиатской части России в девоне: Принципы и методы корреляции полифациальных и разнопровинциальных отложений. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2002. 106 с.
- Зимы нашей планеты /* Под ред. Б. Джона. М.: Мир, 1982. 333 с.
- Кафанов А.И., Кудряшов В.А.* Морская биогеография. М.: Наука, 2000. 176 с.
- Парфенов Л.М., Ноклеберг У.Дж., Монгер Дж.У.Х.* и др. Формирование коллажа террейнов орогенных поясов севера Тихоокеанского обрамления // Геология и геофизика, 1999. Т. 40, № 11. С. 1563–1574.
- Печерский Д.М., Диденко А.Н.* Палеоазиатский океан: петромагнитная и палеомагнитная ин-формация о его литосфере. М.: ОИФЗ РАН, 1995. 227 с.
- Чумаков Н.М.* Периодичность главных ледниковых событий и их корреляция с эндогенной активностью Земли // Докл. РАН. 2001. Т. 378, № 5. С. 656–659.
- Чумаков Н.М.* Закономерности глобальных климатических изменений по геологическим данным // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12, № 2. С. 7–32.

- Ясаманов Н.А.* Климат Земли в прошлом и в будущем // *Земля и Вселенная*. 1991. № 1. С. 26–32.
- Armstrong H.A., Owen A.W.* Euconodont paleobiogeography and the closure of the Iapetus Ocean // *Geology*. 2002. Vol. 30, N 12. P. 1091–1094.
- Filippova I.B., Bush V.A., Didenko A.N.* Middle Paleozoic subduction belts: The leading factor in the formation of the Central Asian fold – and – thrust belt // *Russ. J. Earth Sci.* 2001. Vol. 3, N 6. P. 405–426.
- Golonka J.* Cambrian – Neogene plate tectonic maps. Krakow: Univ. press, 2000. 125 p.
- Joachimski M.M., Buggisch W.* Conodont apatite  $\delta^{18}\text{O}$  signatures indicate climatic cooling as a trigger of the Late Devonian mass extinction // *Geology*. 2002. Vol. 30, N 8. P. 711–714.
- Mei Shilong, Henderson Ch.M.* Evolution of Permian conodont provincialism and its significance in global correlation and paleoclimate implication // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2001a. Vol. 170. P. 237–260.
- Mei Shilong, Henderson Ch.M.* Permian conodont provincialism, evolution and their controlling factors // *Acta paleontol. sin.* 2001b. Vol. 40, N 4. P. 471–485.
- Scotese C.R., McKerrow W.S.* Revised world maps and introduction // *J. Geol. Soc.* 1990. N 12. P. 1–21.
- Streef M., Caputo M.V., Loboziak S., Melo J.H.G.* Late Frasnian – Famennian climates based on paly-nomorph analyses and the question of the Late Devonian glaciations // *Earth – Sci. Rev.* 2001. Vol. 52, N 1/3. P. 121–173.
- Van der Voo R.* Paleomagnetism of the Atlantic, Tethys and Iapetus Oceans. New York. Cambridge Univ. Press, 1993. 411 p.

**И.А. Игнатъев**

## **ПРИНЦИПЫ И ЗАДАЧИ ПАЛЕОФЛОРИСТИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ СУШИ В ПАЛЕОЗОЕ**

Рассматриваются сущность, принципы и эволюционные предпосылки палеофлористического районирования суши. Эволюции фитохорий присущи направленность и конвергентность. Сходство фитохорий обусловлено не только их исторической преемственностью и влиянием миграций и флористического обмена, но и географическими закономерностями эволюции растений. Формулируются критерии сравнимости ископаемых флор. Анализируется типология палеофлористических границ. В русле идей С.В. Мейена районирование предлагается осуществлять не только «сверху», но и «снизу» – от минимально различимых палеофлористических единиц. Общий подход видится в реконструкции системы фитохорий, аналогичных современным. Он связан с использованием детальных палеогеографических карт и систематическим комплексированием палеоботанических данных с результатами палеоклиматических, литологических, палеотектонических, историко-геологических и других исследований.

**I.A. Ignatiev**

## **PRINCIPLES AND METHODS OF LAND PALAEOFLORESTIC ZONATION IN THE PALAEOZOIC**

The essence, principles and the evolutionary premises of land palaeofloristic zonation are discussed. The phytochorion evolution is characterized by direction and convergence. The similarity of phytochoria is caused not only by their historical continuity and by migration and floristic interchange influence, but also by the geographical peculiarities of plant evolution. The criteria of flora comparison are formulated. The typology of palaeofloristic boundaries are analyzed. Following to S.V. Meyen's ideas, it is proposed to realize the zonation not only «from above», but also «from below», i.e. from the minimum recognizable palaeofloristic units. The general approach seems to be a reconstruction of phytochoria, comparable with the present day ones. It is connected with the use of detail palaeogeographical maps and with the methodical synthesis of palaeobotanical data with the results of palaeoclimatic, lithological, palaeotectonic, historical geology and other geological and biological disciplines.

### **ВВЕДЕНИЕ**

Сущность ботанико-географического (и палеофлористического) районирования состоит в *мерономической* (в понимании С.В. Мейена, [1977]) процедуре *расчленения* растительного покрова Земли на естественные хорологические (пространственные) выделы различного масштаба и представлении результатов этого расчленения в виде иерархической системы соподчиненных единиц (*фитохорий*) и карт (схем) их распространения.

Фактор	Масштаб			
	планетарный ( $10^6-10^8$ )	региональный ( $10^2-10^5$ )	ландшафтный ( $1-10^2$ )	ценотический (1)
Сональная радиация, суммы температур				
Сезонные факторы (время года)				
Формы рельефа				
Факторы высотной поясности				
Океаничность, континентальность климата				
Антропогенное влияние				
Поемность, эрозия				
Свойства почвы (механический состав, плодородие)				
Свет				
Межвидовые взаимоотношения				

Рис. 1. Уровни организации растительного покрова Земли и их ведущие факторы (по: [Мазинг, 1988])

В скобках – размерность, км<sup>2</sup>

Естественность такого расчленения определяется, помимо общности исторической судьбы, сложением единиц различного масштаба под преобладающим влиянием определенных групп факторов. Каждый уровень организации растительности – *ценотический*, *ландшафтный*, *региональный* и *планетарный* – характеризуется своим набором этих факторов [Мазинг, 1988] (рис. 1).

Районирование может осуществляться по двум категориям признаков. Формально различают *флористические* (основанные на учете таксономического состава) и *физиономические* (опирающиеся на доминирующие жизненные формы растений верхнего яруса или яруса с наибольшим покрытием в растительных сообществах) подходы. Однако на практике эти подходы нередко комбинируются. На ландшафтном и ценотическом уровнях возрастает значение флористических критериев, более тонко отражающих экологические особенности местообитаний. Напротив, на региональном и планетарном уровнях большее значение приобретают тесно связанные с макроклиматом физиономические показатели [Александрова, 1969; Шмитхюзен, 1966].

Современная система ботанико-географического районирования опирается на отдельные группы растений и, в этом смысле, лишь выборочно отражает пространственное разнообразие растительного покрова. Ботанико-географы всегда имеют дело лишь с частью растений изучаемых флор (так называемыми *парциальными* флорами – флорами сосудистых растений, бриофлорами, альгофлорами и т.д.), но об этом, по выражению А.К. Тимонина [Тимонин, Озерова, 2002], обычно «стыдливо умалчивают».

Современные схемы ботанико-географического районирования Земли, продолжающие традицию схемы А. Энглера [Engler, 1878, 1882], основаны на распространении покрытосеменных и, в меньшей степени, голосеменных и папоротников [Воронов и др., 1985, 2002; Второв, Дроздов, 2001; Попов, 1963; Шафер, 1956; Шмитхюзен, 1966]. Использование других групп растений ограничено их меньшим географическим распространением и более слабой изученностью.

Для целей палеофлористического районирования суши обычно также служат не все группы ископаемых растений, а лишь те из них, которые имеют хорошую представленность в геологической летописи и широкое географическое распространение в сочетании с выраженным эндемизмом на семейственном, родовом и видовом уровнях. Такие группы предлагается называть *осевыми*. В принципе, они могут быть как моно-, так и полифилетическими.

Существующие схемы палеофлористического районирования для верхнего палеозоя и мезозоя основаны, в основном, на распространении осевых групп голосеменных и высших споровых растений – папоротников, плауновидных, кордаитов, хвойных и др. [Вахрамеев и др., 1970; Vakhrameev et al., 1978]. При этом уже для нижнего карбона указать осевые группы невозможно и районирование приходится осуществлять иным путем, основываясь на особенностях развития родового и видового эндемизма<sup>1</sup>.

Географическое распространение растений (в том числе ископаемых) зависит от уровня их морфологической организации, эволюционной пластичности, способности к распространению и экогенетической экспансии. Косвенным, но важным фактором является *возраст таксона*, связанный с широтой его распространения, хотя предполагавшаяся Дж.К. Виллисом [Willis, 1922] прямая зависимость между возрастом и размерами ареала таксона часто искажается влиянием других причин [Вульф, 1927, 1933].

С этой точки зрения, современная схема ботанико-географического деления Земли, основанная, в первую очередь, на распространении покрытосеменных растений, является во многом уникальной. До появления цветковых история планеты не знала группы с подобными способностями к экспансии. Нынешняя «ангиоспермоцентричная» система фитохорий начала формироваться в конце мела – начале палеогена [Ахметьев, 1990, 1999].

В мезозое и палеозое все реже встречаются типичные для покрытосеменных, как мы предлагаем называть их, *виллисовские таксоны*, – семейства из группы генетически связанных родов, и роды из связанных происхождением видов, – которые динамично развиваются и способны к широкому распространению, во время которого они, по образному выражению Дж.К. Виллиса [Willis, 1922], «роняют» возникающие виды.

Чем древнее эпоха, тем, в целом, ниже организация растений и их способность к широкому распространению (особенно, к дальним, скачкообразным миграциям). Мезозойские и палеозойские формы демонстрируют все большую «оседлость». Как отмечал С.В. Мейен [1981, с. 126], «смена палеозойских флор на мезозойские происходила на фоне расширявшейся миграции растений, ранее сидевших по своим областям». Если фитогеография кайнозоя – это мир растущих межрегиональных и межконтинентальных связей, с тенденциями к глобализации, то в мезозое и, особенно, в палеозое господствует провинциализм развивавшихся автохтонно «локальных растительных миров».

<sup>1</sup> См. статью Ю.В. Мосейчик в настоящем сборнике.

В качестве примера можно привести семейство ивовых (*Salicaceae*), которое, начиная с палеоцена, распространилось не только в умеренных и холодных областях Северного полушария, но проникло на юг Южной Америки, Южной Африки и Юго-Восточной Азии [Ахметьев, 2003; Тахтаджян, 1987].

Для сравнения, экспансионистские успехи палеозойских голосеменных были гораздо скромнее. Так, своеобразные кордаитовые растения, определявшие облик растительности древнего материка Ангариды с середины карбона до конца перми, так и не вышли за его пределы, медленно заселяя плакоры и пространства аккумулятивных низин и образовав два эндемичных семейства – руфлориевых (*Rufloiriaceae*) и войновские (Vojnovskyaceae) [Мейен, 1987б].

### ЭВОЛЮЦИОННЫЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ПАЛЕОФЛОРИСТИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

В основе многих ботанико-географических построений лежит совокупность далеко не очевидных эволюционных предпосылок, идущих из классического дарвинизма. Свод этих положений, опирающихся на цитаты из «Происхождения видов» Ч. Дарвина, дан в работе Е.В. Вульфа [1944, с. 5–9]. Главным из них является представление об универсальности монотопного, монофилетического, дивергентного возникновения видов, родов и более высоких таксонов растений путем ведомых отбором медленных, мелких изменений адаптационного характера. Фитохории рассматриваются как уникальные хронологические образования, ранг которых, определяемый, прежде всего, таксономическим уровнем эндемизма, является функцией длительности их автохтонного развития.

В то же время, убедительные доводы о возможности политопного происхождения видов и более высоких таксонов приводились не раз [Толмачев, 1958].

Значительную роль в эволюции растений играли процессы гибридизации [Попов, 1963]. По данным О.В. Юрцевой и П.Ю. Жмылева [2004], 30–80% современных видов имеют гибридогенное происхождение. Некоторые гибриды превосходят по фертильности и приспособленности родителей, а также отличаются от них по экологическим требованиям, что создает предпосылки для их закрепления и распространения при наличии подходящих биотопов. Молекулярные методы также подтверждают веерное, конвергентное и политопное образование некоторых современных гибридов, а также существование древней («скрытой») гибридизации и «сетчатой» эволюции некоторых таксонов. При этом отдаленная (межродовая) гибридизация носит более случайный и редкий характер (там же).

Как отмечал А.Н. Криштофович [1950, с. 24], «вследствие однообразия в течение всего прошлого времени и ограниченности характера основных факторов, воздействующих на растения (температура, влажность, свет, свойства почвы в связи с первыми, равно как борьба растений между собой

и в отношении завоевания пространства), и, с другой стороны, вследствие единства плана организации химизма всех растений (белок – целлюлоза – клетка – расчлененный побег), получается не только однообразная реакция растительных организмов в приспособлении их к среде, но и в проявлении этих процессов независимо и полифилетически. Этим путем естественно создаются проводящие и механические ткани, защитные приспособления воспроизводящих органов, например, в виде явлений голосемянности и покрытосемянности и, наконец, даже “покрытоплодности”, притом в различных группах». «Этот процесс взаимодействия факторов и объекта является направленным, необходимым, но было бы грубейшей ошибкой понимать его телеологически, в смысле какой-то отвлеченной предопределенности» (там же).

По мнению некоторых биогеографов, современная картина ареалов животных и растений может быть понята лишь при допущении независимого развития сходных форм в разных частях Земли – иначе не удастся объяснить образование многих крупных дизъюнкций ареалов, разделенных тысячами километров океанических акваторий [Croizat, 1952].

На конвергентное развитие как одну из возможных причин амфибореальности<sup>2</sup> указывал Л.С. Берг [1947].

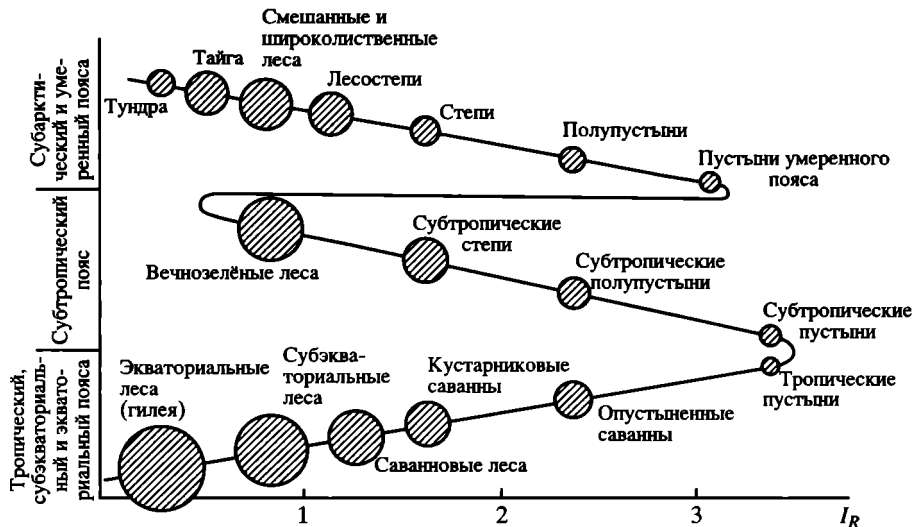
Подобные представления соответствуют принципиально отличной от дарвинизма эволюционной концепции *номогенеза*, выдвинутой в 1922 г. тем же Бергом [1977]. Современную форму этой теории придали А.А. Любищев [1982], С.В. Мейен [1974, 1975; Meyen, 1978 и др.] и Ю.В. Чайковский [1990; 2003а, б]. По их представлениям, эволюция протекает на основе имманентных закономерностей развертывания биоразнообразия и может быть уподоблена заполнению клеток в объективно заданной таблице органических форм. Могут возникать лишь те формы, которые предусмотрены в таблице. Отбор играет консервативную роль, замедляя или запрещая реализацию тех или иных потенциалов.

«Процесс эволюции, – писал Л.С. Берг [1977, с. 310], – следует представлять себе таким образом. Значительное количество, десятки тысяч, первичных организмов развивались параллельно, испытывая конвергентно приблизительно одинаковые превращения и совершая этот процесс одни быстрее, другие медленнее. ...Развитие органического мира идет полифилетично».

### НОМОГЕНЕЗ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ФИТОХОРИЙ

Из номогенетической концепции вытекает, что процессам становления фитохорий и их таксономического разнообразия должны быть свойственны направленность и множественные параллелизмы. Сходство фитохорий есть

<sup>2</sup> Амфибореальностью Л.С. Берг [1947, с. 116] называл такое распространение организмов, при котором они встречаются на западе и на востоке умеренных широт, но отсутствуют по середине.



**Рис. 2.** Глобальный параллелизм в развитии растительных формаций, обусловленный «периодическим законом географической зональности» (по: [Географический энциклопедический словарь..., 1988]

$I_R$  – радиационный индекс; относительный размер кружков отвечает биологической продуктивности соответствующих ландшафтов и господствующих растительных формаций

результат не только их непосредственной преемственности, миграций и флористического обмена, но и географических закономерностей эволюции растений.

Яркий пример глобального параллелизма в развитии растительного мира связан с «периодическим законом географической зональности», установленным в 1956 г. А.А. Григорьевым и М.И. Будыко. По нему, географические зоны – тропический, субтропический, умеренный и субарктический пояса обладают рядом периодически повторяющихся общих черт в строении растительных формаций (рис. 2). Объясняется это тем, что величины радиационного индекса сухости (отношения радиационного баланса к количеству тепла, необходимого для испарения годовой суммы осадков) изменяются в разных зонах от 0 до 4–5. При этом трижды между полюсами они близки к единице, что соответствует наибольшей биологической продуктивности ландшафтов и развитию лесных экосистем.

Давно известно явление конвергенции (в том числе, групповой) жизненных форм современных наземных и водных растений в сходных условиях [Шафер, 1956].

В фитоценологии также обратил на себя внимание параллелизм состава сообществ, обусловленный взаимозаменяемостью видов и повторением одних и тех же индикаторных групп видов в разных условиях [Миркин, Наумова, 1998]. В качестве примеров Б.М. Миркин и Л.Г. Наумова (там же) приводят «группы эвритопных видов, устойчивых к выпасу, засолению или каменистости почв, видов в сообществах с разным режимом увлажнения» и т.д.



\* \* \*

История позднепалеозойских флор Земли также свидетельствует о широком развитии параллелизмов и направленности эволюции. По данным С.В. Мейена [Meуen, 1971a], члены рядов изменчивости листьев ископаемых растений могут быть представлены как результат сложной перекombинации ограниченного (хотя и достаточно большого) набора слабо скоррелированных друг с другом признаков. При этом появление одного и того же признака в разных рядах (у разных групп растений) происходило геологически неодновременно, а ряды форм, построенные по возрастанию сложности, не совпадают с последовательностью появления форм в разрезе (рис. 3).

По мнению Мейена [Meуen, 1971a], развитие параллелизмов, вероятно, связано с ограниченностью числа модусов морфогенеза высших растений (спиральность, полярность, дифференциальные градиенты и др.), а также с малым


























Ряды	Обобщенные морфологические типы							
Глоссоптериды								
<i>Nilssoniopteris</i>								
<i>Ctenis</i>								
Пельтаспермовые								
<i>Paragondwanidium</i>								
Користоспермовые								
<i>Pachypteris</i>								
<i>Archaeopteris</i>								

Рис. 3. Параллельные ряды эволюции листа некоторых групп ископаемых растений; морфология листьев показана схематично (по: [Meуen, 1971a])

1 – *Rubidgea* и «преглоссоптериды»; 2 – *Rhabdotaenia*; 3 – *Glossopteris*; 4 – *Pteronilssonina*; 5 – *Nilssoniopteris*; 6 – *Pterophyllum*; 7 – *Dictyozamites*; 8 – *Otozamites*; 9 – *Doratophyllum* и *Macrotaeniopteris*; 10 – *Antrophiopsis*; 11 – *Pseudoctenis*; 12 – *Ctenis*; 13 – *Amdrupia* и *Zamiopsis* (?); 14 – *Tatarina*; 15 – *Scytophyllum*; 16 – *Lepidopteris*; 17 – *Angaridium mongolicum*; 18 – *Paragondwanidium sibiricum*; 19 – *Paragondwanidium kumpanii*; 20 – *Dicroidium hughesii*; 21 – *Dicroidium odontopteroides*, *D. feistmantelii*, *Hoegia papillata*; 22, 23 – *Pachypteris*; 24 – *Eddyia*; 25 – *Archaeopteris*

количеством направлений, в которых осуществлялись морфологические преобразования в филогенезе (изгиб, планация, перевершинивание и т.д.).

Чем проще и примитивнее формы, тем более ограничено у них число модусов морфогенеза и направлений морфологических преобразований, но, при этом, шире (при прочих равных условиях) должны быть распространены явления параллелизма.

При этом морфологическими (в том числе, параллельными) преобразованиями захватываются признаки в основном невысокого таксономического «веса».

Поэтому можно ожидать, например, что географическая дифференциация относительно просто устроенного растительного покрова девона и раннего карбона на всех уровнях будет проявляться в признаках формальных таксонов невысокого ранга, в основном, родов и видов [ср.: Мосейчик, Игнатъев, 2003].

Значительную роль параллельной эволюции показало сравнительное изучение бореальных ангарских и нотальных гондванских флор позднего палеозоя [Мейен, 1967а, б; Меуен, 1967, 1969а, б, 1971а, б, 1972, 1975, 1977]. С одной стороны, в них были выявлены отдельные общие элементы, развивавшиеся в сходном направлении, а, с другой – множественные параллелизмы в эволюции нескольких крупных групп растений, произрастающих в сходных ландшафтно-климатических условиях.

Широкое развитие параллелизмов обуславливает физиономическое сходство господствующих растительных формаций и жизненных форм растений бореальных и нотальных фитохорий. «Периодический закон географической зональности» определяет симметрию в расположении «конвергентных» формаций относительно экватора, нарушаемую неравномерной концентрацией материковых масс и горных массивов в Северном и Южном полушариях.

Таксономический уровень эндемизма фитохорий зависит не только от длительности их автохтонного развития в направлении приспособления к внешним условиям, но и от интенсивности макроэволюционных процессов в разных широтных и ландшафтно-климатических зонах. При этом макроэволюционные эпизоды могут носить неадаптивный, сальтационный характер [Мейен, 1987а].

Высказывалось мнение [Мейен, 1987а] о появлении практически всех порядков высших споровых и семенных растений в экваториальном поясе и прилегавших к нему экотонных фитохориях. Несмотря на крайность этого представления<sup>3</sup> и размытость экваториально-полярных градиентов таксономического разнообразия растений [Тимонин, Озерова, 2002], следует признать общее уменьшение интенсивности макроэволюционных процессов по направлению от экватора к полюсам, выражающееся, в частности, в падении таксономического уровня эндемизма [Алехин, 1944; Шафер, 1956].

Отсюда следует *полярнопетальное* (направленное от экватора к полюсам) изменение фитохориономического «веса» признаков, связанных с таксономическим уровнем эндемизма. В направлении полюсов все более крупные фитохории приходится выделять по эндемикам невысокого ранга, ис-

---

<sup>3</sup> Подробнее см.: [Игнатъев, 2003].

пользуя вместо семейств роды и виды. Одновременно растет значение таких не ботанических критериев, как размер и ландшафтно-климатическая приуроченность фитохорий [Тимонин, Озерова, 2002].

### ПРОБЛЕМА СРАВНИМОСТИ ИСКОПАЕМЫХ ФЛОР

История представлений о критериях сравнимости современных флор подробно рассмотрена В.М. Шмидтом [1987].

Впервые этой проблемой занялся А. Декандоль [A. DeCandolle, 1855], понявший, что «абсурдно сравнивать с точки зрения общего числа видов области, которые не являлись бы заметно одинаковыми по своей площади» (там же, с. 1270).

Позднее выяснилось, что видовое богатство флор зависит не только от занимаемой ими площади, но и от множества других факторов. Поэтому сравнение одинаковых площадей региональных флор, в общем, не гарантирует учета их важных местных особенностей.

В 1941 г. А.И. Толмачев сформулировал два основных принципа сравнимости флор: 1) ограниченный размер их площадей, обеспечивающий цено-тическую однородность, и 2) высокая степень флористической изученности (полноты выявления их таксономического состава).

Опираясь на эти принципы, Толмачев [1974, 1986] ввел понятие *конкретной* или *элементарной флоры*. Последние представляют собой вполне однородные, дифференцированные только экологически, но не географически, исторически сложившиеся локальные общности, образующие растительный покров на низшем надценотическом уровне.

По представлениям Толмачева [1974, с. 185–186], «совокупность видов, ее (конкретную флору) слагающих, распространена на всем протяжении занимаемого флорой района, образуя лишь различные растительные группировки и занимая отдельные участки территории в зависимости от их чисто местных особенностей. Участкам с одинаковыми условиями в пределах района соответствуют одинаковые комбинации видов... Каждая растительная ассоциация характеризуется в пределах района конкретной флоры относительным постоянством своего видового состава, причем правило это повторяется во всех наблюдаемых в районе ассоциациях. Флористические различия между отдельными участками района представляют непосредственное отражение разнообразия частных условий местообитаний (и в какой-то мере случайности)».

По мнению Толмачева, конкретные флоры должны служить опорными единицами для флористических сравнений любого масштаба. Предложенный им подход был развит его многочисленными учениками и последователями [Теоретические и методические проблемы... , 1987].

\* \* \*

В палеоботанике палеозоя проблема сравнимости ископаемых флор фактически не ставилась, что порождает существенный субъективизм палеофлористических сравнений.

Так, если раннекаменноугольные флоры Европы и Северной Америки относятся к одной Еврамерийской области на основании достаточно высокой таксономической, территориальной, флорогенетической и ландшафтно-климатической общности, то принадлежность к той же фитохории одно-возрастных флор Казахстана [Вахрамеев и др., 1970; Мейен, 1987б; Vakhrameev et al., 1978] уже не столь очевидна. Как и в других подобных случаях, речь идет о субъективно оцениваемом сходстве флор по дисперсным органам растений, не опирающемся на более строгие сравнения и флорогенетические реконструкции (ср.: [Игнатъев, 2003]).

Суммируя предлагавшиеся подходы, можно сформулировать следующие критерии сравнимости ископаемых флор (*тафофлор*):

1) наличие характерных разновидностей тафоценозов, отвечающих определенным типам материнских сообществ (*критерий ценотического своеобразия*);

2) эти типы тафоценозов должны быть представлены, в том числе, автохтонными или гипоавтохтонными захоронениями (*критерий сохранения первичных пространственных отношений*);

3) приуроченность к определенным обстановкам и гипсометрическому уровню седиментации<sup>4</sup>; представленность растительными остатками определенных морфологических категорий, формы и степени сохранности (*критерий тафономического единства*);

4) ограниченная площадь распространения (*критерий экоценотической целостности*);

5) полнота таксономической изученности.

По аналогии с конкретными флорами А.И. Толмачева можно ввести понятие *элементарной тафофлоры* – распространенной на ограниченной территории в течение определенного времени совокупности видов ископаемых растений, которые представлены характерным набором типов тафоценозов, отвечающих дифференцированным лишь экологически (но не географически) древним растительным группировкам.

Элементарные тафофлоры являются минимальными единицами надценотической природы, на которые может быть расчленена в пространстве и времени палеосукцессия (прежде всего, ценогенная) в понимании В.А. Красилова [1969, 1972]<sup>5</sup>. В общем случае они не соответствуют определенной конкретной флоре геологического прошлого, а отражают ценотическое разнообразие нескольких таких флор.

<sup>4</sup> Г.Н. Садовников [2002] различает три высотных уровня седиментации: *нижний* (приморские низины, приуроченные к нулевым отметкам базиса эрозии), *средний* (поймы и русла рек, озера и днища приозерных низин областей седиментации низменной, равнинной суши; отметки базиса эрозии до 300 м) и *верхний* (в межгорных котловинах и вулканических постройках, располагающихся на более высоких отметках).

<sup>5</sup> Красилов [1972, с. 135–136] называет палеосукцессией «последовательность смен тафоценозов в разрезе», которая может быть связана как с изменениями материнских фитоценозов (ценогенная палеосукцессия), так и с условиями захоронения (*тафогенная* палеосукцессия). Как справедливо отметил В.В. Жеряхин (2003б), реально наблюдаемые палеосукцессии обычно имеют комплексную (ценогенно-тафогенную) природу.

Как в случае конкретных флор, главное значение элементарных тафофлор состоит в их *принципиальной равноценности* как природных образований, обеспечивающей их «сравнимость друг с другом независимо от того, с флорой какой страны мы имеем дело и независимо от степени изученности во флористическом отношении соответствующей страны в целом» [Толмачев, 1974, с. 188].

Эффективным способом выделения типов тафоценозов для характеристики элементарных тафофлор является применение к ископаемому материалу интуитивно-статистических методик и процедур *метода классификации растительности по Ж. Браун-Бланке* [Игнатьев, 1991, 1992а, б, 1993].

## ПРИНЦИПЫ ПАЛЕОФЛОРИСТИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

Основные понятия и принципы палеофлористического районирования суши наиболее подробно рассмотрены С.В. Мейеном [Вахрамеев и др., 1970; Мейен, 1968, 1976, 1987, 1988; Макридин, Мейен, 1988].

В основу предложенных Мейеном схем районирования территории Евразии в карбоне и перми были положены, по его словам, «таксономический состав с привлечением некоторых палеоэкологических и палеофитоценологических данных, а в незначительном размере и более общих палеоэкосистемных (например, палеогеографических и палеоклиматических) наблюдений. Классификационный вес каждого признака выявлялся в ходе исследования, т.е. подход был преимущественно индуктивным и типологическим (*метод конгрегаций*). Ранг каждой фитоценологии определялся с учетом ее происхождения и дальнейшей судьбы» [Vakhrameev et al., 1978, с. 13].

В то же время, необходимо признать, что выделенные Мейеном фитогеографические единицы, как и большинство других фитоценологий палеозоя и мезозоя, несопоставимы с современными и фактически представляют собой области распространения определенных комплексов растительных остатков.

Определение ранга и диагностика таких единиц производятся, в основном, «сверху», на заключительном этапе исследования, что обуславливает значительный субъективизм этих процедур.

Альтернативный подход заключается в реконструкции системы фитоценологий, аналогичных современным. Он связан с использованием детальных палеогеографических карт и систематическим комплексированием данных палеофлористического районирования с результатами палеоклиматических, литологических, палеотектонических, историко-геологических и других исследований.

В развитие идей С.В. Мейена [Vakhrameev et al., 1978], районирование предлагается осуществлять не только «сверху», но и «снизу», от минимально различимых естественных палеофлористических единиц [Мосейчик, Игнатьев, 2003].

В качестве минимальной единицы палеофлористического районирования предлагается *округ* [Мосейчик, Игнатьев, 2003], устанавливаемый для

совокупности близко сходных, генетически связанных элементарных тафофлор<sup>6</sup>.

В палеогеографическом плане такая единица соответствует минимальному естественному палеоландшафтному выделу субрегионального масштаба.

Границы округов интерполируются не только по местонахождениям соответствующих элементарных тафофлор, но и по распространению следов ландшафтно-седиментационных обстановок, к которым они приурочены.

С точки зрения эндемизма, округ характеризуется характерным набором эндемиков видового и родового уровней.

### ТИПОЛОГИЯ ПАЛЕОФЛОРИСТИЧЕСКИХ ГРАНИЦ

По авторитетной оценке С.В. Мейена, самым слабым пунктом современных палеофитогеографических исследований являются границы между основными фитохориями. Так, для позднего палеозоя нельзя указать ни одной границы, которую можно было бы считать удовлетворительно изученной. По существу, они являются линиями, проводимыми методами интерполяции между местонахождениями растительных остатков, относящимися к разным фитохориям. В идеале эти линии должны быть обоснованы более обстоятельно, в том числе, фациально-литологическими, палеогеографическими и палеотектоническими данными, но к этому палеофлористика пока не готова<sup>7</sup>.

Мейен различал два основных типа таких палеофлористических границ. На границах первого типа происходит постепенная смена флористических комплексов, а сами они носят нерезкий (*эктонный*) характер. Если эта смена происходит на достаточно обширной территории возникают *эктонные фитохории*. В качестве примера Мейен приводил выделенную им Субангарскую палеофлористическую область перми, протягивавшуюся вдоль юго-западной периферии Ангариды [Meуen, 2002].

Другой тип границ С.В. Мейен связывал с тектоническим сближением литосферных плит. «Совершенно иное соотношение, – писал он<sup>8</sup>, – наблюдается на других границах палеофлористических областей. Хотя мы не видим достаточно хорошей последовательности близко расположенных местонахождений, можно предполагать, что эти границы чрезвычайно резкие.

Так, в южной и юго-западной Монголии мы видим типично ангарские комплексы верхнепермской флоры, относящиеся к Дальневосточной провинции Ангарской области. Менее, чем в 500 км юго-восточнее мы оказываемся среди местонахождений типично катазиатской флоры. При этом в

<sup>6</sup> При невозможности выделения элементарных тафофлор округа объединяют комплексы растительных остатков (обязательно наличие автохтонных и гипсоавтохтонных тафоценозов), приуроченные к ограниченному району и отрезку геологического времени.

<sup>7</sup> «Соотношение тектонических и палеофлористических границ»: Неопубликованная рукопись, датированная июлем 1979 г. Хранится в научном архиве С.В. Мейена.

<sup>8</sup> Там же.

монгольских местонахождениях есть лишь совершенно ничтожная примесь катазиатских или предположительно катазиатских растений. Столь же малое или еще меньшее количество ангарских растений указывается из катазиатских местонаждений. Таким образом, на очень коротком расстоянии происходит почти полная смена флористических комплексов.

Граница между ангарской и катазиатской флорами на Дальнем Востоке [Дуранте, 1971, 1976; Vakhrameev et al., 1978] еще более резкая. По-видимому, здесь ширина зоны перехода между двумя флорами сокращается до нескольких десятков километров [Зими́на, 1977].

Сходная картина складывается и на границе гондванской и катазиатской флор в Восточных Гималаях. Здесь в провинции Юньнань флора чисто катазиатская без какой-либо примеси гондванских элементов. В пограничных районах Индии в гондванских комплексах не обнаружено никаких катазиатских элементов...

Можно предполагать, что резкие (неэкотонные) границы фитохорий карбона и перми указывают на вторичное (тектоническое) сближение соответствующих фитохорий. В этом отношении палеоботанические данные хорошо согласуются с мобилистскими представлениями об истории континентов».

\* \* \*

Оба рассмотренных типа палеофлористических границ, строго говоря, не являются фитогеографическими. Они оконтуривают современное пространственное распространение определенных комплексов растительных остатков фактически, безотносительно к характеру и очертаниям границ древних фитохорий. Последние могут быть установлены путем специальной *исторической реконструкции*, осуществляемой с привлечением широкого спектра историко-геологических, палеогеографических, литологических и палеоклиматических данных.

Одной из важнейших концептуальных предпосылок подобных реконструкций служит *типология* фитогеографических границ, которую можно рассматривать как инвариантную в отношении больших интервалов геологического времени.

Один из вариантов такой типологии может быть взят с необходимыми изменениями из работы Е.В. Вульфа [1933]. В его основе лежит типология границ ареалов видов птиц, предложенная в 1922 г. зоогеографом В.В. Станчинским, а затем модифицированная Вульфом для растений. Поскольку границы фитохорий любого ранга, в конечном счете, опираются на границы ареалов таксонов, представляя собой их сгущения (*синператы* [Воронов и др., 1985]), эта типология, с соответствующими коррективами, может быть перенесена на границы фитохорий.

Таким образом, предлагается различать следующие основные типы палеофитогеографических границ.

1. **Стативные** (от лат. *stativus* – неподвижный) – исторически сложившиеся, длительно существующие и малоизменяющиеся (в масштабе геологических эпох) границы.

Это основной тип границ, изучаемый палеофлористикой и фиксируемый на палеофлористических картах, создаваемых, как правило, для достаточно продолжительных временных интервалов (срезов).

Он подразделяется на следующие два подтипа.

а. *Импедитные*, или *барьерные*, границы (от лат. *impeditus* – непроходимый), обусловленные непреодолимыми для видов препятствиями, прежде всего, – различными физико-географическими барьерами (горы, моря, широкие реки и т.п.).

Основным критерием распознавания таких границ является их примерное совпадение с одним из таких барьеров. Как отмечает А.К. Тимонин [Тимонин, Озерова, 2002], детальное изучение границ ареалов показывает, что обычно они не достигают непосредственно физико-географического барьера. Это может быть связано с тем, что при приближении к барьеру все или некоторые абиотические факторы достигают таких, не выходящих за пределы толерантности вида критических значений, которые делают его неспособным конкурировать с другими видами, поскольку для последних те же значения абиотических факторов более благоприятны. То же касается следующего подтипа стативных границ (см. ниже).

В палеофлористике импедитные границы условно интерполируются по крупнейшим палеогеографическим барьерам. Типичным примером импедитной границы является западная граница Ангарского царства, в течение большей части перми определявшаяся существованием Уральского морского бассейна [Вахрамеев и др., 1970; Vakhrameev et al., 1978] (рис. 4).

б. *Стационарные* границы (от лат. *statio, stationis* – станция) обуславливаются отсутствием подходящих *стаций* – мест с благоприятными для жизни вида биотическими, климатическими и эдафическими условиями.

В палеофлористике этот подтип стативных границ условно интерполируется по контурам палеоландшафтных выделов различного масштаба, с учетом палеоклиматических и палеопочвенных индикаторов.

Примером стационарной границы является граница между Печорской провинцией Сибирской области и Субангарской областью Ангарского царства в ранней перми в интерпретации С.В. Мейена [1987б, 1990]. Она связана с постепенным переходом от относительно гумидных, углеобразующих обстановок к семиаридной или аридной ландшафтно-климатической зоне с гипсоносными, а затем соленосными фациями лагун повышенной солености, отчетливо выраженными уже на юге Печорской синеклизы [Геология..., 1965] (см. рис. 4).

2. *Транзитивные* границы (от лат. *transitivus* – переходный, меняющийся). К этому типу относятся заметно меняющиеся (в течение геологических веков и более коротких интервалов) границы.

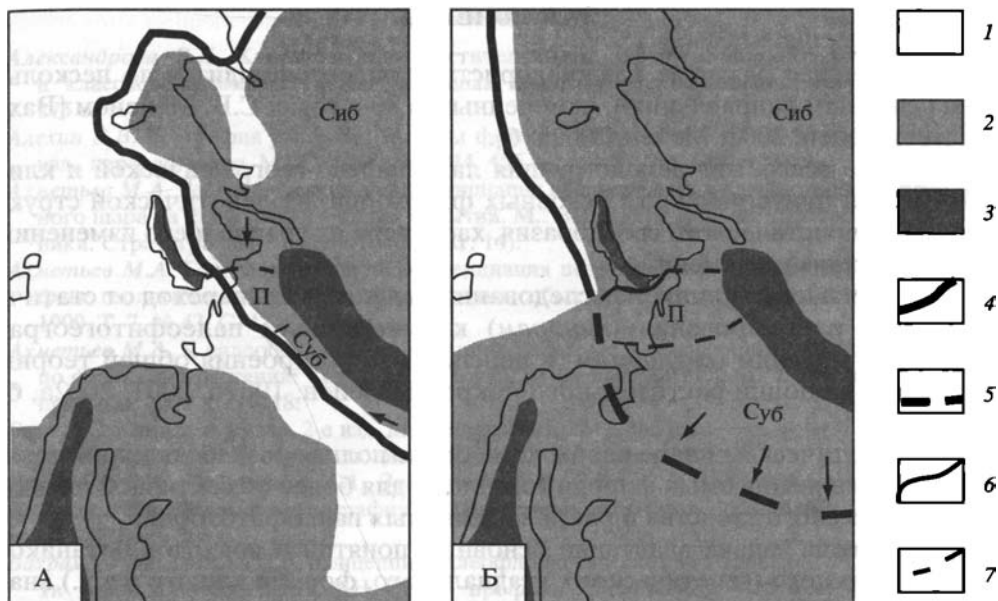
Различаются также два подтипа.

а. *Прогрессирующие* транзитивные границы, связанные с миграциями, расселением и, соответственно, расширением ареалов видов.

б. *Регрессирующие* транзитивные границы, связанные с сокращением областей распространения растений.

Примером последних является восточная граница Еврамерийского цар-





**Рис. 4.** Палеофлористическое районирование западной окраины Ангариды в перми  
 А – кунгурский век; Б – вторая половина татарского века

1 – море; 2 – равнинная суша; 3 – горные сооружения; 4 – импедитная граница Ангарского палеофлористического царства по побережью морского бассейна и совпадающие с ней границы его областей и провинций; 5 – прогрессирующая транзитивная граница Ангарского царства в конце татарского века; 6 – импедитный участок границы Печорской провинции; 7 – стационарная граница Печорской провинции и Субангарской области Ангарского царства. Суб – Субангарская область Ангарского царства; П – Печорская провинция Сибирской области Ангарского царства; Сиб – Сибирская область Ангарского царства; стрелками показаны направления миграций и флористического обмена

ства в позднем визе и серпухове, перемещавшаяся в глубь палеоконтинента Лавруссии в связи с морской трансгрессией [Игнатьев, Мосейчик, 2002].

3. **Тектоногенные** границы, связанные с перемещениями литосферных блоков различного масштаба, выделенные С.В. Мейеном (см. выше), следует рассматривать в качестве отдельного типа.

Примером таких границ является известная «линия Уоллеса», отделяющая австралийскую и азиатскую биоты и, вероятно, связанная с произошедшим около 15 млн лет назад тектоническим сочленением Австралийской и Азиатской плит [Ахметьев, 1990].

Характер границ фитохорий мог существенно меняться во времени. Например, западная граница Ангарского царства, имевшая в течение большей части перми импедитный характер, в конце этого периода, в связи с деградацией барьера – Уральского морского бассейна, приобрела свойства прогрессирующей транзитивной границы, что имело важные последствия для становления позднеатарских и раннетриасовых флор Русской платформы (см. рис. 4).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Дальнейшее развитие палеофлористики палеозоя видится по нескольким основным направлениям, намеченным в 80-х годах С.В. Мейеном [Вахрамеев, Мейен, 2002; Мейен, 2002а, б].

Прежде всего, это реконструкция ландшафтно-географической и климатической приуроченности основных фитохорий, их ценотической структуры и флористического своеобразия, характера их границ и его изменений в пространстве и времени.

Стратегической линией исследований должен стать переход от статичных схем районирования (*панорам*) к динамичным палеофитогеографическим моделям (*сценариям*) в перспективе построения общей теории (*модели*) эволюции растительного покрова [Мейен, 1987б, 2001, 2002а, б, 2003].

В теоретическом плане необходима более полная разработка критериев сравнимости ископаемых флор, в том числе, для более объективной оценки флористического сходства и ранга выделяемых палеофитохорий.

Не решена задача адаптации основных понятий и подходов ботанико-географического (генетического, стадийного, формационного и т.д.) анализа флор к ископаемому материалу.

Много неясного и гипотетичного остается в вопросах расселения и миграций растений, в том числе, в связи с их ролью в формировании древних флор и фитохорий [Удра, 1988].

Идейный импульс для понимания эволюционной динамики флор и фитохорий может дать освоение научного наследия таких ученых, как В.В. Жерихин [2003а] и С.М. Разумовский [1999]. Это касается, в частности, возможных механизмов диверсификации биомов, биоценотической регуляции эволюции, эволюционных эффектов экологических кризисов, исторического развития сообществ и др.

Важное значение имеет исследование географических закономерностей макроэволюции растений и построение соответствующих теоретических моделей [Игнатьев, 2003; Мейен, 1987а].

## БЛАГОДАРНОСТИ

Автор признателен коллегам геологам и палеонтологам Ю.Б. Гладенкову, М.В. Дуранте и Ю.В. Мосейчик (все – ГИН РАН, Москва), А.В. Гоманькову (БИН РАН, Санкт-Петербург) за ценные замечания при подготовке статьи. Особую благодарность хочется выразить Б.М. Миркину (Башкирский государственный университет, Уфа) и Ю.В. Чайковскому (Институт истории естествознания и техники РАН, Москва) за идейную и моральную помощь. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 03-05-64331).

## ЛИТЕРАТУРА

- Александрова В.Д.* Классификация растительности: Обзор принципов классификации и классификационных систем в разных геоботанических школах. Л.: Наука, 1969. 275 с.
- Алехин В.В.* География растений: Основы фитогеографии, экологии и фитоценологии. 2-е изд., перераб. и доп. М.: Сов. наука, 1944. 455 с.
- Ахметьев М.А.* Географическая дифференциация позднемиоценовых и кайнозойских флор земного шара на фоне геологических событий. М.: ВИНТИ, 1990. 98 с. (Итоги науки и техники. Стратиграфия и палеонтология; Т. 14).
- Ахметьев М.А.* Географическая дифференциация позднемиоценовых и кайнозойских флор на фоне геологических и других абиотических событий // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7, № 43. С. 42–62.
- Ахметьев М.А.* К палеоботанической истории Salicaceae // Одиннадцатое Междунар. совещ. по филогении растений: Тез. докл. (Москва, 28–31 янв. 2003 г.). М.: Центр охраны дикой природы, 2003. С. 16–18.
- Берг Л.С.* Климат и жизнь. 2-е изд. М.: Географгиз, 1947. 356 с.
- Берг Л.С.* Труды по теории эволюции (1922–1930). Л.: Наука, 1977. 387 с.
- Вахрамеев В.А., Добрускина И.А., Заклинская Е.Д., Мейен С.В.* Палеозойские и мезозойские флоры Евразии и фитогеография этого времени. М.: Наука, 1970. 426 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 208).
- Вахрамеев В.А., Мейен С.В.* Концепция палеофлористических исследований // Сборник памяти члена-корреспондента АН СССР, профессора Всеволода Андреевича Вахрамеева (к 90-летию со дня рождения). М.: ГЕОС, 2002. С. 119.
- Воронов А.Г., Дроздов Н.Н., Кривошукский Д.А., Мяло Е.Г.* Биогеография с основами экологии. М.: Изд-во МГУ; Высш. шк., 2002. 392 с.
- Воронов А.Г., Дроздов Н.Н., Мяло Е.Г.* Биогеография мира. М.: Высш. шк., 1985. 272 с.
- Второв П.П., Дроздов Н.Н.* Биогеография. М.: ВЛАДОС-ПРЕСС, 2001. 304 с.
- Вульф Е.В.* Ареал и возраст // Тр. по прикл. ботанике, генетике и селекции. 1927. Т. 17, № 4. С. 515–538.
- Вульф Е.В.* Введение в историческую географию растений. 2-е изд., испр. и доп. М.; Л.: Сельхозгиз, 1933. 415 с.
- Вульф Е.В.* Опыт деления земного шара на растительные области на основе количественного распределения видов: (Предвар. сообщ.). Л.: Изд-во АН СССР, 1934. 66 с.
- Вульф Е.В.* Историческая география растений: История флор земного шара. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1944. 546 с.
- Географический энциклопедический словарь: Понятия и термины. М.: Сов. энциклопедия, 1988. 432 с.
- Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. 3: Печорский угольный бассейн и другие месторождения угля Коми АССР и Ненецкого национального округа / Под ред. Г.М. Ярославцева. М.: Недра, 1965. 489 с.
- Дуранте М.В.* О позднепермской флоре Монголии и южной границе Ангарской области этого времени // Палеонтол. журн. 1971. № 4. С. 101–112.
- Дуранте М.В.* Палеоботаническое обоснование стратиграфии карбона и перми Монголии. М.: Наука, 1976. 279 с.
- Жерихин В.В.* Избранные труды по палеоэкологии и филоценогенетике. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2003а. VI, 542 с.
- Жерихин В.В.* Реконструкция динамики растительности в геологическом прошлом // Жерихин В.В. Избранные труды по палеоэкологии и филоценогенетике. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2003б. С. 98–102.
- Зимина В.Г.* Флора ранней и начала поздней перми Южного Приморья. М.: Наука, 1977. 128 с.
- Игнатьев Д.А., Мосейчик Ю.В.* Особенности развития визейской флоры Подмосковского бассейна на фоне основных геологических событий // Сборник памяти члена-корреспондента АН СССР, профессора Всеволода Андреевича Вахрамеева (к 90-летию со дня рождения). М.: ГЕОС, 2002. С. 136–140.

- Игнатъев И.А.* Парасинтаксономия фитоориктоценозов из перми Печорского бассейна и Приуралья методом Браун-Бланке и ее значение для палеогеоботанических и стратиграфических построений. Ч. 1: Систематика фитоориктоценозов. М.: ВИНТИ, 1991. 120 с. Деп. в ВИНТИ 27.12. 90, № 564–В91.
- Игнатъев И.А.* Метод Браун-Бланке в палеогеоботанике // Биол. науки. 1992а. № 5. С. 26–34.
- Игнатъев И.А.* Разнообразие древних растительных сообществ: фитосоциологический подход // Журн. общ. биологии. 1992б. Т. 53, № 6. С. 774–785.
- Игнатъев И.А.* Палеогеоботанические основы зонального расчленения континентальных флороносных отложений (на примере верхней перми Печорского бассейна и Приуралья) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1, № 5. С. 63–71.
- Игнатъев И.А.* Общие фитогеографические модели и эволюция позднепалеозойских флор Ангариды // Эволюция флор в палеозое. М.: ГЕОС, 2003. С. 15–32.
- Красилов В.А.* Типы палеофлористических сукцесий и их причины // Палеонтол. журн. 1969. № 3. С. 7–23.
- Красилов В.А.* Палеоэкология наземных растений: Основные принципы и методы. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1972. 212 с.
- Криштофович А.Н.* Эволюция растений по данным палеоботаники // Проблемы ботаники. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1950. Т. 1. С. 5–27.
- Любищев А.А.* Проблемы формы, систематики и эволюции организмов: Сб. ст. М.: Наука, 1982. 278 с.
- Мазинг В.В.* Структурные уровни растительного покрова // Учен. зап. Тарт. ун-та. 1988. Вып. 812. С. 122–141.
- Макридин В.П., Мейен С.В.* Палеобиогеографические исследования // Современная палеонтология: Методы, направления, проблемы, практическое приложение. М.: Недра, 1988. Т. 2. С. 5–31.
- Мейен С.В.* Общие элементы в ангарской и гондванской флорах позднего палеозоя: параллелизм или миграция? // Тез. докл. XIII сес. Всесоюз. палеонтол. о-ва. Л., 1967а. С. 32–34.
- Мейен С.В.* О соотношения индийских и ангарских флор позднего палеозоя: (Автореф. докл., прочт. 9.12–1966 г.) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1967б. Т. 42, вып. 2. С. 153.
- Мейен С.В.* Об общих принципах палеофлористического районирования // Тез. докл. на XIV сес. Всесоюз. палеонтол. о-ва. Л., 1968. С. 7–11.
- Мейен С.В.* О соотношении номогенетического и тихогенетического аспектов эволюции // Журн. общ. биологии. 1974. Т. 35, № 3. С. 353–364.
- Мейен С.В.* Проблема направленности эволюции // Итоги науки и техники. Зоология позвоночных. М.: ВИНТИ, 1975. Т. 7. С. 66–117.
- Мейен С.В.* Принципы палеобиогеографического районирования // Палеонтология. Морская геология. М.: Наука, 1976. С. 18–24. (25-я сес. МГК: Докл. сов. геологов).
- Мейен С.В.* Таксономия и мерономия // Вопросы методологии в геологических науках. Киев: Наук. думка, 1977. С. 25–33.
- Мейен С.В.* Следы трав индейских. М.: Мысль, 1981. 159 с.
- Мейен С.В.* География макроэволюции у высших растений // Журн. общ. биологии. 1987а. Т. 48, № 3. С. 291–309.
- Мейен С.В.* Основы палеоботаники: Справоч. пособие. М.: Недра, 1987б. 403 с.
- Мейен С.В.* Методы палеофлористических исследований и проблемы флорогенеза // Современная палеонтология: Методы, направления, проблемы, практическое приложение. М.: Недра, 1988. Т. 2. С. 31–44.
- Мейен С.В.* Каменноугольные и пермские флоры Ангариды: обзор // Мейен С.В. Теоретические проблемы палеоботаники. М.: Наука, 1990. С. 131–223.
- Мейен С.В.* Флорогенетика – интегративный подход в палеоботанических исследованиях // Материалы симпоз., посвящ. памяти Сергея Викторовича Мейена (1935–1987), Москва, 25–26 дек. 2000 г. М.: ГЕОС, 2001. С. 280–298.
- Мейен С.В.* Основные проблемы палеофлористики // Сборник памяти члена-корреспондента АН СССР, профессора Всеволода Андреевича Вахрамеева (к 90-летию со дня рождения). М.: ГЕОС, 2002а. С. 119–121.

- Мейен С.В. Современная палеоботаника: проблемы и перспективы // Там же. 2002б. С. 106–110.
- Мейен С.В. Из бесед с Ю.В. Чайковским // Эволюция флор в палеозое. М.: ГЕОС, 2003. С. 134.
- Миркин Б.М., Наумова Л.Г. Наука о растительности: История и современное состояние основных концепций. Уфа: Гилем, 1998. 413 с.
- Мосейчик Ю.В., Игнатъев И.А. О принципах палеофитогеографического районирования Ангариды в раннем карбоне // Вестн. Том. ун-та. Науки о Земле. 2003. № 3 (II). С. 145–147.
- Попов М.Г. Основы флорогенетики. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 135 с.
- Разумовский С.М. Избранные труды. М.: Товарищество научных изданий КМК, 1999. 560 с.
- Садовников Г.Н. Типы и структура экзон // Сборник памяти члена-корреспондента АН СССР, профессора Всеволода Андреевича Вахрамеева (к 90-летию со дня рождения). М.: ГЕОС, 2002. С. 131–132.
- Тахтаджян А.Л. Флористические области Земли. Л.: Наука, 1978. 248 с.
- Тахтаджян А.Л. Система магнолиофитов. Л.: Наука, 1987. 439 с.
- Теоретические и методические проблемы сравнительной флористики: Материалы II рабочего совещ. по сравнит. флористике, Неринга, 1983. Л.: Наука, 1987. 283 с.
- Тимонин А.К., Озерова Л.В. Основы географии растений. М.: МГОПУ, 2002. 136 с.
- Толмачев А.И. Ареал вида и его развитие // Проблема вида в ботанике. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1958. Ч. 1. С. 293–316.
- Толмачев А.И. Введение в географию растений. Л.: Изд-во ЛГУ, 1974. 244 с.
- Толмачев А.И. Методы сравнительной флористики и проблемы флорогенеза. Новосибирск: Наука, 1986. 186 с.
- Толмачев А.И. Географическая изоляция как фактор эволюции и как регулятор процессов (флоро-) и (фауно-)генеза // Эволюция флор в палеозое. М.: ГЕОС, 2003. С. 12–14.
- Трасс Х.Х. Геоботаника: История и современные тенденции развития. Л.: Наука, 1976. 252 с.
- Удра И.Ф. Расселение растений и вопросы палео- и биогеографии. Киев: Наук. думка, 1988. 200 с.
- Чайковский Ю.В. Элементы эволюционной диатропикки. М.: Наука, 1990. 272 с.
- Чайковский Ю.В. Феномен эволюции организмов в понимании С.В. Мейена // Эволюция флор в палеозое. М.: ГЕОС, 2003а. С. 99–105.
- Чайковский Ю.В. Эволюция. М.: Центр систем. исслед., 2003б. 472 с.
- Шафер В. Основы общей географии растений. М.: Изд-во иностр. лит., 1956. 380 с.
- Шмидт В.М. О роли А.И. Толмачева в развитии сравнительной флористики // Теоретические и методические проблемы сравнительной флористики: Материалы II рабочего совещ. по сравнит. флористике, Неринга, 1983. Л.: Наука, 1987. С. 43–46.
- Шмитхюзен И. Общая география растительности. М.: Прогресс, 1966. 310 с.
- Юрцева О.В., Жмылев П.Ю. Роль гибридизации в эволюции высших растений // Фундаментальные проблемы ботаники и ботанического образования: Традиции и перспективы: Тез. докл. конф., посвящ. 200-летию каф. высш. растений МГУ (Москва, 26–30 янв. 2004 г.). М.: Товарищество научных изданий КМК, 2004. С. 81–82.
- Croizat L. Manual of phytogeography or an account of plant dispersal throughout the world. The Hague: Junk, 1952. VIII, 587 p.
- DeCandolle Alph. Géographie botanique raisonnée. Paris; Genève: Librairie de Victor Masson, Librairie Allemande de J. Kessmann, 1855. 1365 p.
- Engler A. Versuch einer Entwicklungsgeschichte der Pflanzenwelt insbesondere der Florenggebiete seit der Tertiaerperiode. Leipzig: Engelmann. Bd. 1. 1878. 202 S.; Bd. 2. 1882. 303 S.
- Meyen S.V. New data on relationship between Angara and Gondwana Late Palaeozoic floras // I Simp. Intern. sobre Estratigr. Mar Del Plata, 1967. V: Paleontol. del Gondwana. Res. De trabaj. P. 13–14.
- Meyen S.V. New data on relationship between Angara and Gondwana Late Palaeozoic floras // Gondwana stratigraphy IUGS symp., Buenos Aires. Oct. 1–15, 1967. Paris, 1969a. P. 141–157.
- Meyen S.V. The Angara members of Gondwana genus *Barakaria* and its systematical position // Argumenta Palaeobot. 1969b. H. 3. S. 1–14.
- Meyen S.V. Parallelism and its significance for the systematics of fossil plants // Geophytology. 1971a. Vol. 1, N 1. P. 34–47.

- Meyen S.V.* *Phyllothea*-like plants from the Upper Palaeozoic flora of Angaraland // *Palaeontographica*. Abt. B. 1971b. Bd. 133, Lfg. 1/3. S. 1–33.
- Meyen S.V.* On the origin and relationship of the main Carboniferous and Permian floras and their bearing on general palaeogeography of this period of time // 2nd Gondwana symp., South Africa, 1970: Proc. and pap. Pretoria, 1972. P. 551–555.
- Meyen S.V.* Comparison of the Late Palaeozoic saccate miospore assemblages of Angaraland and Indian part of Gondwanaland // *Geophytology*. 1975. Vol. 5, N 2. P. 117–125.
- Meyen S.V.* Relation of Angara and Gondwana floras: A century of controversies. Calcutta, 1977. 10 p. (Fourth Intern. Gondwana symp., Calcutta, India, January, 1977. Sect. 2. Gondwana flora: Key paper).
- Meyen S.V.* Nomothetical plant morphology and the nomothetical theory of evolution: The need of cross-pollination // *Acta biotheor.* 1978. Vol. 27, Suppl.: *Folia biotheoretica*, N 7. P. 21–36.
- Meyen S.V.* On the Subangara palaeofloristic area of the Permian // Сборник памяти члена-корреспондента АН СССР, профессора Всеволода Андреевича Вахрамеева (к 90-летию со дня рождения). М.: ГЕОС, 2002. С. 232–246.
- Vakhrameev V.A., Dobruskina I.A., Meyen S.V., Zaklinskaya E.D.* Palaeozoische und mesozoische Floren Eurasiens und die Phytogeographie dieser Zeit. Jena: Fischer, 1978. 300 S.
- Willis J.C.* Age and area: A study in geographical distribution and origin of species. Cambridge: Cambridge Univ. press, 1922. 259 p.

## ВИЗЕЙСКАЯ ФЛОРА ПОДМОСКОВНОГО БАСЕЙНА В КАРТИНЕ ФИТОГЕОГРАФИИ ЭТОГО ВЕКА

В свете новых данных о составе и эколого-ценотическом разнообразии визейской флоры Подмосковного бассейна выявлено существование двух разновозрастных локальных флор на его южном и северо-западном крыльях. Флорогенетический и сравнительный анализы этих флор позволяют восстановить их положение в общей картине фитогеографии визе Еврамерийского палеоконтинента. В визейском веке территория последнего относилась к *Еврамерийскому палеофлористическому царству*, включавшему *Северо-Американскую* и *Европейскую* области. В раннем визе (верхняя часть зоны *Triphyllopteris*) в пределах Европейской области можно выделить две провинции: *Южно-Европейскую* и *Северо-Европейскую*. В составе последней выделяется *Южно-Московский округ*, территория которого охватывала южное крыло Подмосковного бассейна. Географическое своеобразие ранневизейской флоры северо-западного крыла бассейна оценить пока трудно из-за недостатка данных. В позднем визе (нижняя часть зоны *Lyginopteris bermudensisformis* – *Neuropteris antedecens*) в Европейской области выделены три провинции: *Южно-Европейская*, *Донецкая* и *Северо-Европейская*. Территорию Подмосковного бассейна с этого времени можно подразделить на *Южно-Московский* и *Западно-Московский округ*.

Анализ развития визейских флор Еврамерийского царства показывает, что процесс формирования системы фитохорий позднего карбона и перми, по-видимому, шел «снизу», от мелких флористических общностей (округов), развивавшихся преимущественно автохтонно в условиях небольших географических изолятов. Формирование более крупных региональных фитохорий (провинций) происходило за счет миграционной активности и экогенетической экспансии эволюционно продвинутых растений.

Yu. V. Mosseichik

## VISÉAN FLORA OF MOSCOW COAL BASIN IN THE PICTURE OF PHYTOGEOGRAPHY OF THIS AGE

In the light of new data on the composition and ecological-coenotic diversity of the Viséan flora of the Moscow coal Basin, the existence of two coeval floras on its South and North-West flanks are recognized. The developmental and comparative analysis of these floras leads to reconstruct their place in the framework of general picture of the phytogeography of Euramerian palaeocontinent in the Viséan. This time territory of Moscow coal Basin belonged to the *Euramerian palaeofloristic kingdom (realm)*, which included the *North-American palaeofloristic region* and the *European* one. In the Early Viséan (upper part of *Triphyllopteris* zone) the two palaeofloristic provinces: the *South-European province* and the *North-European* one could be recognized. The last province included the *South-Moscovian palaeofloristic district*, which embraced the territory of the South flank of Moscow coal Basin. Due to the lack of data it is difficult to estimate the peculiarity of Early Viséan flora of the North-West flank of the basin. In the Late Viséan (the lower part of *Lyginopteris bermudensisformis*–*Neuropteris antedecens* zone) three provinces of European region could

be recognized : the *South-European province*, the *Donetz one*, and the *North-European province*. The last includes on the territory of Moscow coal Basin two palaeofloristic districts: the *South-Moscovian district* and the *West-Moscovian one*.

A developmental analysis of the Viséan floras of Euramerian kingdom shows, that the process of formation of phytochorion system of the Late Carboniferous and Permian proceeded apparently «from below», from the local floristic units (districts), which have been formed mainly autochthonously in the not large geographically isolated territories. The formation of more large regional phytochorions (provinces) have taken place by mean of migration activity and ecogenetic expansion of evolutionary progressive plant groups.

## ВВЕДЕНИЕ

Сходство визейской флоры Подмосковского бассейна с другими раннекаменноугольными флорами Европы было отмечено еще Э.И. Эйхвальдом в 1841 г., что и позволило ему определить ее геологический возраст.

Из-за долго господствовавшего представления об однообразии и космополитности растительности раннего карбона, визейская флора Подмосковского бассейна рассматривалась в ряду одновозрастных флор как вполне типичная, но несколько обедненная.

Одним из первых, кто решился пересмотреть укоренившиеся взгляды о космополитности раннекаменноугольных флор, был Г.П. Радченко [1957; Эйно́р и др., 1964], предложивший первую схему палеофлористического районирования для раннего карбона Северной Евразии. На этой схеме флора Подмосковского бассейна была включена в состав Восточно-Европейской провинции Шотландско-Казахстанской зоны, под которой Г.П. Радченко понимал палеоширотную зону с умеренно теплым климатом. По его представлениям, для ее флор было характерно смешение типично тропических и холоднолюбивых северных элементов. Зона протягивалась от Шотландии через север Германии, Европейскую часть России и территорию Казахстана в Китай.

К югу от нее Г.П. Радченко выделял Средиземноморскую зону тропического климата, к которой отнес флоры Западной Европы (кроме Шотландии и Северной Германии), Донбасса, Северной Африки, а также Аппалачей и Ньюбрусвика. С севера к Шотландско-Казахстанской зоне примыкала умеренная Северо-Евразийская зона, охватывавшая, по представлениям Радченко, территорию Восточной Гренландии, Шпицбергена, Кизеловского бассейна, Сибири и Монголии.

Осуществляя районирование, Г.П. Радченко исходил из представления о том, что распространение растительности в глобальном и материковом масштабе определяется, в основном, макроклиматом. Поэтому он придавал особое значение анатомо-морфологическим особенностям ископаемых растений, указывающим на их климатическую приуроченность.

Основываясь преимущественно на своеобразии видового состава, Г.П. Радченко отнес флору Подмосковского бассейна и прилегающих территорий к особой Восточно-Европейской провинции Шотландско-Казахстанской зоны. Южная граница указанной провинции была проведена им субши-



ротно несколько севернее территории Донбасса с типичными тропическими растениями, что соответствовало фиксистским представлениям о расположении материков. Северная ее граница была интерполирована также субшироотно между немногочисленными местонахождениями с флорами предположительно теплого и умеренного климатов.

Западную границу Восточно-Европейской провинции Г.П. Радченко в своих работах не обсуждал, поскольку она располагалась за пределами территории СССР.

По его представлениям, на востоке эта провинция сменялась Казахстанской провинцией, характеризовавшейся более сухими условиями. Граница между ними была проведена по оси морского бассейна, разделявшего Казахстан и Европу. Таким образом, на схеме Г.П. Радченко это не флористический рубеж, а предполагаемая климатическая граница между более влажной и более сухой областями.

Г.П. Радченко отметил, что, по сравнению с тропической Средиземноморской зоной, во флорах Шотландско-Казахстанской зоны в целом уменьшается роль папоротников и птеридоспермов. Во флоре Подмосковского бассейна он указывал на отсутствие тропических форм (*Lepidophloios*, *Lepidodendron obovatum*, *Neuropteris*, *Sphenopteris* и др.) и наличие растений из умеренной Северо-Евразийской зоны (*Porodendron* (= *Eskdalia*), *Adiantites*, *Boroviczia* и др.).

Он обратил также внимание на то, что таксономические составы ископаемых растений северо-западного и южного крыльев Подмосковского бассейна отличаются друг от друга, объяснив это их различием в широтном положении.

В целом, раннекаменноугольная флора Подмосковского бассейна сближалась Г.П. Радченко с одновозрастными флорами, найденными на р. Онега, в Воронежской области, а также в Кизеловском бассейне на западном склоне Среднего Урала, но, поскольку описание этих флор до сих пор не осуществлено, проверить этот вывод трудно.

По мнению Г.П. Радченко, толстые, грубые листовые пластинки, отсутствие парихн у лепидофитов, наличие годичных колец в древесинах и некоторые другие признаки указывают на внетропический климат территории Подмосковского бассейна.

Построения Г.П. Радченко были подвергнуты критике С.В. Мейеном [1966; Вахрамеев и др., 1970], который предложил существенно иную схему палеофлористического районирования территории Евразии в раннем карбоне.

В целом, С.В. Мейен исходил из тех же общих представлений о влиянии разных факторов на распространение ископаемых растений, что и Г.П. Радченко, и также пытался выявить палеоклиматический смысл палеофитохорий. В то же время, в отличие от Г.П. Радченко, С.В. Мейен был сторонником гипотезы перемещения материков и более тонко интерпретировал адаптивные признаки растений. Он более последовательно и систематично проводил флористические сравнения, устанавливая иерархию палеофитохорий на смешанной флористико-геоботанической основе.

Для визейского времени С.В. Мейен выделил тропическую Еврамерийскую палеофлористическую область, в которую включил территории Европы, Казахстана, Катазии и Северной Америки [Вахрамеев и др., 1970; Chaloner, Meulen, 1973]. Он приводил следующие свидетельства в пользу тропического климата Еврамерийской области:

1) относительно высокое таксономическое разнообразие еврамерийских флор;

2) наличие воздухоносных тяжей у лепидофитов, маноксилические стволы (анато-морфологические признаки);

3) присутствие ризофоров типа *Stigmaria*, которые С.В. Мейен считал остатками мангровых зарослей, ныне существующих только в тропиках (эколого-геоботанический признак).

Выделение более дробных фитогеографических единиц С.В. Мейен полагал нецелесообразным, поскольку, по его мнению, различия в составе местных флор были вызваны не климатическими, а фациальными причинами.

Флора Подмосковного бассейна рассматривалась С.В. Мейеном как обедненная еврамерийская флора, на которой сказалось влияние близлежащего аридного пояса. Важным доказательством принадлежности этой флоры тропическому поясу С.В. Мейен считал известняки с инситными ризофорами *Stigmaria*, которые он, вслед за М.С. Швецовым (1932), считал остатками зарослей мангрового типа.

На отличия подмосковной флоры от одновозрастных флор южных районов Европейской части СССР указывала также Е.О. Новик [1974]. Она считала возможным выделять на этой территории в раннем карбоне две провинции: Южную (Донбасс и прилегающие районы, Львовско-Волынский бассейн, Среднее Поволжье, Воронежская и смежные области) и Северную (Подмосковный бассейн и Урал). По мнению Е.О. Новик, флоры Урала и Подмосковного бассейна отличаются от южных флор обедненностью таксономического состава.

Анализируя построения Г.П. Радченко, Е.О. Новик [1974] указывала, что на его схемах смешаны флоры раннего и позднего визе. По ее мнению, это недопустимо, поскольку на середину визейского времени приходится важный рубеж в развитии флор: на смену скудной по таксономическому составу флоре девона – турне – раннего визе после морской трансгрессии приходит богатая и разнообразная флора позднего визе и намюра. Следует отметить, что в схеме С.В. Мейена флоры раннего и позднего визе также рассматривались вместе.

Е.О. Новик и О.П. Фисуненко [1979] впервые составили схемы палеофлористического районирования всего земного шара в карбоне и совместили их с палинспастическими реконструкциями для разных его эпох. Эти схемы представляют определенную детализацию схем С.В. Мейена [Вахрамеев и др., 1970].

В частности, для раннего карбона, который они рассматривали в целом, а не по отдельным эпохам, Е.О. Новик и О.П. Фисуненко выделили Ангарскую и Еврамерийско-Гондванскую области, а в пределах последней – Ка-

захстанскую (Казахстанский материк), Гондванскую (Гондванский материк) и Экваториальную (Еврамерийский и Катазиатский материки) провинции. Экваториальная провинция была подразделена, в свою очередь, на Вестфальский (Европа и Северная Африка), Северо-Американский (Северная Америка) и Катазиатский (Катазия) округа. Флора Подмосковного бассейна отнесена к Вестфальскому округу. В то же время, авторы не дали характеристики этой фитохории, а также не провели ее границы.

\* \* \*

В последние годы уточнены таксономический состав, этапность развития и экология основных растительных группировок раннекаменноугольной флоры Подмосковного бассейна [Игнатъев, Мосейчик, 2002; Мосейчик, 2002а, б; 2003б; Мосейчик и др., 2003; и др.]. Флороносные отложения сопоставлены с зональной шкалой карбона Еврамерийской области по макроостаткам растений, предложенной в 1984 г. Р. Вагнером [Мосейчик, 2003а]. Значительные успехи достигнуты в изучении одновозрастных флор Еврамерийской области. Проанализированы принципы палеофлористического районирования суши с учетом уровня эволюционного развития и особенностей формирования раннекаменноугольных флор [Мосейчик, 2004; Мосейчик, Игнатъев, 2003]. Все это позволяет более предметно, чем ранее, рассмотреть положение и генетические связи раннекаменноугольной флоры Подмосковного бассейна в рамках общей картины фитогеографической дифференциации того времени.

### **О ПРИНЦИПАХ ПАЛЕОФЛОРИСТИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ СУШИ В РАННЕМ КАРБОНЕ**

Особенности растительного покрова суши в раннем карбоне и вытекающие из них принципы палеофитогеографического районирования подробно рассмотрены в другой работе автора [Мосейчик, 2004]. Эти особенности определялись, прежде всего, уровнем эволюционного развития растений. По сравнению с высшими голосеменными и покрытосеменными растениями, определявшими структуру фитохорий суши в мезозое и кайнозое, их раннекаменноугольные предшественники обладали существенно менее эффективными приспособлениями для размножения и распространения. Размножение спорных форм было связано с водной средой. Древнейшие голосеменные (каламопитиевые, лагеностомовые и др.), способные благодаря наличию семени к жизни в более сухих условиях, лишь с конца девона начали осваивать склоны речных долин и аккумулятивных впадин, переходя на прилегающие к ним участки плакоров.

Многие факторы распространения растений, вроде зоохории, отсутствовали или не играли заметной роли. Плакоры, горные хребты и морские бассейны были, по-видимому, непреодолимыми препятствиями на пути миграций и расселения многих форм. Растительный покров (во всяком случае, из древесных форм) на крупных положительных формах рельефа, в том числе на плакорах, по-видимому, отсутствовал.

Слабая таксономическая дифференциация на надродовом уровне, отсутствие широко распространенных порядков и семейств приводили к тому, что географические различия флор выражались, прежде всего, в составе слагающих их родов и видов. При этом многие из этих родов и видов являлись локальными эндемиками.

Структура фитохорий была, вероятно, значительно более простой по сравнению с современной и состояла из одного-двух уровней локального и субрегионального масштаба – округов и небольших провинций (см. ниже). Царства и области в современном понимании, связанном с распространенными на значительных площадях растительными формациями или высоким уровнем надродового эндемизма ограниченных по размерам территорий, отсутствовали.

В результате оказывается затруднительным следовать принципам, лежащим в основе современного ботанико-географического деления суши. Последние требуют для выделения крупнейших фитохорий (царств, областей), кроме высокого уровня родового и видового эндемизма, как правило, указания эндемичных таксонов надродового ранга, в том числе, занимающих видное положение в соответствующей флоре [Толмачев, 1974; Тимошин, Озерова, 2002; и др.].

В этой ситуации предлагается осуществлять районирование для раннего карбона прежде всего «снизу», от минимальных единиц (округов), выделяемых по сохраняющим первичные пространственные отношения таксонов местонахождения растительных остатков, с учетом распространения соответствующих палеоландшафтно-седиментационных обстановок.

При иерархизации таких единиц в более крупные подразделения хориономический «вес» признаков (как флористических, так и геоботанических) должен определяться *a posteriori*, из их наблюдаемого распределения [Вахрамеев и др., 1970].

В русле идей исторической географии растений Ад. Энглера, палеофлористические царства и области раннего карбона предлагается выделять на основании общего генетического родства флор в рамках крупнейших географических изолятов материкового и регионального масштаба. С учетом сказанного выше и в соответствии с принципами флористической географии растений, царства и области должны обладать высоким уровнем родового и видового эндемизма, а также (но не обязательно) наличием эндемиков надродового уровня.

Для сопоставления списков из отдельных местонахождений и локальных флор оказывается эффективной техника сравнения списков ископаемых растений, являющаяся модификацией классической методики обработки фитоценологических таблиц школы Цюрих-Монпелье [Александрова, 1969; Миркин и др., 1989, 2001].

## ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ФЛОРЫ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА В РАННЕМ КАРБОНЕ ПОДМОСКОВНОГО БАСЕЙНА

В Подмосковном бассейне растительные остатки происходят из отложений бобриковского, тульского, алексинского, михайловского и веневского горизонтов, относимых к визейскому ярусу нижнего карбона (рис. 1). Отложения турнейского и серпуховского ярусов флористически не охарактеризованы и представлены осадками относительно глубоководного эпиконтинентального моря.

В раннем карбоне территория бассейна располагалась на восточной окраине Евразийского континента, состоявшего из Северо-Американской и Восточно-Европейской платформ, спаянных каледонским горно-складчатым сооружением, снивелировавшимся к середине раннего карбона.

На месте современных Западной и Средней Европы располагалась островная суша, отделенная от Восточно-Европейской платформы узким глубоководным проливом, постепенно закрывшимся к середине карбона (рис. 2).

Все эти территории лежали в тропических широтах [Палеогеографический атлас..., 2000].

Район Балтийского щита представлял собой приподнятую размываемую сушу, с которой брали начало некоторые крупные речные системы территории Подмосковного бассейна [Яблоков, 1973; Нижний карбон ..., 1993].

Южная часть Русской плиты на протяжении раннего карбона неоднократно подвергалась морским трансгрессиям. Амплитуды рельефа были невелики, поэтому даже незначительные колебания уровня моря, как отмечал М.С. Швецов [1938], могли приводить к значительным изменениям очертания береговой линии и обнажению обширных участков морского дна.

Территория Подмосковного бассейна не была единой в палеогеографическом отношении (рис. 3). На южном ее крыле (Калужская, Тульская, Рязанская области) после регрессии турнейского моря сформировалась аллювиально-озерная равнина, существовавшая на протяжении бобриковского и первой половины тульского времени. На ней развивались низинные (преимущественно, пойменные) болота и шло более или менее интенсивное торфонакопление [Игнатъев, Мосейчик, 2002; Масленников, 1981; Мосейчик, 2002a]. Основными торфообразователями являлись эндемичные плауновидные *Eskdalia olivieri* со стробилами *Bodeostrobus bennholdii* и *Tulastrobus pusillus*, а также другие лепидофиты – *Gryzlovia meyenii*, *Lepidodendron spetsbergense* [Мосейчик, 2002b, 2003b]. В антракофобных ассоциациях раннего визе встречаются остатки растений с папоротниковидной листвой *Adiantites* sp., *Sphenopteris* sp., *Rhodea* sp., членистостебельные *Archaeocalamites radiatus*.

Источники этой флоры, сформировавшейся, очевидно, на миграционной основе, не вполне ясны. Остатки, возможно принадлежащие *Eskdalia olivieri*, указывались из турнейских отложений Львовско-Волынского бассейна [Бражникова и др., 1956]. Для этой флоры характерно также присут-

Турнейский	Визейский					Серпуховский	Тарусский	Ярус	Горизонт	Мегافلористические зоны [Wagner, 1984]		Ассоциации южного крыла							
	нижний	верхний										антракофильная	антракофильная	гайфитная					

Рис. 1. Стратиграфическое распространение видов ископаемых растений в нижнекаменноугольных отложениях Подмосквовного бассейна

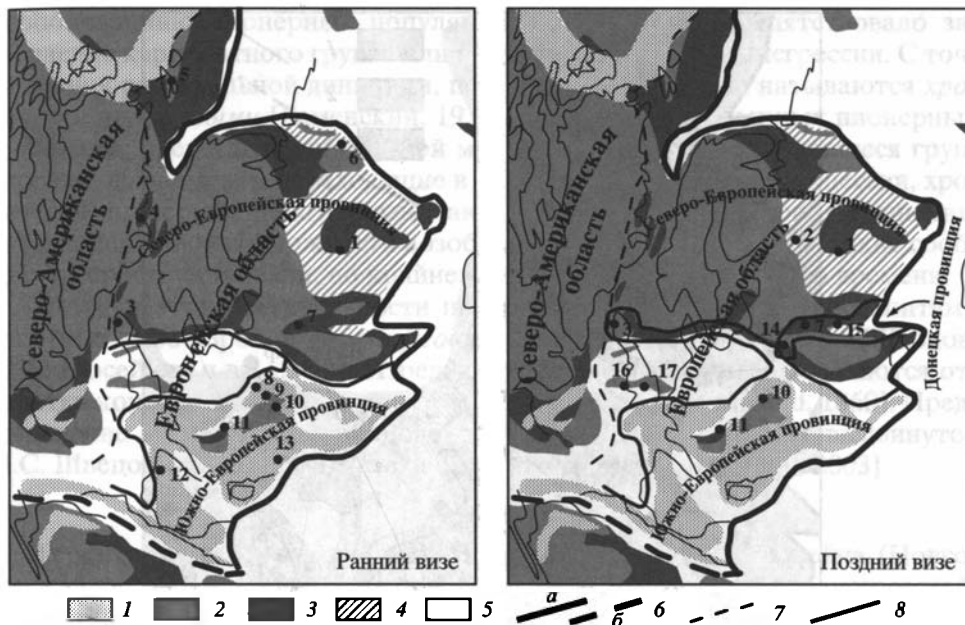


Рис. 2. Схемы фитогеографического районирования территории Европы в визейском веке (Палеогеографическая основа по: [Палеогеографический атлас..., 2000; Атлас литолого-палеогеографических карт..., 1961])

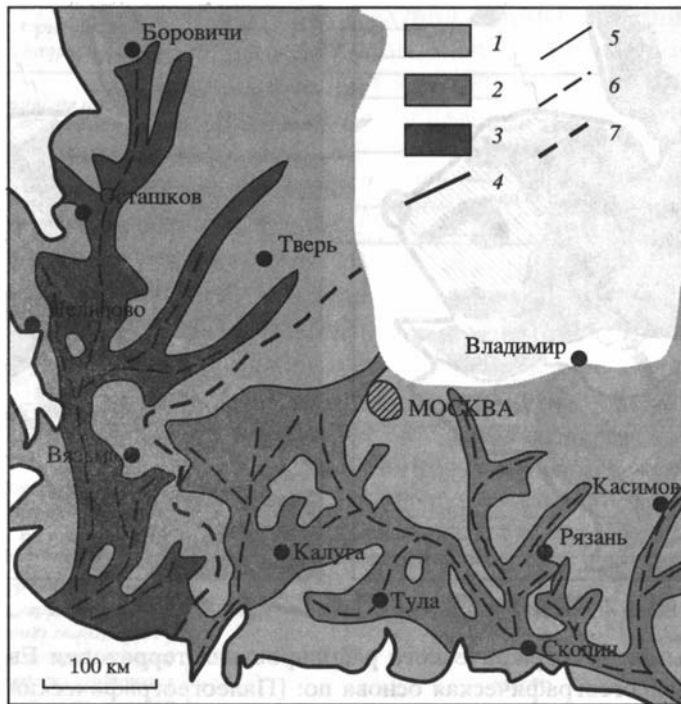
1 – горы; 2 – холмистая суша; 3 – низменная суша; 4 – суша, временами затапливаемая морем; 5 – море; 6 – границы Еврамерийского царства (а – установленная, б – предполагаемая); 7 – предполагаемая граница областей; 8 – границы провинций

Цифрами обозначены локальные ископаемые флоры: 1 – южное крыло Подмосковного бассейна; 2 – северо-западное крыло Подмосковного бассейна; 3 – Шотландия; 4 – Восточная Гренландия; 5 – Шпицберген; 6 – Кизеловский бассейн; 7 – Припятская впадина; 8 – Германия (Доберлуг-Кирххайн и Делитцш); 9 – Саксония (Коссберг у Плауэна); 10 – Нижняя Силезия и Моравия; 11 – Средние Вогезы; 12 – Северо-Западная Испания; 13 – Карнийские Альпы; 14 – Львовско-Волынский бассейн; 15 – Донбасс; 16 – Северный Уэльс; 17 – Глoucestershire

ствии мелкоподушечных лепидофитов типа *Lepidodendropsis*, сопоставимых с подмосковными *Gryzlovia meyenii*, а также членистостебельных *Archaeocalamites radiatus* и птеридоспермов с листьями типа *Adiantites* и *Rhodea* [Бражникова и др., 1956; Новик, 1974].

Во второй половине тульского времени началась очередная фаза морской трансгрессии, которая уничтожила значительную часть антракофильной растительности в пониженных участках рельефа, прежде всего, речных долин. В то же время, на некоторых незатронутых трансгрессией участках, вероятно, продолжали существовать популяции *Eskdalia olivieri*.

Антракофобные ассоциации того времени были представлены теми же *Adiantites* sp., *Sphenopteris* sp., *Archaeocalamites radiatus*, а также впервые появившимися в тульское время лепидофитами *Lepidodendron veltheimii*, *L. shvetzovii* (со стробилами *Flemingites russiensis*), *Sublepidophloios sulphureus* (с фруктификациями *Lepidostrobus ignatievii*) и, предположительно, птери-



**Рис. 3.** Палеогеографическая схема территории Подмосковского бассейна для первой половины тульского времени (по: [Нижний карбон..., 1993])

1 – площадь распространения отложений тульского горизонта; 2 – палеодолины восточной системы палеорек (южное крыло); 3 – палеодолины западной системы палеорек (северо-западное и западное крылья); 4 – западная и южная границы распространения тульского горизонта; 5 – контуры палеодолин; 6 – тальвеги основных палеодолин; 7 – предполагаемая граница между Западно-Московским и Южно-Московским палеофлористическими округами

доспермами *Cardiopteridium dobrovii* [Zalessky, 1948; Мосейчик, 2003б]. Вероятно, перечисленные эндемичные виды возникли в недрах ранневизейской южномосковской флоры, принадлежавшей в бобриковское и в начале тульского времени к флорогенетическому типу *прогрессивно развивающейся флоры*. Для последнего характерно увеличение видового и родового разнообразия по сравнению с исходной флорой, повышение темпов видообразования и усиление миграционных возможностей растений [Камелин, 1987].

Из того же интервала разреза южного крыла известны остатки древесин предположительно прогимноспермов с годовыми кольцами, которые свидетельствуют о сезонности климата в Подмосковном бассейне в визейское время.

Во второй половине тульского и в алексинское время в условиях пульсирующей морской трансгрессии на южном крыле из местных элементов сформировался особый тип прибрежных сообществ, который представлял собой заросли одного или немногих видов *Lepidodendron*, возникавших на временно обнажавшихся прибрежных отмелях с карбонатным субстратом.



Возобновлению пионерных популяций, по-видимому, препятствовало затвердение карбонатного грунта или очередной импульс трансгрессии. С точки зрения растительной динамики, подобные фитоценозы называются *хронически пионерными* [Раменский, 1938]. В отличие от обычных пионерных сообществ, представляющих собой молодые, еще не установившиеся группировки, со временем переходящие в более развитые стадии сукцессии, хронически пионерные ценозы возникают в условиях постоянного нарушения, подавления или невозможности возобновления растительности. Такие сообщества просуществовали, по крайней мере, до конца визейского времени.

Остатки этой растительности представлены, в основном, горизонтами инситных ризофоров *Stigmaria ficoides* и *S. stellata* в известняках [Швецов, 1938; Мосейчик и др., 2003]. Изредка в тех же известняках встречаются отпечатки коры *Lepidodendron* ex gr. *robertii* [Auerbach, Trautschold, 1860]. Предположение о мангровой природе этих сообществ, впервые выдвинутое М.С. Швецовым [1932], является ошибочным [Мосейчик и др., 2003].

\* \* \*

Территория северо-западного крыла Подмосковного бассейна (Новгородская область) не была затронута турнейской морской трансгрессией. Здесь существовали унаследованные от девонского моря озерные впадины [Геология..., 1971]. Судя по обилию корневых остатков в прибрежных осадках этих озер, они были пресноводными. В тех же районах реконструируется и крупная речная система субмеридионального направления, вероятно впадавшая в расположенный на юге морской залив (см. рис. 3) [Нижний карбон..., 1993].

Остатки наземных частей растений известны лишь в отложениях тихвинской, мстинской, путлинской и егольской свит, сопоставляемых с тульской, алексинской, михайловской и веневской свитами южного крыла, соответственно [Решение..., 1990].

Растительность северо-западного крыла была приурочена как к берегам озерных бассейнов, где иногда образовывала маломощные торфяные залежи, так и к долинам рек. В том и другом случае она резко отличается от флоры южного крыла Подмосковного бассейна (см. рис. 1).

В антракофильной флоре озер доминировали эндемичные кордаиты *Cordaites* sp. и лепидофиты *Ogneuporia seleznevae*.

В рипарийных сообществах были представлены эндемичные птеридоспермы с семенами *Boroviczia karpinskii*, членистостебельные *Archaeocalamites radiatus* [Залесский, 1905], эндемичные лепидофиты *Wittbergia zalesskii* [Мосейчик, 2003], а также растения с папоротниковидной листвой типа *Sphenopteris*, *Sphenopteridium* и *Adiantites* [Орлова, Снегиревский, 2003].

По соотношению в ее генезисе процессов автохтонного развития и иммиграции растений флора северо-западного крыла Подмосковного бассейна, по-видимому, принадлежала к смешанному – *автохтонно-миграционному* типу. К числу ее палеореликтовых элементов возможно относится эндемичный вид *Archaeopteris mdaensis*, описанный М.Д. Залесским [Zallesky,

1944] из турнейских или ранневизейских отложений р. Мда (Новгородская область). Археоптерисы с сильно рассеченными перышками (*A. fissilis*) входили в состав флоры побережья девонского морского бассейна, известной из франских отложений Прибалтики [Юрина, 1988].

Сохранявшиеся в течение визе различия флор южного и северо-западного крыльев Подмосковного бассейна заставляют предполагать существование географического барьера, природа которого до конца не ясна. Возможно, между северо-западным и южным крыльями существовал труднопреодолимый водораздел (см. рис. 3) [Нижний карбон..., 1993].

В алексинское время северо-западное крыло бассейна было затронуто морской трансгрессией с юго-востока. Она привела к сокращению территории озерного района и, соответственно, местообитаний антракофильных ассоциаций. Как и на южном крыле, на побережье морского бассейна начали формироваться хронически пионерные сообщества плауновидных из местных элементов (*Stigmaria rugulosa*, *Ogneuporia seleznevae* и др.).

\* \* \*

В визе Подмосковного бассейна выделяются две флористические зоны (см. рис. 1), которые можно рассматривать как аналоги зон *Triphyllopteris* и *Lyginopteris bermudensisformis* – *Neuropteris antedecens*, выделенных Р. Вагнером [Wagner, 1984] в Западной Европе [Мосейчик, 2003а].

Верхняя часть зоны *Triphyllopteris* отвечает бобриковскому горизонту и нижней части тульского горизонта. Низы зоны *Triphyllopteris* в Подмосковном бассейне неизвестны. На северо-западном крыле бассейна зона *Triphyllopteris* прослеживается только по палинологическим данным.

Зона *Lyginopteris bermudensisformis* – *Neuropteris antedecens* соответствует верхней части тульского – веневского горизонтам. Верхняя граница зоны в Подмосковном бассейне не установлена.

### ВИЗЕЙСКАЯ ФЛОРА ПОДМОСКОВНОГО БАССЕЙНА В ОБЩЕЙ КАРТИНЕ ФИТОГЕОГРАФИИ ЕВРОПЫ ЭТОГО ВРЕМЕНИ

Для территории Европы целесообразно строить две схемы фитогеографического районирования визейского времени: одну для раннего визе (верхняя часть зоны *Triphyllopteris*), другую – для позднего визе (низы зоны *Lyginopteris bermudensisformis* – *Neuropteris antedecens*). На границе этих зон происходят существенные изменения флор, вызванные как перестройкой общего палеогеографического плана Евразии, так и крупными эволюционными новациями. Мелкоподушечные лепидофиты типа *Lepidodendropsis*, *Sublepidodendron* и *Lepidodendron spetsbergense* сменяются плауновидными с крупными листовыми подушками типа *Lepidodendron veltheimii*, *L. obovatum*, *Sublepidophloios*, *Sigillaria*. Бурное развитие получают голосеменные, прежде всего птеридоспермы, впервые появляются кордаиты. Вайи проголосеменных, папоротников и птеридоспермов приобретают значительное морфологическое разнообразие: на смену листе типа *Triphyllopteris* приходят *Lyginopteris*, *Neuropteris*, *Pecopteris* и др. На этой же границе впервые появляются мезокаламиты.

В качестве палеогеографической основы при районировании нами использовались реконструкции для визейского времени, приведенные в «Палеогеографическом атласе Северной Евразии» [2000] и в «Атласе литолого-палеогеографических карт Русской платформы...» [1961].

Территория Еврамерийского континента и прилегающих островов в раннем карбоне выделяется в *Еврамерийское палеофлористическое царство*, характеризующееся, как было показано еще С.В. Мейеном [Вахрамеев и др., 1970], тропическим климатом.

Сходство некоторых раннекаменноугольных еврамерийских растений с одновозрастными формами Казахстана (Казахстанский микроконтинент) и Китая (Катазии) позволяло многим авторам (С.В. Мейен в: [Вахрамеев и др., 1970]; [Новик, Фисуненко, 1979]) относить их к единой (Еврамерийской) области. Однако существенный родовидовой эндемизм, а также значительная удаленность указанных палеоконтинентов друг от друга свидетельствуют в пользу выделения уже в это время трех самостоятельных палеофлористических царств (Еврамерийского, Казахстанского и Катазиатского). Упомянутое сходство, прежде всего, некоторых морфотипов листьев, по-видимому, обусловлено не межконтинентальными миграциями растений, а образованием сходных форм в близких ландшафтно-географических и климатических условиях.

В пределах Еврамерийского царства начала карбона можно выделить две области: *Северо-Американскую* и *Европейскую*, разделенные европейскими каледонидами. На географические различия флор Европы и Северной Америки указывали Е.О. Новик и О.П. Фисуненко [1979], которые выделяли их в самостоятельные округа<sup>1</sup>. Находки растений визейского возраста в Северной Америке очень редки и мало изучены, поскольку здесь накапливались преимущественно морские отложения. В то же время в Северной Америке описаны флоры турнейского и серпуховского возраста, сложенные исключительно эндемичными видами [Read, 1955; Read, Matay, 1964], что позволяет предполагать высокий эндемизм североамериканских флор и в визейском веке.

**Ранний визе.** В раннем визе намечаются различия в составе флор севера Европы и ее более южной части (современных Франции, Испании и Центральной Европы). Эти различия были отмечены еще Г.П. Радченко [1957], который относил соответствующие флоры к разным фитохориям (см. выше).

В Южной Европе, которая в раннем визе представляла собой крупный остров (или группу сближенных островов; см. рис. 2), известны достаточно богатые местонахождения флор этого возраста: в Центральной Германии, Нижней Силезии и Саксонии [Daber, 1959; Kahlert, 1975], в Средних Вогезах [Corsin et al., 1973], Юго-Западной Испании [Jongmans, 1956], Карнийских Альпах (Van Amerom et al., 1983) и др. (табл. 1). В каждом из этих

<sup>1</sup> Е.О.Новик и О.П. Фисуненко объединили раннекаменноугольные флоры Европы в единый *Вестфальский* округ. Однако последнее название является неоднократно преокупированным, что ведет к смысловой путанице: этим термином обозначают флору верхнего карбона (вестфала); А.Н. Криштофович называл «вестфальскими» тропические флоры позднего карбона и область их распространения; так же называют и ископаемые флоры исторической области Вестфалия. Поэтому в настоящей работе для указанной фитохории предлагается название *Европейская*, связанное с ее географическим положением.

**Таблица 1.** Распространение видов ископаемых растений (в форме отпечатков и фитолейм надземных побегов) в местонахождениях Европы, относимых к верхней (ранневизейской) части флористической зоны *Triphyllopteris*

Виды	1	3	4	6	5	7	8	9	10	11	12	13
<i>Archaeocalamites radiatus</i>	+		+		+	+	+	+	+	+	+	+
<i>Lepidostrobus</i> spp.		+			+	+		+	+	+		
<i>Cardiopteridium spetsbergense</i>					+	+	+			+		
<i>Adiantites</i> sp.	+								+	+		
<i>Spathulopteris ettingshausenii</i>		+							+			
<i>Diplothemema patentissimum</i>		+							+			
<i>Rhodea</i> sp.	+								+			
<i>Sphenopteris</i> sp.	+							+				
<i>Calathiops</i> sp.						+			+			
<i>Sphenopteridium dissectum</i>							+	+	+	+	+	+
<i>Lepidodendron losseni</i>							+	+			+	+
<i>Triphyllopteris collombiana</i>								+		+		
<i>Fryopsis frondosa</i>							+			+		
<i>Sphenopteridium noeldekei</i>							+	+				
<i>Cardiopteris polymorpha</i>								+	+			
<i>Sphenopteridium schimperii</i>							+		+			
<i>Trigonocarpus</i> sp.									+			+
<i>Ootheca sparse-squarrosa</i>							+					+
<i>Lepidodendron volkmannianum</i>					+			+				
<i>Lepidodendron veltheimii</i>					+	+		+				
<i>Rhodea moravica</i>						+	+	+				
<i>Diplothemema seminiferum</i>						+	+					
<i>Sphenophyllum tenerrimum</i>			+	+		+	+					
<i>Lepidodendron spetsbergense</i>	+		+	+	+	+	+					
<i>Lepidodendron acuminatum</i>				+	+	+						
<i>Lepidodendron heeri</i>					+	+						
<i>Sphenopteris sturii</i>					+	+						
<i>Sphenopteridium flexibile</i>					+	+						
<i>Adiantites antiquus</i>		+				+						
<i>Sphenopteridium bifidum</i>				+		+						
<i>Telangium bifidum</i>			+		+							

*Примечание.* Здесь и в табл. 2 цифрами обозначены локальные флоры (см. рис. 2). Виды сгруппированы по сходству распространения в разных локальных флорах, а последние – по сходству видового состава. Прямоугольными рамками обведены группы видов, характерные для Северо-Европейской (слева) и Южно-Европейской (справа) провинций. Справа от таблицы приведены списки эндемичных видов разных локальных флор.

## Эндемичные виды:

**Южное крыло Подмосковского бассейна (1):** *Eskdalia olivieri*, *Gryzlovia meyenii*, *Bodeostrobus bennholdii*, *Tulastrobus pusillus*. **Шотландия (3):** *Bothrodendron wilkianum*, *Sphenopteridium pachyrrachis*, *Spathulopteris obovata*, *Rhacopteris robusta*, *Rhodea machanekii*, *Aneimites acadica*, *Alcicornopteris convoluta*, *Oothea globosa*, *Calathiops scotica*, *Samaropsis* sp. **Шпицберген (5):** *Lepidodendron rhodeanum*, *L. nathorstii*, *Sublepidodendron robertii*, *Lepidophloios scoticus*, *Archaeosigillaria vanuxemii*, «*Porodendron tenerimum*», *Arctodendron kidstonii*, *Porostrobos zeileri*, *Sphenopteridium kidstonii*, *Sphenopteris norbergii*, *Telangium ingeborgense*, *T. millerense*, *Adiantites geinitzii*, *A. longifolius*, *A. bellidulus*, *Oothea nordenskioldii*, *Rhynchogonium* spp., *Holcospermum* spp., *Lagenospermum* spp. **Кизеловский бассейн (6):** *Lepidodendron glincanum*, *Adiantites bredyana*. **Припятская впадина (7):** *Rhacopteris fertilis*, *Adiantites machanekii*, *Meyenia pryptatii*, *Rachiopteris* sp., *Protopytis* sp., *Archaeosperma elegans*. **Доберлуг-Кирххайн (8):** *Sphenophyllum pachycaule*, *Pothocites* sp., *Annularia similis-tellata*, *Myriophyllites gracillimus*, *Lepidodendron mediostriatum*, *Lepidobothrodendron dobrilugkianum*, *Cardiopteridium pygmaeum*, *Sphenopteridium densifolium*, *S. nobile*, *S. ginkgoides*, *Neuropteris broilii*, *Triphylopteris gothanii*, *T. rhombifolia*, *Stipidopteris punctata*, *Saccopteris heterophylla*, *Rhodea nematophylla*, *R. plumosa*, *R. fluitans*, *R. sparsa*, *R. pilosa*, *Zeilleria tenuiplanata*, *Anisopteris* sp., *Aneimites* sp., *Psymnophyllum* sp., *Eocanthocarpus dobrilugkianum*. **Делятин (8):** *Sphenophyllum pachycaule*, *S. daberii*, *Bothrodendron kidstonii*, *Sphenopteris picardii*, *S. simplex*. **Коссберг возле Плауэна (9):** *Sphenophyllum kossbergense*, *Neuropteris antecedens*, *Rhodea goeppertii*, *Anisopteris inaequilatera*, *Eocanthocarpus felitzschianus*, *Calathiops zeileri*, *C. schlosseri*, *C. plauensis*. **Нижняя Силезия (10):** *Mesocalamites* sp., *Lepidophloios laricinus*, *Sphenopteris asteroides*, *S. foliolata*, *Anisopteris petiolata*. **Средние Вогезы (11):** *Sublepidodendron* sp., *Rhacopteris inaequilatera*, *R. circularis*, *Diplothemata* sp. **Северо-Западная Испания (12):** *Cyclostigma zafrensis*. **Карийские Альпы (13):** *Sphenophyllum* sp., *Cardiopteridium dijkstrae*, *Sphenopteridium silesiacum*, *Sphenopteris chemnitzensis*, *S. nitens*, *Rhodeopteridium leptopholiolatum*, *Rhodea hochstetteri*, *Holcospermum* sp.

местонахождений известно большое число эндемичных видов, и, вероятно, после более детального исследования, здесь можно оконтурить несколько флористических округов.

В то же время, ряд элементов позволяет объединить рассматриваемые флоры в *Южно-Европейскую провинцию*. Прежде всего, это лепидофиты *Lepidodendron lossenii*, которые, по данным Р. Дабера [Daber, 1959], являлись одними из основных углематеринских растений, а также растения с папоротниковидной листвой типа *Sphenopteridium dissectum*, *Triphylopteris*, *Fryopsis*, входившие, вероятно, в состав антракофобных ассоциаций. В Южно-Европейскую провинцию провизорно включается вся территория ранневизейских островов Южной Европы.

Местонахождения ранневизейских флор в Северной Европе немногочисленны. Наряду с бобриковской–раннетулуской флорой южного крыла Подмосковского бассейна, эти флоры известны в Шотландии [Walton et al., 1938], на Шпицбергене [Nathorst, 1914], в восточной части Гренландии [Pedersen, 1976], в Кизеловском бассейне [Чиркова, 1943–1944], а также в Припятской впадине [Радзивилл, 1989]. Эти районы разбросаны по периферии европейской части Евразийского континента, приурочены к изолированным аккумулятивным низинам и характеризуются высоким уровнем локального эндемизма (см. табл. 1). Вероятно, различия этих флор обусловлены развитием в условиях географической изоляции, вызванной непреодолимыми барьерами плакоров Балтийского щита на востоке и горных сооружений Каледонид на западе.

По всей видимости, на территории каждой из указанных низин следует выделять самостоятельный палеофлористический округ. В то же время, флоры Северной Европы имеют несколько общих элементов – *Lepidodendron spetsbergense* и разнообразные виды *Adiantites*. При этом в них отсутствуют перечисленные выше характерные южноевропейские формы.

Таблица 2. Распространение видов ископаемых растений (в форме отпечатков и фитолейм надземных побегов) в местонахождениях Европы, относимых к нижней (поздневизейской) части макрофлористической зоны *Lyginopteris bermudensisformis* – *Neuropteris antecedens*

Виды	1	2	7	14	15	10	3	11	16	17
<i>Lepidodendron veltheimii</i>	+		+	+	+	+	+	+	+	
<i>Lepidodendron obovatum</i>			+	+	+	+	+			
<i>Archaeocalamites radiatus</i>	+	+		+	+	+	+	+	+	
<i>Mesocalamites roemeri</i>				+	+	+	+			
<i>Lyginopteris bermudensisformis</i>			+	+	+	+				
<i>Mesocalamites ramifer</i>				+	+	+				
<i>Sphenophyllum tenerimum</i>				+	+		+			
<i>Lepidostrobus</i> spp.	+			+	+	+	+			
<i>Lepidodendron volkmanianum</i>					+	+	+		+	
<i>Diplothmema dissectum</i>					+	+	+			
<i>Spathulopteris ettingshausenii</i>					+	+	+			
<i>Lepidophloios larinicus</i>					+	+				
<i>Lepidophloios scoticus</i>					+		+			
<i>Anisopteris lindsaeformis</i>					+	+				
<i>Hexagonocarpus</i> spp.			+		+	+				
<i>Diplothmema patentissima</i>			+			+	+			
<i>Diplothmema adiantoides</i>				+			+			
<i>Sphenopteris cuneolata</i>							+			+
<i>Rhacopteris geikiei</i>							+		+	
<i>Calathiops</i> sp.						+				+
<i>Sphenophyllum</i> sp.			+			+				
<i>Adiantites machaneckii</i>			+			+				
<i>Neuropteris antecedens</i>			+	+		+	+			
<i>Archaeopteridium tschermaki</i>			+			+	+			+
<i>Rhodea moravica</i>	+		+			+				
<i>Adiantites tenuifolius</i>			+			+	+			
<i>Adiantites antiquus</i>	+					+	+	+		
<i>Sphenopteridium dissectum</i>						+	+	+		
<i>Sphenopteridium pachyrrhachis</i>						+	+	+		
<i>Sphenopteridium crassum</i>						+	+	+		
<i>Rhacopteris petiolata</i>						+	+	+		
<i>Sphenopteridium speciosum</i>						+	+			
<i>Sphenopteris foliolata</i>						+	+			
<i>Sphenopteris gersdorffii</i>						+	+			
<i>Rhodea machanecki</i>						+	+			
<i>Rhodea hochstetteri</i>						+		+		
<i>Rhodea gigantea</i>							+	+		
<i>Fryopsis frondosa</i>						+		+		
<i>Spathulopteris decomposita</i>						+	+			
<i>Mesocalamites cistiformis</i>			+	+						
<i>Cardiopteris polymorpha</i>				+	+					
<i>Adiantites</i> sp.	+	+								
<i>Sphenopteris</i> sp.	+	+								

Примечание. Прямоугольными рамками обведены группы видов, характерные для Донецкой (слева) и Южно-Европейской (справа) провинций. Справа от таблицы приведены списки эндемичных видов разных локальных флор.

## Эндемичные виды:

**Южное крыло Подмосковского бассейна (1):** *Eskdalia olivieri*, *Lepidodendron* ex gr. *robertii*, *Sublepidophloios sulphureus*, *Lepidostrobus ignatievii*, *Cardiopteridium dobrovii*. **Северо-западное крыло Подмосковского бассейна (2):** *Ogneuporia seleznevae*, *Wittbergia zaleskii*, *Sphenopteridium* sp., *Boroviczia karpinskii*, *Cordaites* sp. **Шотландия (3):** *Calamites approximatifomis*, *Volkmannia* sp., *Lepidodendron spetsbergense*, *L. nathorstii*, *Sigillaria taylori*, *Bothrodendron wiikianum*, *B. depereti*, *B. kidstoni*, *B. wardiense*, *Eskdalia minuta*, *Cardiopteridium waldenburgense*, *Sphenopteridium macconochiei*, *S. cappillare*, *Sphenopteris affinis*, *S. bifida*, *S. cymbiformis*, *S. hibbertii*, *S. kirkbyi*, *Rhodea tenuis*, *Diplothema bermudensisiformis*, *Spathulopteris obovata*, *S. dunsii*, *S. clavigera*, *Alcicornopteris convoluta*, *A. zeilleri*, *Rhacopteris robusta*, *R. dichotoma*, *R. inaequilatera*, *R. transitionis*, *R. lindseaeformis*, *Plumatopteris elegans*, *Schuetzia bennieana*, *Rhynchogonium* spp., *Ptilophyton plumula*. **Припятская впадина (7):** *Diplothema subgeniculatum*, *Lyginopteris bamleri*, *Triphyllopteris rombifolius*, *Sphenopteris divaricata*, *Rhodea millefolium*, *R. corneti*, *Neuropteris schlehanii*, *Heterangium* sp. **Моравия (10):** *Pothocites* sp., *Autophyllites* sp., *Lepidodendron acuminatum*, *L. lossenii*, *Sigillaria eugenii*, *Cardiopteridium spetsbergense*, *Archaeopteridium dawsoni*, *Adiantites bellidulus*, *Aneimites acadica*, *Sphenopteridium desfoursii*, *S. silesiacum*, *S. transversale*, *Sphenopteris sturiana*, *S. goepperti*, *S. pollaki*, *S. taitiana*, *S. koehleri*, *S. schistorum*, *S. striatum*, *S. langii*, *Rhodea oppaviense*, *R. filifera*, *R. knoppiana*, *Diplothema giganteum*, *D. pseudomoravicum*, *Neuropteris antiqua*, *N. opatovicensis*, *N. gothanii*, *N. loshii*, *Anisopteris transitionis*, *A. robusta*, *A. inaequilatera*, *Alloiopteris quercifolia*, *Spathulopteris haueri*, *Psymphyllum silesiacum*, *Pecopteris aspera*, *Trigonocarpus* sp., *Neospermum* sp., *Nudospermum* sp., *Tetragonocarpus* sp. **Средние Вогезы (11):** *Sublepidodendron robertii*, *Lepidodendron pyramidenis*, *Sphenopteridium schimperiana*, *Rhodea goepperti*, *Rhacopteris ovata*, *Diplopteridium affine*, *D. bifidum*, *Triphyllopteris collombiana*. **Львовско-Вольнский бассейн (14):** *Diplothema schoenknechtii*, *Lyginopteris stangeri*. **Доббасс и его западное продолжение (15):** *Mesocalamites haueri*, *Eleutherophyllum drepanophyciforme*, *Lepidophloios squamiferous*, *Lepidodendron papastaramense*, *Neuropteris bulupalganensis*, *Lyginopteris falkenhainii*, *L. fragilis*, *Demetria amadoca*, *Presigillaria jongmansii*. **Северный Уэльс (16):** *Bowmanites tenerrimus*, *Lepidodendropsis* (?) *jonesi*, *Lepidodendropsis recurvifolia*, *Archaeosigillaria stobbsi*, *Lepidodendron rhodeanum*, *Lepidodendron* (?) *perforatum*, *Clwydia decussata*, *Rhacopteris subcuneata*, *Rhacopteris weissii*, *Calathiopsis dyserthensis*. **Глостершир (17):** *Eskdalia variabilis*, *E. fimbriophylla*, *Diplopteridium holdeni*, *Sphenopteris obfalcata*.

Эти обстоятельства позволяют объединить флоры Северо-Европейской суши в *Северо-Европейскую провинцию*.

В рамках этой провинции на территории южного крыла Подмосковского бассейна можно выделить *Южно-Московский палеофлористический округ*. Его границы условно интерполируются по границе распространения аллювиально-озерных фаций с углями бобриковского и первой половины тульского горизонтов. Характерными формами округа являются эндемичные таксоны антракофильных плауновидных *Eskdalia olivieri*, *Gryzlovia meyenii*, *Bodeostrobus bennholdii*, *Tulastrobus pusillus* и др.

**Поздний визе.** В позднем визе продолжала существовать *Южно-Европейская провинция*. Относящиеся к ней флоры описаны из Моравии [Purkynova, 1981], Средних Вогез [Corsin et al., 1973] и ряда других мест (табл. 2).

В это время много общих элементов с Южно-Европейской провинцией приобретает флора Шотландии, что, по-видимому, было связано с началом закрытия морского бассейна, разделявшего Южную и Северную Европу (см. рис. 2). Участниками флористического обмена стали птеридоспермы *Adiantites*, *Sphenopteridium* (*S. dissectum*, *S. pachyrrachis*, *S. crassum*, *S. speciosum*), *Rhodea* (*R. machanecki*, *R. gigantea*) и др., которые, по-видимому, могли преодолевать неширокие морские акватории. Наличие этих общих видов позволяет включить территорию Шотландии в позднем визе в Южно-Европейскую провинцию.

При этом, по сравнению с ранним визе, в каждой из флор Южно-Европейской провинции наблюдается рост локального эндемизма на родовидовом уровне.

На освободившейся от моря территории Львовско-Волынского бассейна и Донбасса сформировалась богатая флора [Новик, 1974], выделяемая в *Донецкую провинцию*. Видимо, из Южно-Европейской провинции (а именно из Моравии) сюда проникли давшие широкую радиацию птеридоспермы *Lyginopteris*, *Neuropteris*, *Diplothema* и, возможно, лепидофиты группы *Lepidophloios*. К Донецкой провинции также следует отнести территориально и по составу близкую флору Припятской впадины [Радзивилл, 1989], которая, однако, значительно беднее флор Донбасса и Львовско-Волынского бассейна. Впервые Донецкая провинция для визейского века – раннего намюра была выделена Г.П. Радченко [Эйнон и др., 1964], однако точные ее границы не были им указаны.

В Северном Уэльсе [Lacey, 1962] и Глочестершире [Lele, Walton, 1962; Rowe, 1988] известны поздневизейские флоры, представленные эндемичными мелкоподушечными лепидофитами *Eskdalia variabile*, *E. fimbriophylla*, *Lepidodendron (?) perforatum*, *Lepidodendropsis (?) jonesi* и др., а также растениями с однообразными вайям типа *Rhacopteris*. Эти флоры существенно отличаются от одновозрастных флор Европы (даже от флор близлежащей Шотландии), что подтверждает палеогеографические реконструкции, рисующие здесь остров [Палеогеографический атлас..., 2000]. Вероятно, их следует выделять в самостоятельный палеофлористический округ.

Территория *Северо-Европейской провинции* сокращается за счет расширения Южно-Европейской провинции и образования новой Донецкой провинции. Точно ее границы установить не удастся, поскольку поздневизейские флоры этого региона известны только из Подмосковского бассейна.

На территории последнего, как указывалось выше, в позднем визе выделяются две эндемичные флоры северо-западного и южного крыла, которые были изолированы от других одновозрастных флор.

Южная флора сохраняет преемственность с местной флорой раннего визе и по-прежнему относится к *Южно-Московскому* палеофлористическому округу, площадь которого постепенно сокращалась к концу визе в связи с морской трансгрессией. Для позднего визе округа характерны эндемичные растения *Eskdalia olivieri*, *Lepidodendron shvetzovii*, *Sublepidophloios sulphureus*, *Cardiopteridium dobrovii*, *Lepidodendron* ex gr. *robertii*.

Флора северо-западного крыла бассейна выделяется в *Западно-Московский округ*. Последний, возможно, существовал уже в турне, поскольку с этого времени на его территории был континентальный режим и известны остатки ризофоров типа *Stigmaria*. Поздневизейская растительность была представлена эндемичными *Ogneuporia seleznevae*, *Wittbergia zaleskii*, *Cordaites* sp., *Boroviczia karpinskii*. Описаны также остатки *Sphenopteridium*. Границы округа условно проводятся по краям области распространения аллювиально-озерных и прибрежно-морских фаций тихвинской, мстинской, путлинской и егольской свит верхнего визе.

В обоих рассмотренных округах известны представители *Adiantites*, *Sphenopteris* и *Archaeocalamites radiatus*. В то же время, следует отметить, что



во флорах Подмоскoвного бассейна не наблюдается широкой радиации растений с папоротниковидной листво́й типа *Adiantites*, *Lyginopteris*, *Neuropteris*, *Diplotmeta* и др., характерной для Южно-Европейской и Донецкой провинций.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Визейский отрезок истории становления фитохорий суши характеризуется несколькими заметными чертами, в том числе:

1) автохтонным развитием мелких локальных фитохорий (округов), связанным с ростом их родового и видoвого эндемизма;

2) возникновением новых локальных фитохорий на миграционной основе;

3) образованием отдельных более крупных фитохорий субрегионального масштаба (провинций) в результате экспансии ранних голосеменных (каламопитиевых, лигиноперид, медуллёзовых и др.).

Значительную роль в этих процессах играли изменения палеогеографических условий, в том числе, морские трансгрессии и регрессии, закрытие проливов и возникновение «сухопутных мостов».

В эволюции визейской флоры Подмоскoвного бассейна проявились первые две черты – формирование двух локальных палеофлористических округов, одного на миграционной, а другого – на смешанной (автохтонно-миграционной) основе. Их существование было прервано морской трансгрессией серпуховского времени.

Анализ развития визейских флор Еврамерийского царства позволяет уточнить представления о раннем этапе глобального флорогенеза. До сих пор он характеризовался как «дифференциация», заключающаяся в появлении фитохорий более низкого ранга в рамках существовавших в то время царств [Мейен, 1987].

Выясняется, что процесс формирования системы фитохорий, по-видимому, шел «снизу», от мелких флористических общностей, развивавшихся существенно автохтонно в различных частях крупных географических изолятов материкового и регионального масштаба.

Раннекаменноугольная радиация голосеменных привела к началу формирования более крупных фитохорий (провинций) за счет миграционной активности и экогенетической экспансии этих растений.

### БЛАГОДАРНОСТИ

Автор признательна А.В. Гоманкову (БИН РАН, Санкт-Петербург), М.В. Дуранте и И.А. Игнатьеву (ГИН РАН, Москва), Д.А. Игнатьеву (ОАО «Роснефть», Москва) и Г.Н. Садовникову (МГРУ) за ценные замечания при подготовке статьи. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 03-05-64331).

ЛИТЕРАТУРА

- Александрова В.Д.* Классификация растительности: Обзор принципов классификации и классификационных систем в разных геоботанических школах. Л.: Наука, 1969. 275 с.
- Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления. Масштаб 1 : 5 000 000 / Гл. ред. А.П. Виноградов. Ч. 1. М., Л., 1961.
- Бражникова Н.Е., Ищенко А.М., Ищенко Т.А.* и др. Фауна и флора каменноугольных отложений Галицийско-Вольнской впадины. Киев: Изд-во АН УССР, 1956. 410 с.
- Вахрамеев В.А., Добрускина И.А., Заклинская Е.Д., Мейен С.В.* Палеозойские и мезозойские флоры Евразии и фитогеография этого времени. М.: Наука, 1970. 426 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 208).
- Геология СССР. Т. 1: Ленинградская, Псковская и Новгородская области. Ч. 1: Геологическое описание. М.: Недра, 1971. 504 с.
- Залесский М.Д.* Растительные остатки из нижнекаменноугольных отложений бассейна Мсты // Зап. Минерал. о-ва. Вторая сер. 1905. Ч. 42. Вып. 1/2. С. 315–342.
- Игнатъев Д.А., Мосейчик Ю.В.* Особенности развития визейской флоры Подмосковского бассейна на фоне основных геологических событий // Сборник памяти члена-корреспондента АН СССР, профессора Всеволода Андреевича Вахрамеева (к 90-летию со дня рождения). М.: ГЕОС, 2002. С. 136–140.
- Игнатъев И.А.* Об общих закономерностях эволюции растительного покрова // Проблемы биохронологии в палеонтологии и геологии. Тез. докл. XLVIII сес. Палеонтол. о-ва при РАН (8–12 апреля 2002 г.). СПб., 2002. С. 57–59.
- Камелин Р.В.* Процесс эволюции растений в природе и некоторые проблемы флористики // Теоретические и методические проблемы сравнительной флористики: Материалы II рабочего совещ. по сравнит. флористике, Неринга, 1983. Л.: Наука, 1987. С. 36–42.
- Масленников В.П.* Закономерности изменения состава и строения угленосной толщи южного крыла Подмосковского бассейна: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1981. 16 с.
- Мейен С.В.* О палеофлористическом районировании территории СССР в карбоне // Палеонтол. журн. 1966. № 4. С. 109–113.
- Мейен С.В.* Основы палеоботаники: Справоч. пособие. М.: Недра, 1987. 403 с.
- Миркин Б.М., Наумова Л.Г., Соломещ А.И.* Методические указания для практикума по классификации растительности методом Браун-Бланке. Уфа: Башк. ун-т, 1989. 37 с.
- Миркин Б.М., Наумова Л.Г., Соломещ А.И.* Современная наука о растительности. М.: Логос, 2001. 264 с.
- Мосейчик Ю.В.* Условия углеобразования и антракофильные растения первой половины визе Подмосковского бассейна // Сборник памяти члена-корреспондента АН СССР, профессора Всеволода Андреевича Вахрамеева (к 90-летию со дня рождения). М.: ГЕОС, 2002а. С. 133–136.
- Мосейчик Ю.В.* *Eskdalia olivieri* (Eichw.) Mosseichik – плауновидное из нижнего карбона Подмосковского бассейна (морфология, экология, географическое и стратиграфическое распространение) // Там же. 2002б. С. 193–217.
- Мосейчик Ю.В.* Корреляция нижнекаменноугольных отложений Подмосковского бассейна с зональной шкалой карбона Евразийской области по макроостаткам растений // Эволюция флор в палеозое. М.: ГЕОС, 2003а. С. 85–92.
- Мосейчик Ю.В.* Плауновидные раннего карбона Подмосковского бассейна // Там же. 2003б. С. 35–71.
- Мосейчик Ю.В.* О начальном этапе становления географического разнообразия растительного покрова // Фундаментальные проблемы ботаники и ботанического образования: Традиции и перспективы: Тез. докл. конф., посвящ. 200-летию каф. высш. растений МГУ (Москва, 26–30 янв. 2004 г.). М.: Товарищество научных изданий КМК, 2004. С. 160–161.
- Мосейчик Ю.В., Игнатъев Д.А., Игнатъев И.А.* О природе растительности «стигмариевых» известняков нижнего карбона Подмосковского бассейна // Эволюция флор в палеозое. М.: ГЕОС, 2003. С. 72–84.
- Мосейчик Ю.В., Игнатъев И.А.* О принципах палеофитогеографического районирования Ангариды в раннем карбоне // Вестн. Том. ун-та. Науки о Земле. 2003. № 3 (II). С. 145–147.

- Нижний карбон Московской синеклизы и Воронежской антеклизы / М.Х. Махлина, М.В. Вдовенко, А.С. Алексеев и др. М.: Наука. 1993. 222 с.
- Новик Е.О. Закономерности развития каменноугольной флоры юга Европейской части СССР. Киев: Наук. думка, 1974. 140 с.
- Новик Е.О., Фисуненко О.П. К вопросу о фитогеографии карбона. Киев, 1979. 54 с. (Препр. Ин-т геол. наук АН УССР; № 79-1).
- Орлова О.А., Снигиревский С.М. Поздневизейские лигиноптеридофиты (Luginopteridophyta) из окрестностей г. Боровичи (Новгородская область). 1. Каламопитиевые // Палеонтол. журн. 2003. № 6. С. 105–111.
- Палеогеографический атлас Северной Евразии / Под ред. В.Г. Казьмина, Л.М. Натапова. М., 2000.
- Радзивилл А.А. Раннекаменноугольная флора Припятской впадины и ее стратиграфическое значение: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Киев, 1989. 17 с.
- Радченко Г.П. К вопросу о первом проявлении ботанико-географической и климатической зональности в Северной Евразии // Вопросы палеобиогеографии и биостратиграфии. Тр. I сес. ВПО, 24–28 янв. 1955 г. М.: Госгеолтехиздат, 1957. С. 42–63.
- Раменский Л.Г. Введение в комплексное почвенно-геоботаническое исследование земель. М.: ОГИЗ: Сельхозгиз, 1938. 620 с.
- Решение Межведомственного регионального стратиграфического совещания по среднему и верхнему палеозою Русской платформы (Ленинград, 1988): Каменноугольная система. Л., 1990. 95 с.
- Тимонин А.К., Озерова Л.В. Основы географии растений. М.: МГОПУ, 2002. 136 с.
- Толмачев А.И. Введение в географию растений. Л.: Изд-во ЛГУ, 1974. 244 с.
- Чиркова Е.Ф. Материалы по ископаемой флоре из двух угленосных толщ динантского яруса карбона на Урале: (Отчет работе фитостратиграфического Восточно-Уральского отряда). Артемовский: Свердловскуглеразведка, 1943–1944. 54 с.
- Швецов М.С. Общая геологическая карта Европейской части СССР. Лист 58. Северо-западная четверть листа. М.; Л.: ГОНТИ НКТП, 1932. 184 с. (Тр. Всесоюз. геол.-развед. объединения НКТП СССР; Вып. 83).
- Швецов М.С. История Московского каменноугольного бассейна в динантскую эпоху // Тр. ГРИ. 1938. Т. 12. С. 3–107.
- Эйно О.Л., Василюк Н.П., Вдовенко М.В. и др. Биогеография территории Советского Союза в каменноугольном периоде // Вопросы закономерностей и форм развития органического мира. Тр. VII сес. ВПО. М.: Недра, 1964. С. 195–210.
- Эйхвальд Э.И. Об ископаемых остатках животных и растений, заключенных в древнем красном песчанике и горном известняке, весьма развитых в Новгородской губернии // Горн. журн. 1841. Ч. 1, кн. 1. С. 27–53.
- Юрина А.Л. Флора среднего и позднего девона Северной Евразии. М.: Наука, 1988. 176 с.
- Яблоков В.С. Перерывы в морском осадконакоплении и палеореки (в рифее – палеозое Русской платформы). М.: Наука, 1973. 216 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 248).
- Auerbach J.B., Trautschold H.A. Ueber die Kohle von Central-Russland // Nouv. Mem. Soc. Natur. Moscou. 1860. T. 13 (19) Н.А. liv. 1. S. 3–58.
- Chaloner W.G., Meyen S.V. Carboniferous and Permian floras of the Northern Continents // Atlas of Palaeobiogeography / Ed. A. Hallam. Amsterdam etc.: Elsevier, 1973. P. 169–186.
- Corsin P., Coulon M., Fourquin C. et al. Etude de la flore de la serie de Giromagny (Viséen superieur des Vosges Meridionales): Comparaison avec les autres flores du Culm des Vosges // Sci. Geol. Bull. 1973. T. 26, N 1. P. 43–68.
- Daber R. Die Mittel-Vise-Flora der Tiefbohrungen von Doberlug-Kirchhain // Geologie. 1959. Jg. 8, Beih. 26. S. 1–83.
- Jongmans W.J. Contribucion al conocimiento de la flora carbonifera del SO de Espana // Estud. Geol. 1956. T. 12. P. 19–58.
- Kahlert E. Die Unterkarbon Flora von Delitzsch // Ztschr. geol. Wiss. Berlin 3. 1975. Bd. 3, H. 7. S. 907–925.
- Lacey W.S. Welsh Lower Carboniferous plants. I. The flora of the Lower Brown Limestone in the vale of Clwyd, North Wales // Palaeontographica. Abt. B. 1962. Bd. 111, Lfg. 4/6. S. 126–160.

- Lele K.M., Walton J.* Fossil flora of the Drybrook Sandstone in the Forest of Dean, Gloucestershire // Bull. Brit. Mus. (Natur. Hist.). Geol. 1962. Vol. 7, N 4. P. 137–152.
- Nathorst A.G.* Nachtrage zur palaozoichen Flora Spitzbergens. Stockholm, 1914. 116 S.
- Pedersen K.R.* Fossil floras of Greenland // Geology of Greenland. Copenhagen, Gronlands geol. undersogelse, 1976. P. 519–535.
- Purkynova E.* Makroflora hradeckeho souvrstvi kulmu Nizkeho Jeseniku (dinant, svrchni vise) // Čas. Slez. Muz. Opava (A). 1981. N 30. P. 269–274.
- Raymond A., Parker W.C., Parrisch J.T.* Phytogeography and paleoclimate of the Early Carboniferous // Geological factors and the evolution of plants /Ed. B.H. Tiffney. Yale: Univ. press, 1985. P. 169–222.
- Read C.B.* Floras of the Pocono Formation and Price Sandstone in parts of Pennsylvania, Maryland, West Virginia and Virginia // U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1955. N 263. P. 1–32.
- Read C.B., Mamay S.H.* Upper Paleozoic floral zones and floral provinces of the Unated States // U.S. Ibid. 1964. N 454-K. P. 1–35.
- Rowe N.P.* Two species of the lycophyte genus *Eskdalia* Kidston from the Drybrook sandstone (Visean) of Great Britain // Palaeontographica. Abt. B. 1988. Bd. 208, Lfg. 4/6. S. 81–103.
- Van Amerom H.W.J., Flajs G., Hunger G.* Die Flora der Marinelli-Huette (Mittleres Vise) aus dem Hochwipfelflysch der Karnischen Alpen (Italien) // Meded. Rijks. Geol. Dienst. 1983. Vol. 37, 3. S. 21–61.
- Wagner R.H.* Megafloral zones of the Carboniferous // Neuvième Congr. Intern. de Stratigr. et de Géologie du Carbonifère, Washington and Champaign-Urbana, May 17–26, 1979: Compte rendu. Carbondale; Edwardsville: Southern Illinois Univ. press, 1984. Vol. 2. Biostratigraphy. P. 109–134.
- Walton J., Weir J., Leitch D.* A summary of Scottish Carboniferous stratigraphy and palaeontology // Deuxième Cong. Intern. pour l'Avancement des Etudes de Stratigr. Carbonifiée, Heerlen, septembre, 1935: Compte rendu. Maestricht: Imp. Gebrs. Van Aelst, 1938. Vol. 3. P. 1343–1356.
- Zalesky M.D.* Ueber einen neuen Vertreter der Gattung *Archaeopteris* Dawson von dem Fluss Mda, einem Nebenfluss der Msta, aus der nordwestlichen Flanke des Moskauer Steinkohlenbeckens // Neues Jb. Miner., Geol. Paläontol. Monatsh. Abt. B. 1944. H. 7/9. S. 177–240.
- Zalesky M.D.* Das Karbon des Moskauer Beckens // Neues Jahrb. fuer Mineral., Geol. und Palaeontol. Jahrgang, 1945–1948. Abt. B. 1948. S. 195–224.

**ЧАСТЬ ТРЕТЬЯ**  
**ОПЫТ**  
**ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЧЕСКИХ**  
**ИССЛЕДОВАНИЙ**  
**ПРИ**  
**ИЗУЧЕНИИ**  
**МЕЗОЗОЯ**

**Н.Ю. Брагин**

Палеобиогеографическое районирование  
триасовых акваторий по радиоляриям

**М.А. Рогов**

Ассоциации моллюсков позднеюрского моря  
Восточно-Европейской платформы

**К.И. Кузнецова** , **В.А. Басов**, **А.И. Вознесенский**

Связь состава и разнообразия фораминифер  
терминальной юры с фациями  
и палеогеографическими условиями

**А.Б. Герман**

Экологические особенности  
поздне меловой наземной биоты  
Северной Пацифики

**Н.Ю. Брагин**

**ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ  
ТРИАСОВЫХ АКВАТОРИЙ  
ПО РАДИОЛЯРИЯМ**

Радиолярии триаса – типично планктонные организмы, среди ассоциаций которых, как и современных представителей, выделяются тепловодные (тропические и субтропические) и холодноводные (бореальные и нотальные) сообщества. Холодноводные ассоциации радиолярий триаса отличаются от одновозрастных тепловодных обедненным таксономическим составом и резким количественным доминированием одного или нескольких видов. Доминантные таксоны характерны только для высоких широт и демонстрируют биполярное распространение. В целом, триасовый период характеризуется широтной дифференциацией радиоляриевых сообществ и сходной с современной картиной биогеографического распространения радиолярий. На этой основе в триасе выделяются надобласти: Бореальная, Нотальная и Тетис-Пангаласса, последняя подразделяется на области: Средиземноморскую, Западно-Тихоокеанскую и Восточно-Тихоокеанскую, характеризующиеся особыми типами комплексов радиолярий.

**N.Yu. Bragin**

**PALEOBIOGEOGRAPHIC REGIONALIZATION  
OF THE TRIASSIC SEA BASINS  
BY RADIOLARIANS**

Triassic Radiolaria are typical planktonic organisms. Their associations can be subdivided to warm-water (tropical and subtropical) and cold-water (boreal and nothal) like recent ones. Cold-water associations of the Triassic Radiolaria differ from coeval warm-water ones by less diverse taxonomical composition and by sharp quantitative domination of one or several species. These dominant taxa are typical only for high-latitude regions, displaying bipolar distribution pattern. The Triassic period is characterized generally by latitudinal differentiation of radiolarian assemblages, that has common features with recent radiolarian biogeographic distribution. The Triassic world ocean can be subdivided to three realms: Boreal, Nothal and Tethys-Pantalassa; while last realm consist of three subrealms: Mediterranean, Western Pacific and Eastern Pacific, with characteristic types of radiolarian associations.

**ВВЕДЕНИЕ**

Без знания условий обитания древних радиолярий невозможно применение материала по этой группе в работах по палеогеографии и фациальному анализу. Здесь необходимы методические исследования, поскольку радиолярии – относительно новая группа, широко используемая ныне. Данные по радиоляриям все чаще звучат не только в работах по стратиграфии, но и в исследованиях по палеобиогеографии, общей палеогеографии и палинспатике древних бассейнов и их окраин. Между тем, уровень наших знаний ча-

сто недостаточен для того, чтобы полноценно судить по характеру комплекса радиолярий о глубинах, морфологии и типе бассейна их обитания. Поэтому здесь будут рассмотрены такие вопросы, как образ жизни радиолярий и зависимость их комплексов от климата, а также от типа бассейна (глубина, открытость).

### **ОБРАЗ ЖИЗНИ СОВРЕМЕННЫХ И ДРЕВНИХ РАДИОЛЯРИЙ**

Все современные *Euradiolaria* ведут планктонный образ жизни. Исследователи соглашаются и в том, что радиолярии кайнозоя и позднего мезозоя также были планктонными, но по поводу палеозойских и раннемезозойских групп существуют и иные точки зрения. М.Г. Петрушевская [1986] предложила гипотезу о происхождении радиолярий в начале палеозоя от бентосных предков, не исключая возможность существования бентосных форм радиолярий вплоть до триаса. Б.Б. Назаров [1988] предполагал возможный бентосный образ жизни для некоторых *Albaillellaria* позднего палеозоя. Гипотеза о бентосных предках радиолярий была основана на сведениях о нижнекембрийских проблематичных организмах с кремневым скелетом [Назаров, 1973], амфоровидная форма которого и наличие устья на конце трубчатого выроста были интерпретированы как следствие бентосного образа жизни. В то же время данные по наличию и характеру первичного каркаса, а также по деталям строения стенки этих организмов отсутствуют, что обусловлено их неудовлетворительной сохранностью. Некоторые исследователи считают эти остатки спикулами губок [Lipps, 1992; Жамойда, 1995].

Для гетерополярных скелетов по аналогии с современными солнечниками (*Heliozoa*) предполагалось прикрепление к субстрату с помощью пучка аксоподий, выходявшего из устья. Некоторые солнечники переходят от сидячего образа жизни к планктонному за счет нестабилизированности скелета и аксоподиальной системы [Петрушевская, 1986]. Однако не вполне ясно, являются ли сидячие солнечники первичным бентосом или планктоном, вторично переходящим к бентосному образу жизни. Кроме того, кембрийские проблематики, описанные Б.Б. Назаровым, имеют консолидированный скелет, сильно отличающийся от скелета солнечников, и вряд ли могли легко менять образ жизни. Наконец, прикрепление к субстрату – черта специализации, а наиболее примитивные бентосные саркодовые – ползающие организмы. Важным доводом против бентосного образа жизни известных нам древних радиолярий следует считать тот факт, что комплексы среднего кембрия – нижнего ордовика представлены преимущественно сферическими морфотипами с радиальными иглами и первичным каркасом в виде энтактиниидной спикулы центрального положения или микросферы [Назаров, 1988; Kozur, Mostler, Repetski, 1996; Dong et al., 1997; Aitchison, 1998; Won, Below, 1999]. Наиболее вероятно, что они вели планктонный образ жизни. Особенно интересен самый древний, среднекембрийский, комплекс, в котором встречены разнообразные морфотипы, не имеющие оболочек и состоящие из одной сложно устроенной спикулы с радиальными иглами, снабжен-



ными апофизами [Won, Below, 1999]. Невероятно, чтобы такие формы могли вести бентосный образ жизни.

Одним из доводов в пользу бентосного образа жизни древнейших радиолярий служит утверждение того, что скелет нынешних представителей этой группы является наследием их бентосных предков [Петрушевская, 1986]. Однако уже в среднем кембрии встречаются скорее всего планктонные формы. В таком случае существование «бентосных предков», от которых радиолярии могли унаследовать скелет, можно предполагать только для раннего кембрия. Но и это маловероятно, принимая во внимание такие факты, как возникновение первых организмов с кремневым скелетом не в начале кембрия, а только в атдабанском веке [Назаров, 1988]. Для эволюционного скачка, перехода от бентосной к планктонной форме существования остается очень мало времени. Наконец, непонятно, для чего мог возникнуть внутренний ажурный скелет у сидячих организмов. Раннекембрийские бентосные животные образовывали внешний скелет, раковину, служившую для защиты, но у древнейших радиолярий этого нет.

Другой проблемой является интерпретация морфологических особенностей скелета древних радиолярий как следствия их бентосного образа жизни. Эти аргументы также не представляются достаточно убедительными. Например, билатерально-симметричное строение палеозойских *Albaillellaria* не обязательно свидетельствует об их бентосном образе жизни, поскольку в составе современного планктона билатерально-симметричные организмы обычны как среди радиолярий (*Spyrida*), так и среди других групп (*Chaetognatha*). Наличие у палеозойских *Corytoecidae* и некоторых мезозойских населлярий бокового отверстия раковины (псевдофорамена) рассматривается как следствие того, что эти радиолярии могли прикрепляться к субстрату или водорослям [Афанасьева, Вишневская, 1993а, б]. Но различные боковые отверстия раковин современных планктонных радиолярий (например, *Phaeodaria*) не имеют такого значения.

В качестве довода в пользу перехода радиолярий в триасе от бентосного к планктонному образу жизни приводится и мнение о мелководности палеозойско-триасовых палеоокеанов [Афанасьева, Вишневская, 1993а], что вряд ли имеет отношение к образу жизни радиолярий, которые входят в состав планктона как древних, так и современных мелководных бассейнов. Известно множество видов, которые ныне обитают как в мелководных областях, так и над абиссальной зоной океана, и повсеместно являются планктонными. Это можно сказать и о древних ассоциациях относительно мелководных морей, например, о радиоляриях доманикового бассейна девона Русской плиты [Афанасьева, 2000], которые в условиях сероводородного заражения донных вод вели планктонный образ жизни и никак не могли существовать в придонных условиях.

Таким образом, убедительных доказательств бентосного образа жизни древних радиолярий нет. Если же вернуться к раннему мезозою, то данные по фациальной приуроченности и географическому распространению радиолярий триаса свидетельствуют как раз о их планктонном образе жизни. Самые представительные ассоциации известны в пелагических отложениях:

микритовых известняках и кремнистых породах, почти не содержащих остатки бентоса. Кроме того, среди триасовых радиолярий высок процент видов-космополитов и видов широкого географического распространения (встречающихся в Средиземноморской области и по всей периферии Тихого океана).

### СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ТЕПЛОВОДНЫХ И ХОЛОДНОВОДНЫХ АССОЦИАЦИЙ РАДИОЛЯРИЙ ТРИАСА И ЮРЫ

Планктонный образ жизни радиолярий не означает их независимости от условий обитания. Современные радиолярии распространены во всех морских бассейнах нормальной солености, но состав их ассоциаций зависит от климатической зональности. Выделяются тропические, субтропические, бореальные и нотальные комплексы. Подобная же зависимость установлена и для кайнозойских, а в последнее время – и для юрско-меловых радиолярий. Триасовый период не является исключением – и для этого времени можно выделить характерные ассоциации различных палеобиохорий. Для этого необходимо провести сравнительный анализ типичных комплексов.

Примером одной из наиболее изученных тропических ассоциаций радиолярий среднего триаса может служить раннеладинский комплекс формации Бухенштейн Северной Италии [Dumitrica et al., 1980; Lahm, 1984; Kozur, Mostler, 1994]. Данный регион принадлежит к западной части Тетического бассейна, для которого в триасе устанавливаются тропические условия. Рассматриваемая ассоциация – типичный тепловодный комплекс, насчитывающий 180 видов, принадлежащих к 76 родам, включающий почти все семейства и большинство родов данного времени, а также все морфологические типы триасовых радиолярий: энтактинрии (семейства Entactiniidae, Pentactinocarpaceae, Sepsagonidae), спумеллярии (Actinommooidea и Spongodiscoidea) и населлярии (от моноциртоидных Eptingiidae и Sanfilippoellidae до многокамерных Triassocampidae и Planispinosyrtae). При незначительном количественном преобладании таких видов, как *Pseudostylosphaera coccostyla* (Rust), *P. postjaponica* Kozur et Mostler, *Triassocampe scalaris* Dumitrica, Kozur et Mostler, выраженных доминантов здесь нет.

Типичная тропическая ассоциация радиолярий позднего триаса – комплекс из нижнего нория Кипра [Bragin, Krylov, 1999], в составе которого 73 вида, принадлежащих к 42 родам. Здесь также наблюдается таксономическое и морфологическое разнообразие, присутствие всех известных для этого времени морфотипов. Следовательно, описанные черты характерны для тропических ассоциаций триаса. Известны еще несколько типичных тропических комплексов, для которых можно получить такие же результаты. Это ассоциации верхнего ладина Турции [Tekin, 1999], нижнего карния Австрии [Kozur, Mostler, 1981; Lahm, 1984], верхнего карния Сицилии [De Wever, 1982], нижнего нория Орегона [Blome, 1984] и Турции [Tekin, 1999], рэта Британской Колумбии [Carter, 1993].

Типичные бореальные ассоциации радиолярий триаса известны пока только из единственного разреза на р. Джугаджак Омолонского массива

[Aita, Bragin, 1999; Брагин, Егоров, 2000]. Наиболее представителен нижне-ладинский комплекс, в составе которого 18 видов из 15 родов: *Archaeocenosphaera* sp., *Entactinia* sp., *Ferresium* (?) sp., *Glomeropyle boreale* Bragin, *Hindeosphaera* sp. ex gr. *H. spinulosa* (Nakaseko et Nishimura), *H.* sp., *Hozmadia* (?) sp., *Laxtorum* (?) sp., *Pachus* (?) sp., *Parentactinia pygnax* Dumitrica, *P.* sp. cf. *P. inerme* Dumitrica, *Praenanina* sp., *Poulpus* sp., *Silicarmiger costatus costatus* Dumitrica, Kozur et Mostler, *S.* sp. cf. *S. latus* Kozur et Mostler, *Spongodiscoidea* gen. indet., *Spongopallium* sp. aff. *S. koppi* (Lahm), *Stauracantium* (?) sp. В данной ассоциации не представлены характерные тропические таксоны: семейства Eptingiidae, Muelleritortiinae, Oertlispongidae, Pentactinocarpidae, роды *Triassocampe* и *Yeharaia* (таблица). Помимо таксономического обеднения, ладинская ассоциация Омолонского массива характеризуется количественной доминацией одного вида: *Glomeropyle boreale* Bragin. Этот вид представлен массовыми экземплярами, все остальные – редкими или даже единичными. Таким образом, в составе комплекса есть один вид-доминант и 17 видов-аксессуаров. Все виды-аксессуары известны в тепловодных разрезах, в то время как доминант *Glomeropyle boreale* там не обнаружен. Преобладают таксоны с относительно простой морфологией внешнего строения, что придает комплексу своеобразный архаический облик.

Единственная пока известная ассоциация радиолярий ладина, близкая по составу к омолонской, была обнаружена в разрезах Новой Зеландии [Aita, Bragin, 1999]. В ее составе резко доминируют представители рода *Glomeropyle* Aita et Bragin, в том числе и вид *Glomeropyle boreale* Bragin, известный на Омолонском массиве. В качестве аксессуаров присутствуют

Встречаемость важнейших таксонов радиолярий среднего триаса в Средиземноморье и на Омолонском массиве

Характерные таксоны ладинского яруса	Средиземноморский регион	Омолонский массив
Entactiniidae	Встречаются	Встречаются
Polyentactiniidae	"	Типичны
Pentactinocarpidae	Типичны	Неизвестны
Sepsagoninae	"	Встречаются
Muelleritortiinae	"	Неизвестны
Austrisaturnalidae	"	"
<i>Glomeropyle</i>	Неизвестны	Типичны
Actinommiidae	Типичны	Встречаются
Ferresiidae	Встречаются	Типичны
Stylosphaeridae	"	Встречаются
Oertlispongidae	Типичны	Неизвестны
Relindellidae	"	"
Eptingiidae	"	"
Sanfilippoellidae	"	"
Ultraporidae	"	Встречаются
Monicastericidae	Встречаются	Неизвестны
Tetraspinocyrtiidae	"	"
Triassocampidae	Типичны	"

*Parentactinia inerme* Dumitrica, *Silicarmiger costatus* Dumitrica, Kozur et Mostler. Как и на Омолонском массиве, ассоциация характеризуется бедным таксономическим составом, отсутствием ряда широко распространенных в Тетической области таксонов (семейство Oertlispongidae, подсемейство Muelleritortiinae и др.). Данный комплекс интерпретирован как нотальный и холодноводный [Aita, Bragin, 1999].

Проведенный анализ позволяет предположить, что холодноводные ассоциации радиолярий триаса отличаются от одновозрастных тепловодных обедненным таксономическим составом и резким количественным доминированием одного или нескольких видов. При этом доминантные таксоны характерны только для высоких широт и демонстрируют биполярное распространение.

Обратимся к анализу ассоциаций радиолярий других геологических эпох мезозоя и попробуем узнать, существуют ли общие закономерности. Типичный тепловодный комплекс радиолярий юры известен из келловей-оксфордских отложений Южной Греции [Baumgartner et al., 1995]. Он состоит из 97 видов, принадлежащих к 41 роду. Для сравнения, в комплексе нижне-го-среднего байоса Японии [Yao, 1997] описано 135 видов, принадлежащих 61 роду. Обе ассоциации характеризуются таксономическим разнообразием, присутствием всех морфотипов радиолярий этих эпох и отсутствием явной доминанции отдельных таксонов.

Проанализируем теперь ассоциацию радиолярий кимериджа центральной части Русской плиты [Bragin, 1997]. Данные отложения характеризуются смешанным составом комплексов моллюсков, среди которых встречаются и бореальные бухии, и виды аммоноидей, распространенные в Западной Европе. Комплекс радиолярий резко отличается от комплекса одновозрастных тетических и представлен 17 видами из состава 11 родов. Отсутствуют многие характерные таксоны тетической юры: семейство Williriedellidae, роды *Ristola*, *Parvivacca*, *Palinandromeda*, очень слабо представлены ставраконные спумеллярии. В составе ассоциации резко доминируют два вида: *Thecosphaera* (?) sp. A и *Praeparvicingula donnae* Bragin, остальные виды – акцессорные. Сходными чертами обладают кимериджские и волжские ассоциации радиолярий Печорской синеклизы [Козлова, 1994], единственным отличием является более бедный состав семейства Pantanelliidae в печорском кимеридже (представители этого семейства отражают тепловодное влияние, выраженное в центральных районах Русской плиты).

Таким образом, для верхней юры наблюдаются те же признаки тепловодных и холодноводных ассоциаций радиолярий, что и для среднего триаса, а именно – обедненный таксономический состав и количественная доминанция таксонов, характерных для холодноводных областей. Структура холодноводного комплекса этого времени следующая. 5–10% таксономического состава образуют эндемики холодноводной области (часто биполярного распространения), остальные 90–95% – виды-космополиты. При этом холодноводные эндемики могут составлять до 90% количественного состава ассоциации. Интересно, что для современных ассоциаций бореальных и нотальных бассейнов наблюдается весьма схожая картина таксономического состава

[Петрушевская, 1986]. Таким образом, сделанные ранее предположения о характерных чертах холодноводных ассоциаций триасовых радиолярий и их отличиях от тепловодных комплексов можно считать доказанными.

### ЗАВИСИМОСТЬ АССОЦИАЦИЙ РАДИОЛЯРИЙ ОТ ТИПА БАСЕЙНА ОБИТАНИЯ

При исследованиях современных радиолярий установлено, что при переходе от океана к краевому бассейну происходит количественное и качественное обеднение радиоляриевых ассоциаций [Кругликова, 1984]. При этом отмечена ярко выраженная количественная доминанция одного или нескольких видов, которые, как правило, относительно редки в составе типично океанической фауны. Это дает основание для анализа древних комплексов радиолярий с целью выявления их приуроченности к тем или иным типам бассейнов. В ходе исследований кайнозойских радиолярий Дальнего Востока России были выделены три экологических типа комплексов: неритический, переходный и близкий к океаническому [Витухин, 1993]. Неритический тип наиболее беден, как количественно, так и таксономически, и содержит до 12 видов. Переходный тип включает от 15 до 25 видов, причем в его составе наблюдаются мелкие циртоидные населлярии *Peripyramis*, *Artostrobos*, *Lithomitrella* и др., типичные для океанических ассоциаций. Тип, близкий к океаническому, включает более 30 видов, в числе которых мелкие населлярии становятся более обильными и разнообразными. Тем не менее, от типично океанической подобная ассоциация отличается повышенным количеством представителей семейства *Spongodiscidae* [Витухин, 1993]. Таким образом, кайнозойские океанические комплексы радиолярий отличаются максимальным таксономическим разнообразием, которое при переходе к мелководным областям существенно снижается при возрастающем количественном преобладании губчатых дискоидных форм семейства *Spongodiscidae*.

Нечто подобное можно наблюдать и при анализе меловых ассоциаций радиолярий. Виды с дискоидным губчатым скелетом обильно представлены в составе поздне меловых ассоциаций Западной Сибири [Козлова, Горбовец, 1966], Поволжья [Липман, 1952], Московской синеклизы [Брагина, 1994], где они составляют от 30% (Московская синеклиза) до 50% (Сибирь) от общего количества экземпляров комплекса. Все они существовали в мелководных эпиконтинентальных бассейнах. В составе одновозрастных океанических комплексов дискоидные губчатые морфотипы не столь многочисленны.

Эти бесспорные факты было бы соблазнительно использовать при интерпретации условий обитания триасовых ассоциаций радиолярий. Однако прямое применение критериев меловых или кайнозойских комплексов здесь затруднительно, поскольку необходимо учесть как существенно иной таксономический состав раннемезозойских комплексов по сравнению с кайнозойскими, так и данные по достоверно мелководным комплексам триаса и юры. Проанализированные в предыдущем разделе мелководные бореальные

комплексы юры Русской плиты и триаса Омолонского массива характеризуются малочисленностью дискоидных и губчатых морфотипов. В то же время им свойствен обедненный состав, а также количественная доминация некоторых видов. Именно эти черты отмечались для современных и третичных неритических комплексов северо-запада Тихоокеанской области [Кругликова, 1984; Витухин, 1993]. Но тогда можно высказать предположение о том, что такое строение кайнозойских ассоциаций вызвано в первую очередь температурным фактором, поскольку эти районы относятся к области бореального или умеренного климата.

Сходные результаты недавно получены и для современных радиолярий Южного полушария. Например, при исследованиях радиолярий Бенгельского апвеллинга [Матуль, 1998] было установлено, что в пробах, взятых на шельфе, большинство форм представлено единичными экземплярами на фоне явного доминанта *Lithomelissa setosa*. Это холодноводный вид, распространяющийся из циркумантарктической области в пределы апвеллинга. Следовательно, и здесь характерный состав сообществ можно объяснить с помощью температурного фактора, а именно: влияния холодного течения.

Поэтому представляется более корректным провести сравнение радиоляриевых ассоциаций, принадлежащих к единой тепловодной области, но встреченных в бассейнах с различными глубинами. Такое сравнение возможно для верхней юры южных и центральных областей Западной Европы. Ассоциации глубоководных отложений верхней юры Альп богаты и разнообразны, насчитывают в отдельно взятом образце до 100 и более видов. Тем не менее, среди комплексов верхнеюрских радиолярий мелководных отложений есть ассоциации, ничем не уступающие альпийским по таксономическому разнообразию. Например, в составе титонских радиолярий сланцев Золенгофена (Бавария) найдено почти 500 видов, в том числе все характерные таксоны альпийской юры [Zugel, 1997; Dumitrica, Zugel, 2003]. В этом комплексе не наблюдается доминация каких-либо видов и неизвестны типичные таксоны бореальной юры. Между тем, бассейн, где формировались золенгофенские сланцы, представлял собой мелководную лагуну, развитую среди обширной карбонатной платформы и окруженную рифами и островами [Keupp, 1977]. Донные воды лагуны были заражены сероводородом, причем такой режим был весьма стабилен из-за соленостной стратификации вод. Осадки этой лагуны представляют собой весьма чистые известняки, формировавшиеся преимущественно за счет кокколитов и отлагавшиеся в застойных условиях [Busson et al., 1992]. Проникновение радиолярий в лагуну Золенгофена не является ни единичным, ни случайным, поскольку они встречены на многочисленных уровнях разреза [Zugel, 1997]. Таким образом, в данном случае малая глубина и близость берега не привели к обеднению таксономического состава ассоциации радиолярий.

Если учитывать данные по экологии радиолярий-полицистин, то в приведенном выше примере нет ничего удивительного, так как они обитают в пределах фотической зоны (0–200 м) во всех бассейнах с нормальной соленостью (около 35‰). В составе фауны золенгофенских сланцев известны стеногалинные организмы, например, различные цефалоподы, таким обра-

зом, поверхностные воды лагуны имели нормальную соленость. Скорее всего, сообщество радиолярий прибрежного бассейна может быть обеднено в случае незначительного отклонения солености от нормальной за счет стока пресных вод с суши, что, по-видимому, не имело места в случае золенгофенской лагуны.

При детальном анализе ассоциации титонских радиолярий Золенгофена можно заметить качественное и количественное преобладание спумеллярий над населляриями [Dumitrica, Zugel, 2003]. Возможно, именно в этом сказывается влияние мелководных и гидродинамически спокойных условий, поскольку уже давно высказано предположение о том, что циртоидные морфотипы населлярий наиболее многочисленны и разнообразны в зонах с активным гидродинамическим режимом: с восходящими или иными токами вод [Жамойда, 1972]. Однако для исследования триасовых ассоциаций трудно использовать соотношение *Spumellaria/Nassellaria*, поскольку отряд *Nassellaria* появляется в это время и представлен относительно малым числом таксонов.

Имеющиеся в распоряжении данные пока не позволяют в пределах одной климатической области восстановить последовательную цепь триасовых комплексов радиолярий, начиная с океанического и кончая неритическим, подобно тому, как это было осуществлено для бореального кайнозоя Дальнего Востока [Витухин, 1993]. Тем не менее, некоторые закономерности могут быть выявлены уже сейчас. На юго-западе Кипра развита верхнетриасовая формация Вламбурос, представленная турбидитами, сформировавшимися за счет эрозии метаморфического комплекса и переотложения карбонатного материала шельфового происхождения, причем источники обломочного материала (суша и карбонатный шельф) располагались поблизости [Брагин, Крылов, 1996]. Радиоляриевый комплекс демонстрирует количественную доминацию представителей родов *Livarella* и *Praemesosaturnalis* при бедности таксономического состава. Здесь слабо представлены таксоны подсемейства *Pantanelliinae*, редки циртоидные населлярии, среди которых такой типичный для этого интервала род, как *Canoptum*, отсутствует [Брагин, Крылов, 1996]. Кроме того, здесь не встречены и характерные для океанического верхнего триаса *Risella*, *Ferresium*, *Praecitriduma*, *Laxtorum*. По-видимому, этот комплекс может считаться неритическим, или промежуточным между неритическим и океаническим. Обеднение ассоциации в этом случае можно объяснить отклонениями солености. Действительно, в разрезах формации Вламбурос наблюдается активное поступление обломочного материала с суши, обильный растительный детрит, отсутствуют находки аммоноидей и аптихов.

Чрезвычайно схожая ассоциация была обнаружена и в верхнем нории Южной Турции [Tekin, 1999]. Здесь повторяются типичные черты кипрского комплекса, что может быть связано с близостью указанных районов и с формированием отложений в сходных обстановках южной пассивной окраины Тетического бассейна. Комплексы радиолярий близки, несмотря на существенную разницу литологии разрезов Кипра и Турции. В отличие от преимущественно терригенных кипрских, верхненорийские отложения Южной

Турции представлены микритовыми известняками с незначительным участием аргиллитов и алевролитов с растительным детритом. Таким образом, состав ассоциаций радиолярий в данном случае зависит не от типа седиментации, а от близости к суше, где вследствие слабого опреснения морской воды многие виды исчезают.

В то же время далеко не всегда вблизи континента наблюдается обеднение комплексов радиолярий триаса. Например, верхненорийские и рэтские отложения островов Королевы Шарлотты (провинция Канады Британская Колумбия) [Carter, 1993] характеризуются широким развитием мощных турбидитов, что, свидетельствует об их накоплении на континентальном склоне или у его подножия. Между тем, именно здесь были обнаружены разнообразные ассоциации радиолярий, которые никак нельзя считать неритическими [Carter, 1993]. Подобные расхождения в характере ассоциаций, существовавших в областях, относительно близких к континенту, можно объяснить различиями в гидродинамике среды. Поздненорийско-рэтские комплексы радиолярий Британской Колумбии существовали в условиях крупного континентального склона с мощными вертикальными токами вод, при близости огромного бассейна Палеоопацифики, где опреснение за счет стока с суши могло не проявиться.

Таким образом, обеднение ассоциаций радиолярий не всегда связано с климатическим фактором и может вызываться отклонением солености вод. Для того чтобы разграничить эти факторы, необходим отдельный анализ. Поэтому вновь вернемся к современному материалу. Среди видов холодноводных районов различаются эндемики, биполярные виды и космополиты [Петрушевская, 1986], кроме того, разнообразие ассоциаций невелико, а доминирование отдельных видов хорошо выражено [Кругликова, 1984]. Эта доминация отдельных видов свойственна и неритическим сообществам, значит, различия между холодноводными и тепловодными неритическими комплексами будут проявляться на качественном уровне. В составе холодноводных ассоциаций присутствуют эндемики, выделяющиеся среди обедненного комплекса, остальная часть которого представлена космополитами. Именно такое строение присуще ассоциациям среднего триаса Омолонского массива, и это является доводом в пользу их холодноводности. В то же время неритические сообщества верхнего триаса Кипра и Южной Турции не содержат эндемичных видов, и это отличает их от типичных холодноводных.

## **ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ТРИАСОВЫХ БАССЕЙНОВ ПО РАДИОЛЯРИЯМ**

### **Ранний триас**

Радиолярии раннего триаса изучены пока из немногих местонахождений Японии, Сихотэ-Алиня, Таиланда, Китая, Румынии и Турции, и данные по ним недостаточны. Как известно, ранний триас является эпохой широкого распространения таксономически бедных, однообразных и почти не проявляющих биогеографическую дифференциацию ассоциаций организмов



[Дагис и др., 1979]. Раннетриасовые комплексы радиолярий [Брагин, 1991; Sugiyama, 1997; Sashida, Igo, 1992; Kozur, Kaya, Mostler, 1996] отличаются однообразием, таксономической бедностью и схожестью между собой. Не исключено, что, помимо прочих причин, это может быть обусловлено слабой биогеографической дифференциацией радиолярий в раннем триасе.

### Средний триас

Детальное рассмотрение палеобиогеографического районирования по радиоляриям триаса целесообразно начать с хорошо исследованных ладинских ассоциаций, известных в Тихоокеанском подвижном поясе (Корякское нагорье, Сахалин, Сихотэ-Алинь, Япония, Филиппины, Новая Зеландия, Орегон), в Омане, Средиземноморье (Италия, Венгрия, Румыния, Турция), на Северо-Востоке Сибири (Омолонский массив). Раннеладинские ассоциации почти всех местонахождений западной части Тихоокеанского подвижного пояса обнаруживают значительное сходство между собой [Yao, 1982; Cheng, 1989; Брагин, 1991; Sashida et al., 1999; Sugiyama, 1997; Брагин, 2000]. Типичные, наиболее распространенные виды этих ассоциаций встречаются в этом регионе почти повсеместно. К ним относятся: *Eptingium manfredi*, *Hindeosphaera spinulosa*, *Pentactinocarpus fusiformis*, *P. awaensis*, *Pseudostylosphaera japonica*, *P. coccostyla coccostyla*, *Silicarmiger costatus*, *Triassocampe scalaris*, *T. deweveri*, *Yeharaia elegans*, *Y. japonica*. При хорошей сохранности обнаруживаются Oertlispongidae: представители родов *Oertlispongius*, *Falcispongius* и *Baumgartneria*.

Исключением выглядит ладинская ассоциация радиолярий, недавно обнаруженная в терригенных фосфатосодержащих отложениях разрезов Манихепуа и Балл Крик Новой Зеландии [Aita, Braгин, 1999]. Она резко отличается от одновозрастных комплексов местонахождений Японии или Сихотэ-Алиня. Как было показано выше, данная ассоциация является холодноводной, и с этим связаны особенности ее состава. Если исключить этот комплекс, остальные сообщества будут рассматриваться как принадлежащие к единой фаунистической Западно-Тихоокеанской области [Брагин, 1994].

Раннеладинские комплексы Средиземноморья [Dumitrica et al., 1980; Kozur, Mostler, 1981; Gorican, Buser, 1990; Kozur, Mostler, 1994] при общем сходстве с западнотихоокеанскими обнаруживают некоторые отличия. Список типичных видов близок, но здесь пока не встречены такие виды, как *Yeharaia elegans* и *Y. japonica*. В то же время, здесь присутствует ряд неизвестных или сравнительно редких в Западно-Тихоокеанской области родов и видов: *Anisicyrtis recoarensis*, *Archaeospongoprimum bispinosum*, *Gomberellus hircicornus*, *Karnospongella transita*, *Livinallongella lahmi*, *Monicasterix gabiolaensis*, *Paurinella mesotriassica*, *Spongosilicarmiger italicus*, *Tandarnia recoarensis*. В целом отмечается большее разнообразие представителей семейств Oertlispongidae, Eptingiidae и Triassocampidae. При сравнении между собой комплексы радиолярий ладина различных районов Средиземноморского пояса обнаруживают значительное сходство. Этого достаточно, чтобы наметить вторую фаунистическую область – Средиземноморскую [Брагин, 1994].

Ассоциация ладинских радиолярий Орегона [Yeh, 1989] характеризуется некоторым сходством с комплексами Западно-Тихоокеанской области. Здесь присутствуют такие типичные виды, как *Parasepsagon variabilis*, *Pseudostylosphaera japonica*, *Yeharaia elegans*. Однако данный комплекс значительно беднее: отсутствуют комплексы семейств Eptingiidae и Oertlispongidae, слабо представлен род *Triassocampe*. Нельзя исключить, что обеднение этого сообщества связано с какими-либо особенностями условий формирования вмещающих отложений или просто является результатом неполной сохранности. Находки подобных комплексов в других районах Северной Америки подтверждают выделение в ладине самостоятельной Восточно-Тихоокеанской области. Ассоциации радиолярий трех данных областей сходны между собой, но резко отличаются от ассоциаций Бореальной и Нотальной надобластей. Это дает повод объединить три области: Средиземноморскую, Западно-Тихоокеанскую и Восточно-Тихоокеанскую в единую надобласть Тетис-Панталасса.

Ассоциации радиолярий позднего ладина Западно-Тихоокеанской области известны по всему Дальнему Востоку России [Брагин, 1991] и в ряде районов Японии [Nakaseko, Nishimura, 1979; Sugiyama, 1997]. В их составе доминируют *Muelleritortis cochleata*, *Pseudostylosphaera helicata*, *P. goestlingensis*, *P. nazarovi*, *Silicarmiger costatus*, *S. latus*, *Yeharaia elegans*, обычны также *Hungarosaturnalis piletus*, *Pylostephanidium clavator* и *Tritortis kretaensis dispiralis*. Позднеладинские комплексы Средиземноморской области известны в Венгрии [Kozur, Mostler, 1994], Омане [Otsuka et al., 1992], Турции [Tekin, 1999]. Здесь, при доминации тех же видов, что и в Западно-Тихоокеанской области (кроме *Yeharaia elegans*, отсутствующего в Средиземноморье) наблюдаются значительно более многочисленные и разнообразные Oertlispongidae – *Baumgartneria*, *Spongoserrula*, *Scutispongus*, *Steigerispongus*, *Pterospongus*. Следовательно, Средиземноморская область сохраняет своеобразие и в позднем ладине.

От всех комплексов перечисленных районов значительно отличаются ладинские ассоциации Северо-Востока Сибири (Омолонский массив) [Брагин, Егоров, 2000]. Наблюдается большое сходство этой ассоциации с ладинским комплексом Новой Зеландии [Aita, Bragin, 1999], в то время как от сравнительно близких географически одновозрастных комплексов Корякского нагорья она резко отличается. Эти отличия настолько велики, что позволяют наметить особую, Бореальную, надобласть в пределах Северо-Востока Сибири и сопоставлять ее с Нотальной надобластью в пределах Новой Зеландии [Брагин, 1994].

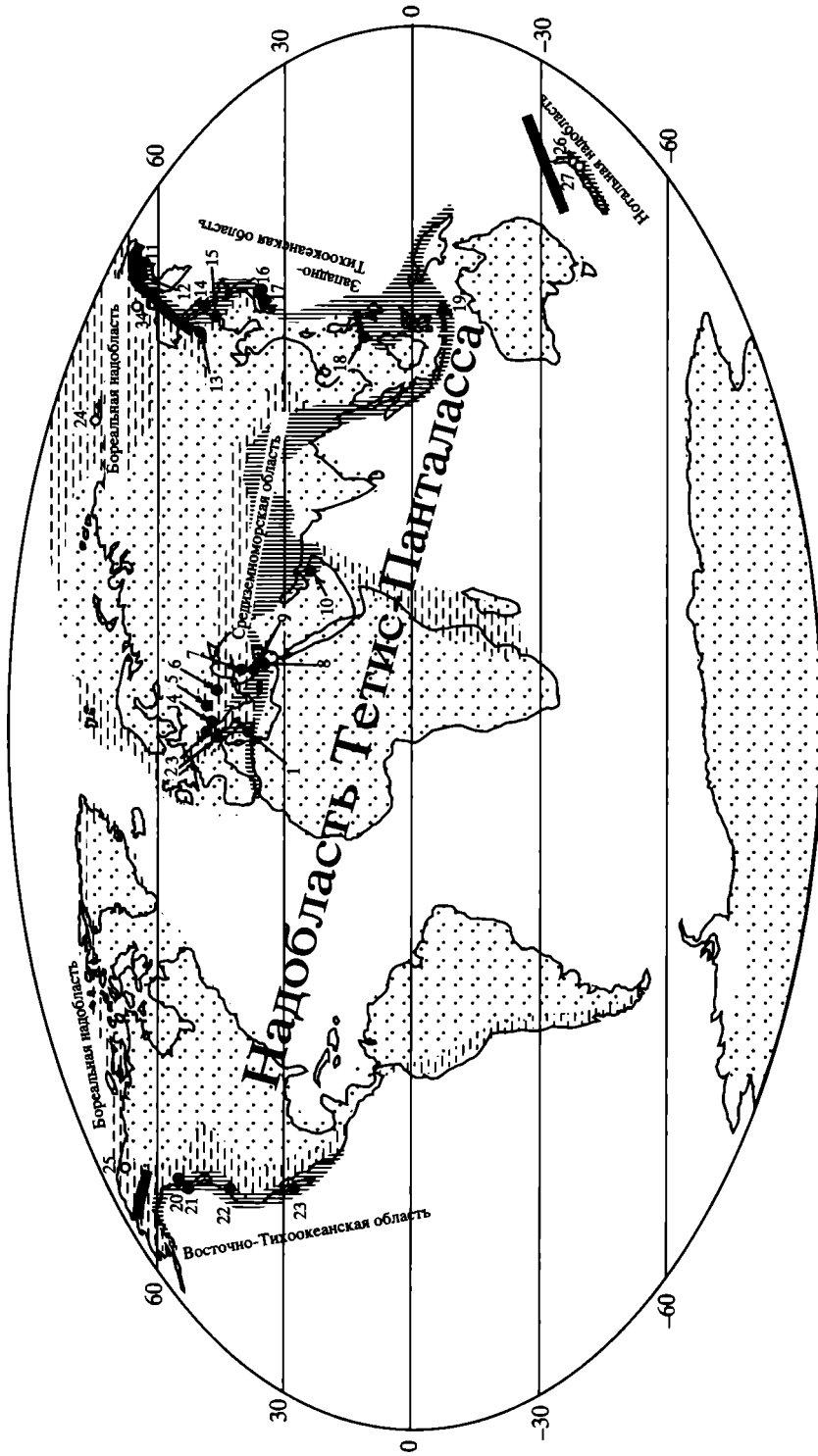
### Верхний триас

Раннекарнийские ассоциации известны в Средиземноморской [Kozur, Mostler, 1994; Tekin, 1999], Западно-Тихоокеанской [Брагин, 1991; Sugiyama, 1997], Восточно-Тихоокеанской [Cordey et al., 1988] областях и в Бореальной надобласти [Брагин, Егоров, 2000]. В Средиземноморье и на Дальнем Востоке России встречаются *Muelleritortiinae* (род *Tritortis*) и виды рода

*Pseudostylosphaera* со спиральными иглами (мало известные на западе Северной Америки). Восточно-Тихоокеанская и Средиземноморская области характеризуются обилием поздних Oertlispongidae (род *Spongoserrula*), редко встречающихся на Дальнем Востоке России. В разрезе Омолонского массива (Бореальная надобласть) встречен таксономически бедный комплекс, в котором присутствуют *Pseudostylosphaera* с прямыми иглами и ранние *Ferresium*. По-видимому, и в раннем карнии сохраняется резкая обособленность Бореальной надобласти.

Позднекарнийские и ранненорийские радиолярии известны из большого числа местонахождений Средиземноморской [Kozur, Mostler, 1981, 1994; De Wever, 1982; Bragin, Krylov, 1999; Tekin, 1999], Западно-Тихоокеанской [Nakaseko, Nishimura, 1979; Yao, 1982; Брагин, 1991; Sugiyama, 1997] и Восточно-Тихоокеанской [Pessagno et al., 1979; Blome, 1984; Yeh, 1989] областей. Повсеместно наблюдается изобилие представителей семейства Carnuchosphaeridae и подсемейства Carnodocinae, однако видовой состав этих таксонов различается по областям. Наиболее обильны и разнообразны они в Восточно-Тихоокеанской области [Blome, 1984]. Ассоциации Западно-Тихоокеанской области в целом несколько беднее средиземноморских и североамериканских, однако на востоке Корякского нагорья обнаружены роды *Pentaspongodiscus*, *Orbiculiforma*, *Veghicyclia*, *Karnospongella*, типичные для Средиземноморской области [Брагин, 1994].

Ассоциации верхнего нория и рэта известны в целом ряде районов Западно-Тихоокеанской области [Yao, 1982; Брагин, 1991; Yeh, Cheng, 1996; Sugiyama, 1997]. Для них типично обилие представителей семейства Saturnalidae (*Praemesosaturnalis*, *Pseudoheliodiscus* и др.), семейства Pantanelliidae (*Betraccium*, *Pantanellium*), родов *Canoptum* и *Livarella*. Состав ассоциаций почти неизменен от Корякского нагорья до Японии и Филиппин. В Средиземноморской области разновозрастные комплексы известны во многих районах [Kozur, Mostler, 1981; Брагин, Крылов, 1996; Bragin, Tekin, 1996; Tekin, 1999] и имеют довольно близкий состав на уровне родов, несколько отличаюсь на видовом уровне (это особенно касается видовой состава представителей семейства Saturnalidae). Напротив, большинство ассоциаций Восточно-Тихоокеанской области заметно отличаются большим разнообразием семейства Pantanelliidae (*Betraccium*, *Cantalum*, *Pantanellium*), а также мультициртоидных населлярий (*Laxtorum*, *Globolaxtorum*, *Squinabolella*). Такие комплексы известны в Мексике, Британской Колумбии и на юге Аляски [Pessagno et al., 1979; Blome, 1984; Carter, 1993]. В то же время на севере Аляски (хребет Брукса) наблюдаются существенно обедненные ассоциации, отличающиеся низким таксономическим разнообразием родов *Pantanellium* и *Ferresium* [Blome, 1987]. Схожая ассоциация была обнаружена в верхнем нории Новой Зеландии [Blome et al., 1987]. Это напоминает ситуацию, сложившуюся для ладинского яруса, когда радиоляриевые ассоциации Бореальной надобласти демонстрируют значительное сходство с новозеландскими. По-видимому, хребет Брукса и Омолонский массив принадлежат к единой Бореальной надобласти.

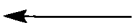


0 30 60

## ВЫВОДЫ

Анализ распространения комплексов радиолярий позволяет наметить для среднего и верхнего триаса три палеобиогеографические надобласти: Тетис-Панталасса, Бореальная и Нотальная, для каждой из которых характерны особые ассоциации. Надобласть Тетис-Панталасса охарактеризована наиболее богатыми и разнообразными комплексами радиолярий, ассоциирующих с тепловодными сообществами других организмов. Данная надобласть подразделяется на три области: Средиземноморскую, Западно-Тихоокеанскую и Восточно-Тихоокеанскую, которые характеризуются заметными отличиями в составе комплексов радиолярий, возможно, определявшимися особенностями бассейнов, развитием физических барьеров и другими факторами. Более детальное подразделение на провинции будет возможно лишь после более полного изучения радиолярий. Бореальная и Нотальная надобласти характеризуются совершенно иными сообществами радиолярий среднего и верхнего триаса, сходными между собой, но существенно отличающимися от комплексов Средиземноморья, Японии и других тепловодных регионов. Сопутствующие группы фауны этих провинций (аммоноидеи, двустворчатые) считаются холодноводными [Дагис и др., 1979]. Характерные черты радиоляриевых ассоциаций этих районов обусловлены именно температурным фактором.

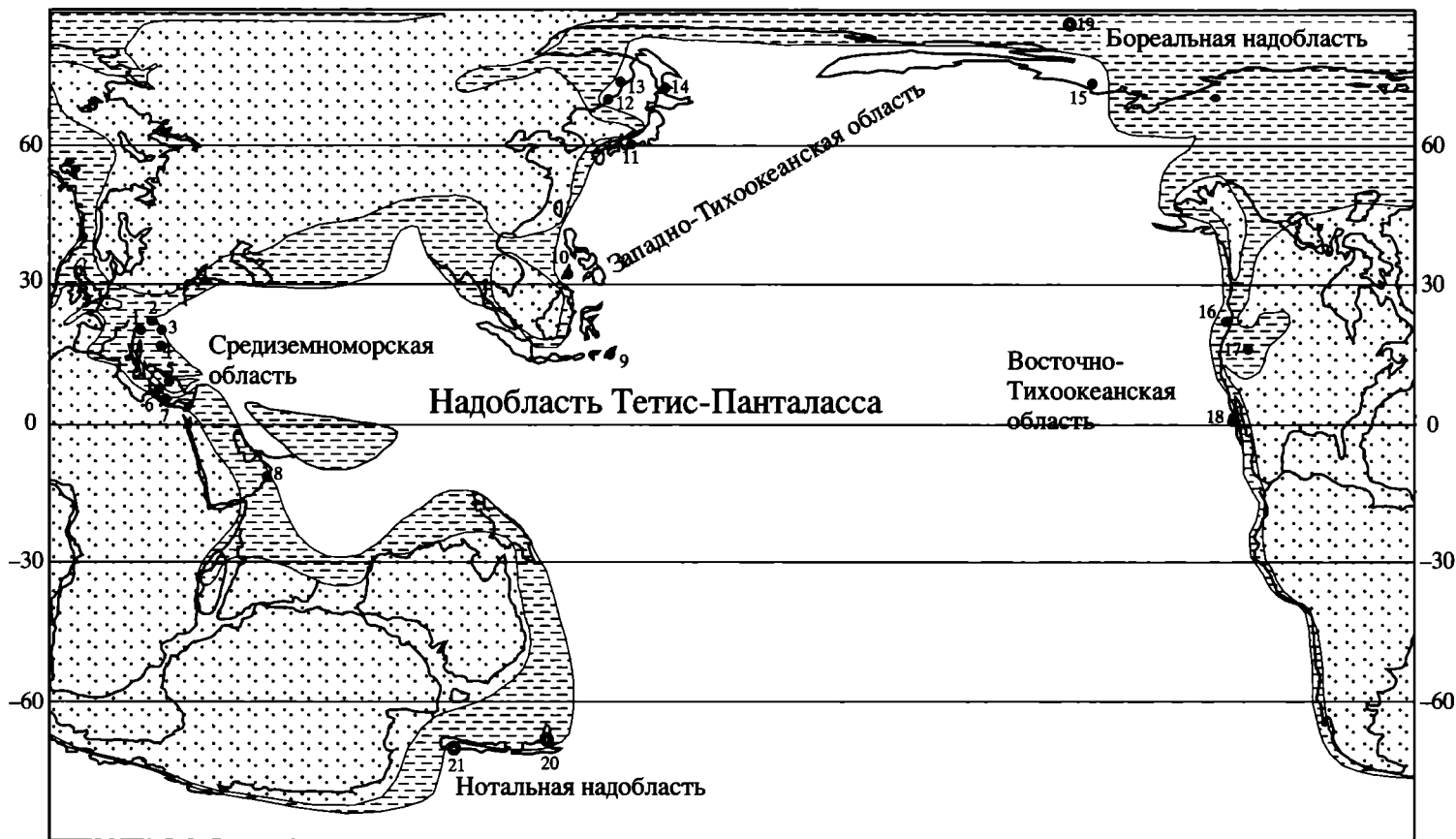
При рассмотрении взаимного положения выделенных палеобиогеографических областей для среднего и верхнего триаса на карте с современным положением материков (рис. 1) наблюдаются чрезвычайно широкое площадное распространение тепловодных комплексов радиолярий и соответственно очень большие размеры надобласти Тетис-Панталасса. Основная часть этой надобласти принадлежит к территориям, занимающим и ныне низкоширотное положение; единственным исключением является Коряжское нагорье, где местонахождения тепловодных комплексов радиолярий известны



**Рис. 1.** Палеобиогеографическая схема для среднего и верхнего триаса по радиоляриям (при современном положении материков)

1 – глубоководные бассейны; 2 – окраинные и шельфовые моря; 3 – суша; 4 – границы надобластей; 5,6 – местонахождения комплексов радиолярий: 5 – тепловодных, 6 – холодноводных

Цифрами обозначены местонахождения: 1–10 – Средиземноморская область: 1 – Сицилия [De Wever, 1982], 2 – Северная Италия [Dumitrica et al., 1980; Kozur, Mostler, 1994], 3 – Австрия [Kozur, Mostler, 1981], 4 – Словения [Gorican, Buser, 1990], 5 – Венгрия [Kozur, Mostler, 1994], 6 – Румыния [Dumitrica, 1978a, b], 7 – Центральная Турция [Bragin, Tekin, 1996], 8 – Кипр [Bragin, Krylov, 1999], 9 – Южная Турция [Tekin, 1999], 10 – Оман [Dumitrica et al., 1997]; 11–19 – Западно-Тихоокеанская область: 11 – восток Коряжского нагорья [Брагин, 1991], 12 – центр Коряжского нагорья [Брагин, 1991], 13 – окрестности Жабаровска [Брагин, 1991], 14 – Южный Сахалин [Брагин, 1991], 15 – Дальнегорский район [Брагин, 1991, 2000], 16 – Инуяма [Yao, 1982; Sugiyama, 1997], 17 – Юго-Западная Япония [Nakaseko, Nishimura, 1979], 18 – Филиппины [Cheng, 1989], 19 – Тимор [Sashida et al., 1999]; 20–23 – Восточно-Тихоокеанская область: 20 – Канадские Кордильеры [Cordey et al., 1988], 21 – о-ва Королевы Шарлотты [Carter, 1993], 22 – Орегон [Blome, 1984; Yeh, 1989], 23 – п-ов Калифорния [Pessagno et al., 1979]; 24, 25 – Бореальная надобласть: 24 – Омолонский массив [Брагин, Егоров, 2000], 25 – хребет Брукса [Blome, 1987]; 26, 27 – Нотальная надобласть – Новая Зеландия [Blome et al., 1987; Aita, Bragin, 1999]



севернее 60° с.ш. В некоторых комплексах Корякского нагорья (хребет Кэн-кэрэн) тепловодные радиолярии встречены совместно с сообществами тропических моллюсков [Бычков, Дагис, 1984]. Местонахождения холодноводных радиолярий Бореальной и Нотальной надобластей занимают высокоширотное, северное или южное положения, причем их предполагаемая площадь относительно невелика. Эти результаты хорошо согласуются с представлениями о теплом климате триасового периода [Жарков, Чумаков, 2001]. Таким образом, полученная картина вполне логична, за исключением аномально северного положения комплексов Корякского нагорья.

Отдельный интерес представляет положение триасовых палеобиогеографических поясов и областей с учетом мобилистских реконструкций для материков. Здесь целесообразно использовать две проекции: цилиндрическую для всего мира и проекцию Ламберта отдельно для Северного и Южного полушарий [Smith et al., 1981]. Цилиндрическая проекция удобна для показа низкоширотных областей (рис. 2), напротив, проекция Ламберта предоставляет возможность отобразить районы высоких широт практически без искажений (рис. 3).

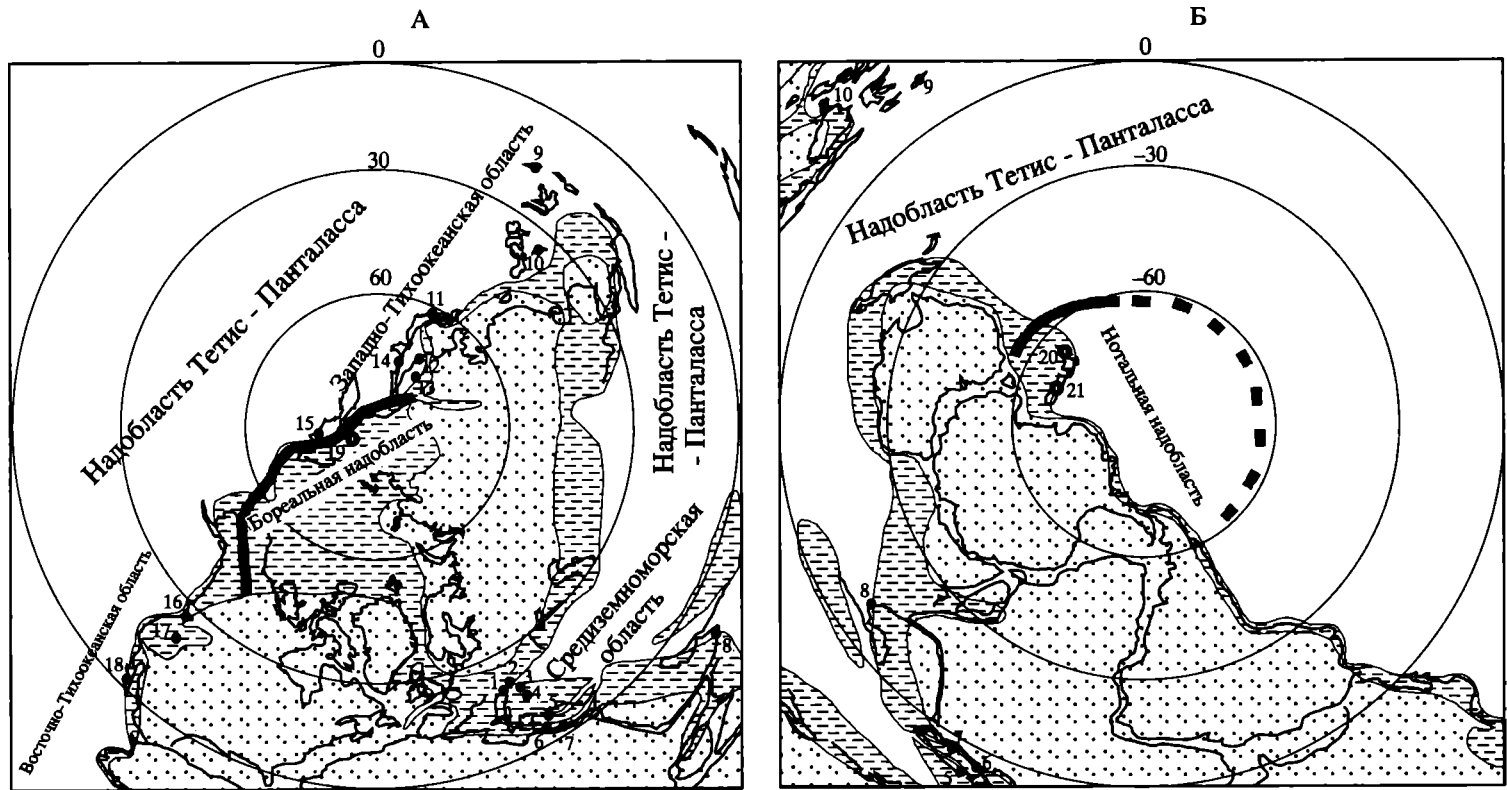
При анализе полученных карт можно отметить следующее. Во-первых, все местонахождения Средиземноморской области, а также часть тепловодных местонахождений Тихоокеанских районов оказываются в экваториальных или тропических широтах. Такие районы, как Альпы, Турция, Оман, оказываются даже южнее своего нынешнего положения (см. рис. 2). Во-вторых, Бореальная и Нотальная надобласти занимают еще более высокоширотное, практически полярное положение (см. рис. 2). Эти данные очень хорошо согласуются со сделанными ранее выводами, таким образом, применение мобилистской реконструкции для этих регионов оказалось удачным. Иначе обстоит дело с наиболее проблемным районом – Корякским нагорьем. На данных реконструкциях Корякское нагорье оказывается в приполярной области. Более того, множество местонахождений тепловодных радиолярий триаса Сихотэ-Алиня, Сахалина и большей части Японии тоже

←  
**Рис. 2.** Палеобиогеографическая схема для среднего триаса на мобилистской основе [Smith et al., 1981]. Цилиндрическая проекция

Условные обозначения к рис. 2 и 3

1 – глубоководные бассейны; 2 – окраинные и шельфовые моря; 3 – суша; 4,5 – местонахождения комплексов радиолярий: 4 – тепловодных, 5 – холодноводных

Цифрами обозначены местонахождения: 1 – Северная Италия [Dumitrica et al., 1980; Kozur, Mostler, 1994]; 2 – Австрия [Kozur, Mostler, 1981]; 3 – Венгрия [Kozur, Mostler, 1994]; 4 – Румыния [Dumitrica, 1978a, b]; 5 – Центральная Турция [Bragin, Tekin, 1996]; 6 – Южная Турция [Tekin, 1999]; 7 – Кипр [Bragin, Krylov, 1999]; 8 – Оман [Dumitrica et al., 1997]; 9 – Тимор [Sashida et al., 1999]; 10 – Филиппины [Cheng, 1989]; 11 – Япония [Yao, 1982; Sugiyama, 1997]; 12 – Южное Приморье, Дальнегорский район [Брагин, 1991]; 13 – окраины Хабаровска [Брагин, 1991]; 14 – Южный Сахалин [Брагин, 1991]; 15 – восток Корякского нагорья [Брагин, 1991]; 16 – о-ва Королевы Шарлотты [Carter, 1993]; 17 – Орегон [Blome, 1984; Yeh, 1989]; 18 – п-ов Калифорния [Pessagno et al., 1979]; 19 – Омолонский массив [Брагин, Егоров, 2000]; 20, 21 – Новая Зеландия [20 – Aita, Bragin, 1999, 21 – Blome et al., 1987]



**Рис. 3.** Палеобиогеографическая схема для среднего триаса на мобилистской основе [Smith et al., 1981]. Проекция Ламберта  
 А – Северное полушарие, Б – Южное полушарие  
 Условные обозначения см. на рис. 2



попадают в приполярную область – севернее 60° с.ш. (см. рис. 2 и 3). Для решения возникшей проблемы необходимы дополнительные исследования по палеогеографии и тектонике исследуемых регионов.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты №№ 00-05-64618, 03-05-64964 и 03-05-64303).

#### ЛИТЕРАТУРА

- Афанасьева М.С.* Атлас радиолярий палеозоя Русской платформы. М.: Научный мир, 2000. 480 с.
- Афанасьева М.С., Вишневская В.С.* Радиолярии: бентос и планктон // Палеонтол. журн. 1993а. № 3. С. 3–13.
- Афанасьева М.С., Вишневская В.С.* Радиолярии прошлого как индикаторы эволюции кремнисто-карбонатного осадконакопления // Литология и полез. ископаемые. 1993б. № 5. С. 52–68.
- Брагин Н.Ю.* Радиолярии и нижнемезозойские толщи Востока СССР. М.: Наука, 1991. 125 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 469).
- Брагин Н.Ю.* Радиолярии как индикаторы климата Северо-Востока Азии в триасовом периоде // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2, № 1. С. 81–85.
- Брагин Н.Ю.* Радиоляриевые зоны триаса Дальнего Востока России // Там же. 2000. Т. 8, № 6. С. 59–73.
- Брагин Н.Ю., Егоров А.Ю.* Средне- и поздне триасовые радиолярии из разреза Джугаджак (Омолонский массив) // Там же. 2000. Т. 8, № 4. С. 49–58.
- Брагин Н.Ю., Крылов К.А.* Стратиграфия и литология верхнетриасовых отложений юго-западного Кипра (формация Вламбурос) // Там же. 1996. Т. 4, № 2. С. 28–37.
- Брагина Л.Г.* Радиолярии и стратиграфия верхнемеловых отложений хотьковской серии Подмосковья // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1994. Т. 69, вып. 2. С. 91–100.
- Бычков Ю.М., Дагис А.С.* Поздне триасовая фауна Корякского нагорья и ее значение для палеогеографических и палеотектонических построений // Стратиграфия, фауна и флора триаса Сибири. М.: Наука, 1984. С. 8–18.
- Витухин Д.И.* Расчленение кайнозоя Дальнего Востока России по радиоляриям. М.: Наука, 1993. 105 с.
- Дагис А.С., Архипов Ю.В., Бычков Ю.М.* Стратиграфия триасовой системы Северо-Востока Азии. М.: Наука, 1979. 240 с.
- Жамойда А.И.* Биостратиграфия мезозойских кремнистых толщ Востока СССР. Л.: Недра, 1972. 242 с. (Тр. ВСЕГЕИ. Н.С.; Т. 183).
- Жамойда А.И.* О «бентосных» радиоляриях и не только // Палеонтол. журнал. 1995. № 3. С. 3–10.
- Жарков М.А., Чумаков Н.М.* Палеогеография и обстановки седиментации во время пермо-триасовых биосферных перестроек // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9, № 4. С. 29–54.
- Козлова Г.Э.* Комплексы мезозойских радиолярий Тимано-Печорского нефтегазоносного региона // Поиски, разведка и добыча нефти и газа в Тимано-Печорском бассейне и Баренцевом море: Сб. докл. междунар. конф. СПб., 1994. С. 60–74.
- Козлова Г.Э., Горбовец А.Н.* Радиолярии верхнемеловых и верхнеэоценовых отложений Западно-Сибирской низменности. Л., 1966. 159 с. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 248).
- Кругликова С.Б.* Палеоэкологические реконструкции на основании изучения радиолярий // Морфология, экология и эволюция радиолярий: Материалы IV Симпоз. европ. радиоляристов «Eurogad IV». Л.: Наука, 1984. С. 41–53.
- Липман Р.Х.* Материалы к монографическому изучению радиолярий верхнемеловых отложений Русской платформы // Палеонтология и стратиграфия. Л.: Наука, 1952. С. 24–51.
- Матуль А.Г.* О радиоляриях из поверхностного слоя донных осадков северного сектора Бенгальского апвеллинга // Океанология. 1998. Т. 38, № 5. С. 759–765.

- Назаров Б.Б.* Радиоларии из нижних горизонтов Батеневского кряжа // Проблемы палеонтологии и биостратиграфии нижнего кембрия Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1973. С. 5–13. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 49).
- Назаров Б.Б.* Практическое руководство по микрофауне СССР. Л.: Недра, 1988. Т. 2: Радиоларии палеозоя. 231 с.
- Петрушевская М.Г.* Радиолариевый анализ. Л.: Наука, 1986. 199 с.
- Aita Y., Bragin N.Yu.* Non-Tethyan Triassic Radiolaria from New Zealand and Northeastern Siberia // *Geodiversitas*. 1999. Vol. 21, N 4. P. 503–526.
- Aitchison J.C.* A Lower Ordovician (Arenig) radiolarian fauna from the Ballantrae Complex, Scotland // *Scott. J. Geol.* 1998. Vol. 34. P. 73–81.
- Baumgartner P.O., O'Dogherty L., Gorican S.* et al. Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolaria of Tethys: Occurrences, systematics, biochronology. Lausanne, 1995. 1172 p. (Mem. Geol.; N 23).
- Blome Ch.D.* Upper Triassic Radiolaria and radiolarian zonation from Western North America // *Bull. Amer. Paleontol.* 1984. Vol. 85, N 1. P. 1–88.
- Blome Ch.D.* Paleogeographic significance of Lower Mesozoic radiolarians from the Brooks Range, Alaska // *Alaskan North Slope geology*. Bakersfield: Calif. Soc. Econ. Paleontol. and Miner. Pacif. Sect., 1987. Vol. 1. P. 371–380.
- Blome Ch.D., Moore P.R., Simes J.E., Watters W.A.* Late Triassic Radiolaria from phosphatic concretions in the Torlesse Terrane, Kapiti Island, Wellington // *N. Z. Geol. Surv.* 1987. Rec. 18. P. 103–109.
- Bragin N.Yu.* Radiolaria from the phosphorite basal horizons of the Volgian stage in the Moscow Region (Russia) // *Rev. Micropaleontol.*, 1997. Vol. 40, N 4. P. 283–296.
- Bragin N.Yu., Krylov K.A.* Early Norian Radiolaria from Cyprus // *Geodiversitas*. 1999. Vol. 21, N 4. P. 539–569.
- Bragin N.Yu., Tekin U.K.* Age of radiolarian-chert blocks from the Senonian Ophiolitic Melange (Ankara, Turkey) // *Island Arc*. 1996. N 5. P. 114–122.
- Busson G., Noel D., Cornee A.* Les coccolithes en «boutons de manchette» et la genese des calcaires lithographiques du Jurassique Superieur // *Rev. Paleobiol.* 1992. Vol. 11, N 1. P. 255–271.
- Carter E.S.* Biochronology and paleontology of uppermost Triassic (Rhaetian) radiolarians, Queen Charlotte Islands, British Columbia, Canada. Lausanne, 1993. 175 p. (Mem. Geol.; N 11).
- Cheng Y.-H.* Upper Paleozoic and Lower Mesozoic radiolarian assemblages from the Busuanga Island, North Palawan Block, Philippines // *Bull. Nat. Mus. Natur. Sci.* 1989. N 1. P. 129–175.
- Cordey F., De Wever P., Dumitrica P.* et al. Description of some new Middle Triassic radiolarians from the Camp Cove Formation, Southern British Columbia, Canada // *Rev. Micropaleontol.* 1988. Vol. 31, N 1. P. 30–37.
- De Wever P.* Radiolaries polycystines du Trias et du Lias de Tethys. Paris: Soc. Geol. du Nord, 1982. 303 p.
- Dong X.P., Knoll A.H., Lipps J.H.* Late Cambrian Radiolaria from Hunan, China // *J. Paleontol.* 1997. Vol. 71, N 5. P. 753–758.
- Dumitrica P.* Family Eptingiidae, n. fam., extinct Nassellaria (Radiolaria) with sagittal ring // *Dari seama. Inst. geol. geofiz. Bucharest*. 1978a. Vol. 64. P. 27–38.
- Dumitrica P.* Triassic Palaeosceniidae and Entactiniidae from the Vicentinian Alps (Italy) and Eastern Carpathians (Romania) // *Ibid.* 1978b. Vol. 64. P. 27–38.
- Dumitrica P., Immenhauser A., Dumitrica-Jud R.* Mesozoic radiolarian biostratigraphy from Masirah Ophiolite, Sultanate of Oman. Pt 1. Middle Triassic, Uppermost Jurassic and Lower Cretaceous spumellarians and multisegmented nassellarians // *Bull. Nat. Mus. Natur. Sci.* 1997. N 9. P. 1–106.
- Dumitrica P., Kozur H., Mostler H.* Contribution to the radiolarian fauna of the Middle Triassic of the Southern Alps // *Geol. Paläontol. of Mitt. Innsbruck*. 1980. Bd. 10, N 1. S. 1–46.
- Dumitrica P., Zugel P.* Lower Tithonian mono- and dicyrtid Nassellaria (Radiolaria) from the Solnhofen area (Southern Germany) // *Geodiversitas*. 2003. Vol. 25, N 1. P. 5–72.
- Gorican S., Buser S.* Middle Triassic radiolarians from Slovenia (Yugoslavia) // *Geologija*. 1990. Vol. 31/32. P. 133–197.
- Keupp H.* Ultrafazies und Genese der Solnhofener Plattenkalke (Oberer Malm, Sudliche Frankenalb // *Abh. Naturhist. Ges.* 1977. Bd. 37. S. 5–128.

- Kozur H., Kaya O., Mostler H.* First evidence of lower to middle Scythian (Dienerian – lower Olenekian) radiolarians from the Karakaya Zone of northwestern Turkey // *Geol. Paläont. of Mitt. Innsbruck*. 1996. Sonderbd. 4. S. 271–285.
- Kozur H., Mostler H.* Beiträge zur Erforschung der mesozoischen Radiolarien. T. IV // *Ibid.* 1981. Sonderbd. 1. S. 1–208.
- Kozur H., Mostler H.* Anisian to middle Carnian radiolarian zonation and description of some stratigraphically important radiolarians // *Ibid.* 1994. Sonderbd. 3. S. 39–255.
- Kozur H., Mostler H., Repetski J.E.* Well-preserved tremadocian primitive Radiolaria from the Windfall Formation of the Antelope Range, Eureka County, Nevada, U.S.A. // *Ibid.* 1996. Bd. 21. S. 245–271.
- Lahm B.* Spumellarienfaunen (Radiolaria) aus den mitteltriassischen Buchensteiner Schichten von Recoaro (Norditalien) und den obertriassischen Reiflinger Kalken von Grossreifling (Österreich): Systematik. Stratigraphie // *München. Geowiss. Abh. R. A., Geol. und Paläontol.* 1984. Bd. 1. S. 1–161.
- Lipps J.H.* Proterozoic and Cambrian skeletonised protists // *The Proterozoic biosphere: A multidisciplinary study*. Cambridge: Cambridge Univ. press., 1992. P. 237–240.
- Nakaseko K., Nishimura A.* Upper Triassic Radiolaria from Southwest Japan // *Sci. Rep. Coll. Gen. Educat. Osaka Univ.* 1979. Vol. 28, N 2. P. 61–109.
- Otsuka T., Kajima M., Hori R.* The Batinah olistostrome of the Oman Mountains and Mesozoic radiolarians // *Proc. of the Third Radiolarian symp. Osaka, 1992.* P. 21–34. (News of Osaka Micropaleontologists; Spec. vol. 8).
- Pessagno E.A., Jr., Finch W., Abbott P.L.* Upper Triassic Radiolaria from the San Hipolito Formation, Baja California // *Micropaleontology*. 1979. Vol. 25, N 1. P. 160–197.
- Sashida K., Igo H.* Triassic radiolarians from a limestone exposed at Khao Chiak near Phatthalung, Southern Thailand // *Trans. and Proc. Palaeontol. Soc. Jap. N. S.* 1992. N 168. P. 1296–1310.
- Sashida K., Kamata Y., Adachi S., Munasri O.* Middle Triassic radiolarians from West Timor, Indonesia // *J. Palaeontol.* 1999. Vol. 73, N 5. P. 765–786.
- Smith A.G., Hurley A.M., Briden J.C.* Phanerozoic paleocontinental world maps. Cambridge: Cambridge Univ. press., 1981. 102 p.
- Sugiyama K.* Triassic and Lower Jurassic radiolarian biostratigraphy in the siliceous claystone and bedded chert units of the southeastern Mino Terrane, Central Japan // *Bull. Mizunami Fossil Mus.* 1997. N 24. P. 79–153.
- Tekin U.K.* Biostratigraphy and systematics of Late Middle to Late Triassic radiolarians from the Taurus Mountains and Ankara Region, Turkey // *Geol. Paläontol. Mitt. Innsbruck*. 1999. Sonderbd. 5. S. 1–296.
- Won M.Z., Below R.* Cambrian radiolaria from the Georgina Basin, Queensland, Australia // *Micropaleontology*. 1999. Vol. 45, N 4. P. 325–363.
- Yao A.* Middle Triassic to Early Jurassic radiolarians from the Inuyama Area, Central Japan // *J. Geosci. Osaka City Univ.* 1982. Vol. 25. P. 53–70.
- Yao A.* Faunal change of Early – Middle Jurassic radiolarians // *News Osaka Micropaleontol.*, 1997. Spec. Vol. 10. P. 155–182.
- Yeh K.-Y.* Studies of Radiolaria from Fields Creek Formation, east-central Oregon, U.S.A. // *Bull. Nat. Mus. Natur. Sci.* 1989. N 1. P. 43–109.
- Yeh K.-Y., Cheng Y.-N.* An Upper Triassic (Rhaetian) radiolarian assemblage from Busuanga Island, Philippines // *Ibid.* 1996. N 7. P. 1–43.
- Zugel P.* Discovery of a radiolarian fauna from the Tithonian of the Solnhofen area (Southern Franconian Alb, Southern Germany) // *Paläontol. Ztschr.* 1997. Bd. 71, N 3/4. S. 197–209.

## АССОЦИАЦИИ МОЛЛЮСКОВ ПОЗДНЕЮРСКОГО МОРЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Изучены изменения в ассоциациях моллюсков (главным образом, аммонитов) в интервале от верхней части верхнего кимериджа до кровли средневожского подъяруса Центральной России. Смена доминирующих групп аммонитов описана с использованием относительного палеотемпературного коэффициента. При этом рост доли тетических аммонитов, как правило, совпадает с общим увеличением разнообразия моллюсков и, скорее всего, отвечает моментам повышения уровня моря. Показаны особенности применения экостратиграфических методов для эпиконтинентальных бассейнов, удаленных от океана. В ассоциациях макрофауны отсутствуют океанические аммоноидеи (филло- и литоцератид) и резко преобладают бентосные группы организмов.

На таксономический состав ассоциаций влияли не столько эвстатические флуктуации, сколько наличие/отсутствие географических барьеров, контролировавших региональную тектонику. Важное значение в формировании ассоциаций аммоноидей Северной Евразии имело глобальное повышение уровня моря в среднем титоне (конец ранневожского времени, гемера *neoburgense* и ? фаза *Pectinatus*). В это время многочисленные субсредиземноморские аммониты (преимущественно *Anaspidoceras* и *Sutneria*) проникли в Среднерусское море (событие *neoburgense*). К очень близкому моменту относится трансгрессивное событие, с которым было связано массовое распространение бореальных *Pectinatites* в Арктике.

М.А. Rogov

## MOLLUSCAN ASSOCIATIONS OF THE LATE JURASSIC SEAS OF THE EAST-EUROPEAN PLATFORM

Changes in the molluscan (chiefly ammonoid) associations from the uppermost Kimmeridgian till the end of Middle Volgian of the Central Russia are investigated. Alteration of dominating ammonite groups is described with using of Relatively Palaeotemperature Coefficient. Increase of the amount of Tethyan ammonoids in the faunal associations, as a rule, coincides with the common increase in a variety of molluscs and, most likely, corresponds to the moments of the sea level rising. Features of application of the ecostatigraphic methods for the epicontinental basins situated far from ocean are shown. In the macrofaunistic associations oceanic ammonoids (such as Phylloceratida and Lytoceratida) are absence and benthonic organisms are sharply prevalence. Taxonomic structure of the fossil assemblages depends mostly from the presence / absence of the geographical barriers supervised by regional tectonics than from the eustatic events. On structure of the described assemblages influence rendered first of all not in themselves eustatic events, but Significant influence on the ammonite associations of the Northern Eurasia had global sea level rising during the Middle Tithonian (latest Early Volgian *neoburgense* hemera and ? *Pectinatus* Chron). At this time numerous submediterranean ammonoids (mainly *Anaspidoceras* and *Sutneria*) have penetrated into the Central Russian sea (Neoburgense Event). At the same time transgressive impulse, followed by the mass spread of the Boreal *Pectinatites* everywhere in Siberia, fixed in the Arctic region.

## ВВЕДЕНИЕ

Несмотря на то, что работы, в которых присутствуют данные о количественных изменениях комплексов макрофоссилий юры тех или иных регионов довольно многочисленны, как правило, в большинстве случаев рассматриваются только представители достаточно узких групп (например, только аммониты или двустворки).

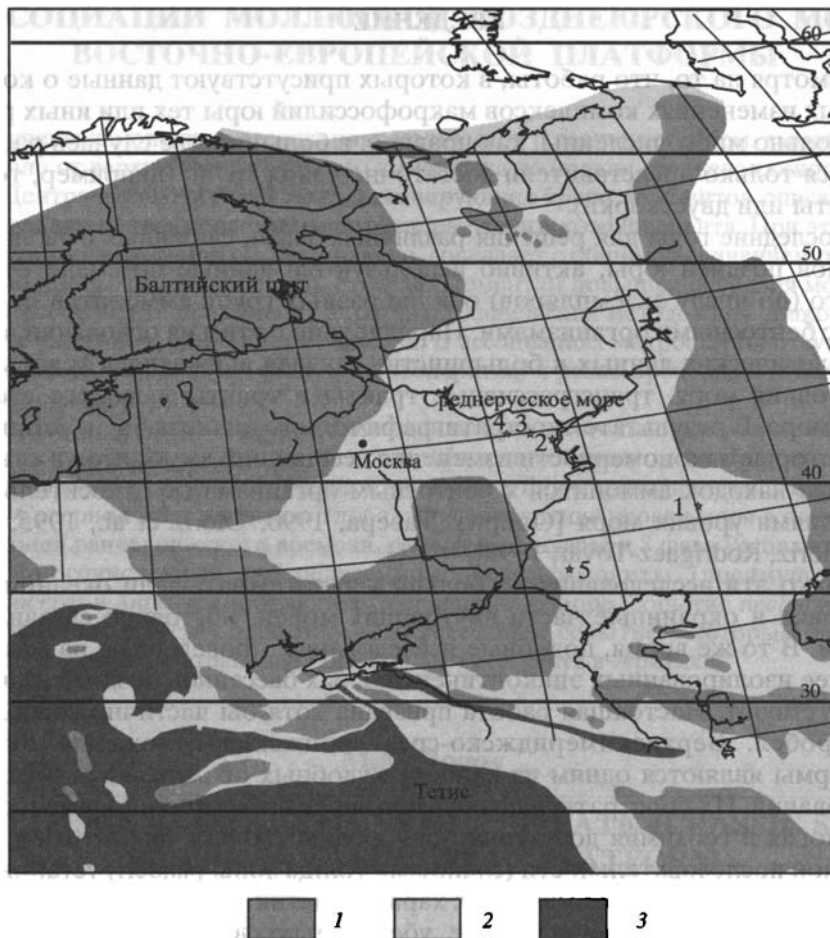
В последние годы для решения различных задач, связанных с эволюцией бассейнов поздней юры, активно используются данные по смене относительного (по числу экземпляров) обилия разных групп аммонитов по сравнению с бентосными организмами. Параллельно с этим на основании анализа литологических данных в большинстве случаев выявлялись тракты низкого стояния моря, трансгрессивные тракты и тракты высокого стояния уровня моря. В результате экостратиграфического анализа были установлены некоторые закономерности изменения ассоциаций аммонитов и отношения числа находок аммонитов к бентосным организмам с относительными изменениями уровня моря [Олориз, Тавера, 1990; Olóriz et al., 1995, 1996, 1997; Olóriz, Rodríguez-Tovar, 1999].

Однако эти исследования по большей части охватывали океанические обстановки и окраинные части внутренних морей, постоянно связанных с океаном. В то же время, подобные исследования, проведенные на материалах более изолированных эпиконтинентальных бассейнов поздней юры, пока отсутствуют. Настоящая работа призвана хотя бы частично восполнить этот пробел. Верхнекимериджско-средневожские отложения Русской платформы являются одним из наиболее удобных объектов для подобных исследований. Их биостратиграфия в настоящее время хорошо разработана, а литология и геохимия достаточно однородны. Только для верхней части изученной последовательности (сланцевая толща зоны *panderi*) установлены заметные изменения геохимических характеристик [Riboulleau et al., 2003].

Недавно были получены данные, убедительно свидетельствующие о заметной неоднородности кимеридж-вожских ассоциаций моллюсков (прежде всего аммонитов) Русской платформы [Rogov, 2003, 2004]. Эта неоднородность выражается, как правило, в быстрой смене одних ассоциаций другими во времени, причем часто в последовательных фаунах доминирующие элементы представляют собой характерные формы разных биохорем (надобластей Тетис-Панталасса и Панбореальной). Подобная ситуация хорошо увязывается с представлениями о существовании на рассматриваемой территории в кимеридж-средневожское время биогеографического экотона по моллюскам [Захаров, Рогов, 2003].

## МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Материалом для данной работы послужили данные, собранные в течение полевых сезонов 1999–2004 гг. на разрезах Среднего Поволжья. При этом наиболее детально был изучен разрез близ д. Городищи (Ульяновская область), где расположен лектостратотип вожского яруса (рис. 1). Кроме



**Рис. 1.** Палеогеография Русской платформы в ранневолжское время [по: [Riboulleau et al., 2001], с изменениями) и расположение изученных разрезов

1 – суша, 2 – эпиконтинентальные бассейны, 3 – океанические бассейны. Цифрами обозначены разрезы: 1 – Ханская гора (Соль-Илецкий район Оренбургской области, 51°25'55" С; 55°25'07" В), 2 – Городищи (Ульяновский район Ульяновской области, 54°34'55" С; 48°24'56" В), 3 – Полевые-Бикшики (Батыревский район Чувашии, 55°05'40" С; 47°29'21" В), 4 – Мурзицы (Сеченовский район Нижегородской области, 55°18'15" С; 46°11'40" В), 5 – гора Улаган у оз. Эльтон (Палласовский район Волгоградской области, 49°8'56" С; 46°50'49" В)

того, использованы данные по кимеридж-волжской последовательности оз. Эльтон (Волгоградская область) и Оренбургской области. Поскольку детальный анализ вещественного состава изученных отложений не проводился, то для разреза Городищи использовались литературные данные. Согласно последним исследованиям [Riboulleau et al., 2003], этот район в кимеридж-волжское время находился далеко от источников сноса и эвстатические колебания уровня моря не оказывали влияния на состав глинистых минералов.

Достаточно резкое изменение фиксируется лишь в основании сланцевой толщи, что связано со смещением условий к мало- и бескислородным. В процессе изучения разрезов проводились тафономические наблюдения, при которых учитывались сохранность, наличие/отсутствие ориентировки, степень фрагментации раковин, сортировка окаменелостей.

К сожалению, для нижневолжских отложений Русской платформы эвстатическая кривая отсутствует [Sahagian et al., 1996] и можно предполагать повышение или понижение уровня моря только на основании анализа комплексов аммонитов. В настоящее время публикации, в которых анализируется изменение ассоциаций аммонитов по отношению к эвстатическим событиям, достаточно многочисленны [Олориз, Тавера, 1990; Hantzpergue, 1995; и др.], что позволяет сделать некоторые выводы. Как правило, высокое положение уровня моря характеризуется увеличением разнообразия (прежде всего «биогеографического» разнообразия) моллюсков, тогда как с падением уровня моря разнообразие уменьшается. Существуют достаточно успешные попытки сопоставления эвстатической кривой с данными об изменении аммонитовых комплексов – прежде всего, разнообразия аммонитов [O'Dogherty et al., 2000; Sandoval et al., 2001]. Правда, в подобных работах привлекаются обширные списки аммонитов, и рассматриваемое разнообразие таксонов на том или ином уровне зависит не только от действительного состава аммонитовых комплексов, но и от особенностей взглядов тех исследователей («делителей» или «объединителей»), чьи данные используются. Однако даже при этом допущении наблюдается хорошая корреляция эвстатических событий с уровнями роста разнообразия аммоноидей.

Работы группы, возглавляемой Ф. Олоризом (F. Olóriz) показали наличие определенной взаимосвязи между эвстатическими событиями и соотношениями аммониты/бентос и шельфовые/океанические аммониты для позднеюрских обстановок Южной Испании. Однако при этом состав бентосных ассоциаций изучался лишь на уровне классов и типов (двустворчатые, брюхоногие, брахиоподы, иглокожие) без учета палеоэкологических особенностей таксонов более низкого ранга. Как правило, при этом подсчитывались находки размером более 2 см, с минимальным размером выборки в 50 экземпляров. При большом количестве окаменелостей их число доходило до 150 и более на слой, а при незначительном числе объединялись данные из нескольких смежных (и единых биостратиграфически) слоев с однородными литофациями [Olóriz et al., 1995, 1997]. В дальнейшем в циклограммах отражалось процентное соотношение находок аммонитов к белемнитам + бентосу и отдельно разных групп аммонитов (на уровне подсемейств и выше) и бентоса. Чаще всего окаменелости распределены по слоям неравномерно, и обычно суммировались данные по некоторому количеству слоев в пределах одного стратиграфического подразделения (фаунистического горизонта, подзоны). Хотя, как правило, этими исследователями сравнивались полученные из независимых источников данные об изменении комплексов окаменелостей и о ходе эвстатической кривой и тектонических событиях, для некоторых стратиграфических интервалов выводы об относительных изме-

нениях уровня моря были сделаны на основе экостратиграфического анализа [Olóriz et al., 1995].

Сходная методика была применена при исследовании разрезов Городищи и Эльтон, за исключением того, что при благоприятных условиях подсчитывалось значительное количество окаменелостей (до более чем 600 при хорошей насыщенности слоя). Кроме того, учитывались мелкие представители макробентоса (0,5–2 см), составляющие на некоторых стратиграфических уровнях значительное число находок. Мощность отдельных слоев в изученных разрезах, как правило, не превышает 0,6 м, что меньше любых распознаваемых биостратиграфических подразделений, и окаменелости внутри слоя в основном распределены равномерно. В то же время иногда (чаще всего на определенных стратиграфических уровнях) в Городищах присутствуют тонкие прослои, обычно мало протяженные по латерали, переполненные окаменелостями и их обломками. В тех случаях, когда следы размыва и конденсации отсутствуют, такие прослои, вслед за Реболе и др. [Riboulleau et al., 2003], могут быть интерпретированы как следы действия штормов, чье присутствие прогнозируется для зимних периодов поздней юры Русской платформы [Rees et al., 2000]. Для зоны *panderi* примеры подобных темпеститовых прослоев указаны Е.Ю. Барабошкиным и др. [2002].

Всего было подсчитано более 6000 окаменелостей. При анализе количественного распределения окаменелостей, кроме отношения аммониты/бентос + белемниты также были использованы отношения разных групп аммонитов, разбитых по палеобиогеографической приуроченности (бореальные, суббореальные, субтетические). Соответственно как бореальные таксоны рассматриваются *Subdichotomoceras*, *Dorsoplanites*, *Pavlovia*, суббореальные – линия *Discosphinctoides* ex gr. *subborealis* – *Sarmatisphinctes* – *Ilowaiskyia* s.l. – *Pseudovirgatites* ex gr. *puschi* – *Zaraiskites* и субтетические – *Neochetoceras*, *Lingulaticeras*, *Paralingulaticeras*, *Sutneria*, *Anaspidoceras*, *Franconites*, *Danubisphinctes*. Среди двустворчатых моллюсков отдельно анализировалось отношение *Vuchia* к другим формам. Это связано, во-первых, с легким определением этого рода в полевых условиях. Во-вторых, несмотря на широкое географическое распространение и, видимо, высокую тепловую толерантность, бухии приурочены в первую очередь к бореальным бассейнам и (при наличии благоприятных условий среды) могут служить для определения уровней усиления бореального влияния.

Соотношение находок аммонитов различной палеобиогеографической приуроченности можно показать с использованием относительного палеотемпературного коэффициента (ОПК<sub>1</sub>) [Rogov, Kiselev, 2003]. Он вычисляется по формуле:  $ОПК_1 = Б + 2СБ + 3СТ / 100$ , где Б, СБ и СТ – относительное количество (в %), соответственно, бореальных, суббореальных и субтетических аммонитов. При этом ОПК<sub>1</sub> ассоциации, состоящей исключительно из бореальных аммонитов, равен 1 и, соответственно, из субтетических аммонитов – 3. Надо сказать, что изменения в температуре воды относительный палеотемпературный коэффициент показывает только при наличии хороших связей с морями Тетис и Арктики.



## ТАФНОМИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ

Одним из неперенных условий того, чтобы считать соотношения, наблюдаемые в ориктоценозе, отражающими реальную количественную взаимосвязь между различными группами организмов, является автохтонный характер захоронения фоссилий. Для большинства слоев изученной части разреза Городищи характерна хорошая сохранность окаменелостей, свидетельствующая о низкой динамике среды и отсутствии переотложения. Двустворчатые моллюски нередко захоронены группами и часто содержат обе створки. Гастроподы (тоже в большинстве случаев встречающиеся небольшими группами) имеют хорошую сохранность, у них часто присутствуют тонкие элементы скульптуры (в кимеридж-нижневолжских слоях). Несколько хуже они сохраняются в средней волге. Подобные захоронения бентосных моллюсков, по классификации В.А. Собецкого и В.А. Захарова, могут быть отнесены к типу Ша, как правило, характеризующему автохтонные захоронения [Захаров, 1984]. Аммониты (особенно крупные) обычно имеют несколько худшую сохранность. Во всем изученном интервале находки целых раковин *Perisphinctidae* с устьем и конечной жилой камерой редки. В то же время оппелииды и аспидоцератиды, в основном представленные мелкими формами, довольно часто сохраняют полную раковину и устье. Среди аптихов, присутствующих на некоторых уровнях как в кимеридже, так и в нижне- и средневолжском подъярусах, попадаются экземпляры с двумя створками. Подобная сохранность аммонитов очень близка к наблюдаемой на относившихся к открытому шельфу участках северной окраины Тетиса [Olóriz, 2000].

Следует особо отметить стратиграфические уровни, в которых сохранность окаменелостей хуже, чем в прилегающих слоях. Для слоев 1/16–1/19 (рис. 2) характерна плохая сохранность некоторых аммонитов (*Sarmatisphinctes*), что выражается в присутствии, как правило, лишь обломков аммонитов и, реже, относительно целых раковин. В то же время оппелииды (*Neochetoceras*, *Taramelliceras*) обычно сохраняются лучше. На границе слоев 1/13а и 1/13б останки аммонитов (в основном фрагментарные) встречаются в тонком прослое с многочисленными фосфоритовыми стяжениями, и в данном случае, скорее всего, имела место конденсация. Редкие линзовидные прослой с многочисленными, часто фрагментарными, останками аммонитов и двустворок также встречаются вблизи основания слоя 1/14 и в слое 1/9б. Видимо, формирование прослоев в слое 14 можно связать с действием штормов.

Некоторые слои заключают окаменелости, подвергшиеся сортировке по размеру, и включают фрагменты аммонитов. Это слои 1/8а и 1/8б, где отдельные створки двустворок, хотя сохраняются целыми, часто ориентированы выпуклой стороной вверх, а аммониты обычны в виде крупных обломков. Особенно показательна в смысле изменения характера сохранности окаменелостей нижняя граница сланцевой толщи зоны *panderi*. Если в слоях 2/2–2/3 аммониты хотя и редки, но сохраняются в виде целых или почти целых ядер, то в прослое сланцев (2/4) все аммониты и многие

двустворки представлены обломками. Очень интересен комплекс самых верхов фаунистического горизонта *scythicus* (слои 2/9–2/11). В них присутствуют многочисленные, главным образом ювенильные, *Dorsoplanites* sp., в то время как *Zaraiskites* cf./aff. *scythicus* (Vishn.), также в основном представленные юными особями, значительно более редки. К этим же слоям приурочены многочисленные находки небольших целых панцирей правильных морских ежей. Выше по разрезу в прослоях сланцев сохранность и аммонитов и бентоса улучшается. Так, в прослое 2/12 встречаются многочисленные *Zaraiskites regularis* Kutek [M, m], нередко с сохранившимся устьем, как правило, целые створки двустворчатых моллюсков и гастроподы *Berlieria maeotis* (Eichw.) В сланцах и двустворчатые, и головоногие моллюски часто представлены ювенильными особями [Vishnevskaya et al., 1999]. Впрочем, и в глинах верхней части зоны Panderi (в слоях 3/1–3/7) ювенильные аммониты также преобладают.

Верхнекимериджская часть разреза горы Улаган у оз. Эльтон представлена монотонным переслаиванием мергелей и сильно известковистых глин. Глины, как правило, очень бедны окаменелостями и содержат только редкие аммониты и аптихи. В мергелях аммониты и двустворки встречаются приблизительно в равном соотношении; остатки гастропод и ракообразных, иглы морских ежей исключительно редки. Двустворки обычно представлены разрозненными створками. Аммониты в основном встречаются в виде ядер целых экземпляров (особенно если это небольшие формы менее 10 см в диаметре) или в виде крупных обломков. Аптихи по большей части сохраняются в виде крупных обломков и отдельных створок. Был найден единственный экземпляр *Praestriptychus* с двумя створками.

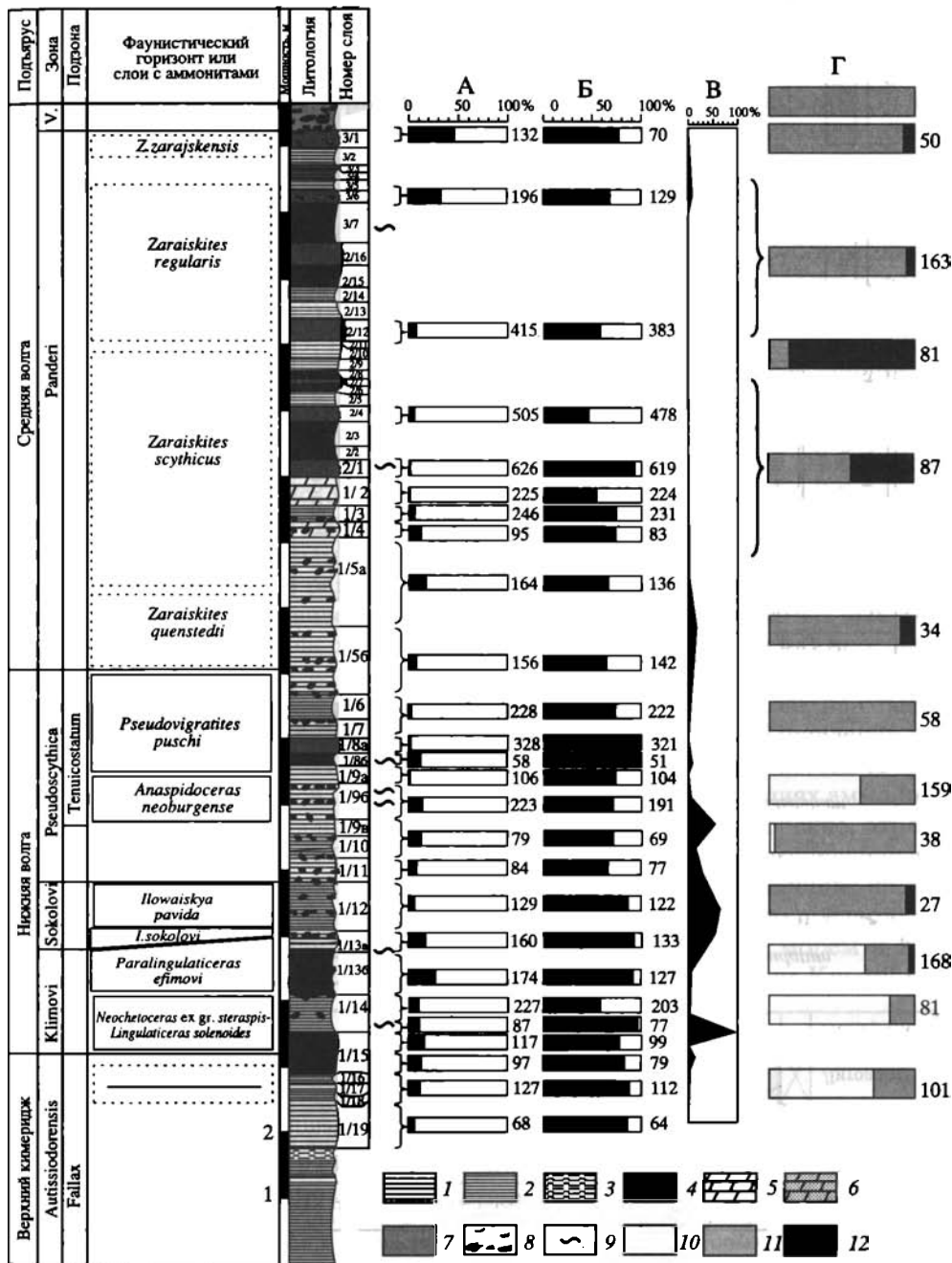
В разрезе Ханской горы в кимеридж-волжских отложениях подсчет бентосных групп не проводился, а представительные выборки аммонитов получены только с некоторых стратиграфических уровней. Для большей части нижневолжских отложений, судя по результатам полевых наблюдений и литературным данным [Михайлов, 1964], характерно присутствие только суббореальных аммонитов. Субтетические *Franconites*, известные из зоны Sokolovi (судя по данным, полученным в результате изучения разреза Городищи, эти формы характерны для пограничного интервала зон Sokolovi и *Pseudoscythica*), и *Anaspidoceras* из горизонта *neoburgense*, судя по нашим наблюдениям, встречаются редко.



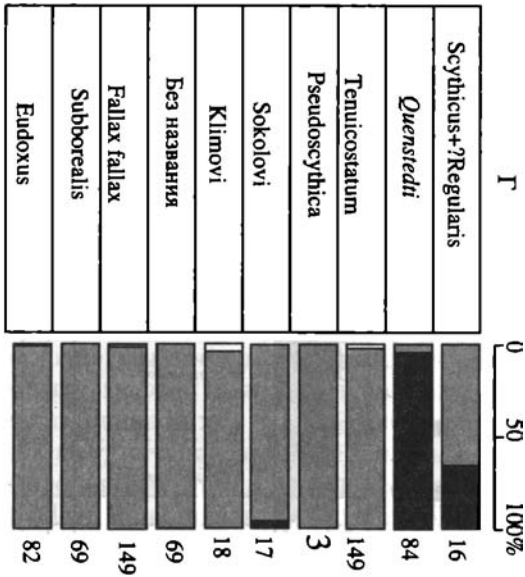
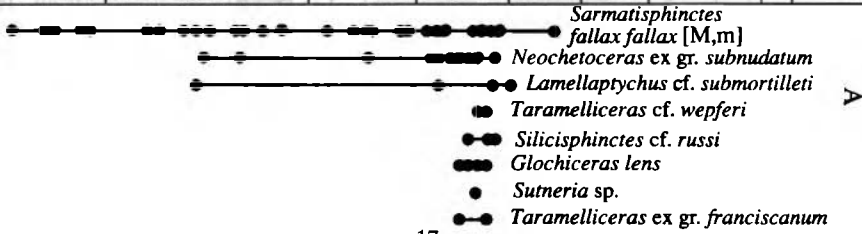
**Рис. 2.** Стратотип волжского яруса у д. Городищи: биостратиграфия и особенности распространения макрофаунистических комплексов

Комплексы окаменелостей (в %): А – доля аммонитов по отношению к суммарному числу белемнитов и макробентоса, Б – доля двустворчатых моллюсков в ассоциации белемниты + макробентос (двустворки, брахиоподы, гастроподы, реже – скафоподы, серпулиды, иглокожие), В – доля *Buchia* в ассоциациях двустворчатых моллюсков, Г – относительный состав аммонитовых ассоциаций (в % находок)

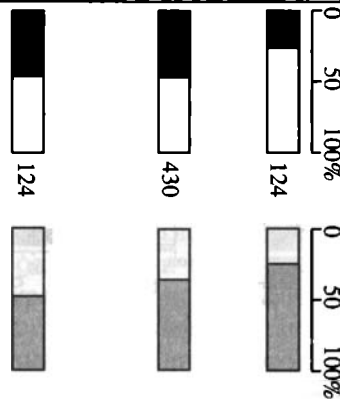
1 – известковистая глина; 2 – глина; 3 – алевроит; 4 – битуминозный сланец; 5 – мергель; 6 – песчаный мергель; 7 – песок; 8 – фосфоритовые конкреции; 9 – уровни с предполагаемыми следами штормов; 10 – субтетические аммониты; 11 – суббореальные аммониты; 12 – бореальные аммониты. Цифры справа от колонок – число экземпляров, на основании которых проводились подсчеты. V. – *Virgatus*



Верхнекимериджский		Подъярус					
Autissiodorensis		Зона					
0	1	Sarmatisphinctes fallax fallax					
		Фаун. горизонт					
		Мощность, м					
		Литология					
1	2	3	4	5	6	7	Номер слоя



Верхний кимеридж	
Зона Autissiodorensis	
Подзона Autissiodorensis	Подзона Fallax
Фаунистический горизонт subborealis	Фаунистический горизонт fallax fallax
	Фаунистический горизонт без названия



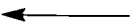
В

100%

## СМЕНА ДОМИНИРУЮЩИХ ТАКСОНОВ В АССОЦИАЦИЯХ АММОНИТОВ И ИЗМЕНЕНИЯ ОТНОСИТЕЛЬНОЙ РОЛИ АММОНИТОВ В КИМЕРИДЖ-СРЕДНЕВОЛЖСКОЕ ВРЕМЯ

В ассоциациях аммонитов изученных разрезов наиболее важно отметить резкие изменения доминирования таксонов разной биогеографической приуроченности. Как правило, подобные изменения отвечают границам стратиграфических подразделений (зон, подзон, фаунистических горизонтов). В Поволжье позднекимериджские ассоциации аммонитов характеризуются значительной ролью средиземноморских оппелиид и несколько меньшей – суббореальных *Discosphinctoides* – *Sarmatisphinctes*. Суббореальные *Aulacostephanus* и субтетические *Aspidoceras*, как правило, играют незначительную роль (см. рис. 2). Совершенно другая картина наблюдается в разрезе Ханской горы (рис. 3, Г): для позднего кимериджа характерны почти исключительно суббореальные *Discosphinctoides* – *Sarmatisphinctes* и *Aulacostephanus*, причем роль последних к концу кимериджа заметно падает. Оппелииды и аспидоцератиды в этом разрезе представлены единичными находками. Несколькая иная ситуация наблюдается в Прикаспии. Так, в разрезе горы Улаган (см. рис. 3, А, Б) доминанты остаются теми же, что и в Поволжье – оппелииды и перисфинктиды, но *Aulacostephanus* и *Aspidoceras* там отсутствуют. Тренды изменения доли доминирующих таксонов в течение фазы *Autissiodorensis* в различных разрезах нередко имеют разную направленность. Это может свидетельствовать как о влиянии локальных факторов на структуру аммонитовых сообществ, так и на наличие скрытых перерывов в разрезах.

Переход к волжскому времени во всех изученных разрезах не отмечен заметными изменениями в облике ассоциаций аммонитов. Появление первых *Ilowaiskya* отмечается на фоне практически неизменной ассоциации сопутствующих аммонитов. В течение фазы *Klimovi* в ассоциациях аммонитов постепенно появляются новые элементы – как средиземноморские, отражающие хорошие связи с Северо-Кавказским бассейном (*Paralingulaticeras*, *Fontannesella*), так и бореальные (*Subdichotomoceras*), позволяющие предположить соединение Среднерусского моря с Арктикой. Можно предполагать наличие путей миграции аммонитов между Среднерусским морем и Крымом, учитывая находки *Paralingulaticeras efimovi* в Восточном Крыму (уст-



**Рис. 3.** Разрезы горы Улаган и Ханской горы: биостратиграфия и особенности распространения макрофаунистических комплексов

А – распределение аммонитов в изолированном выходе кимериджа на горе Улаган (разрез В); Б – изменение роли аммонитов (черная заливка) по отношению к макробентосу по разрезу В горы Улаган; В – слева изменение роли аммонитов по отношению к макробентосу (для всех разрезов горы Улаган), справа – состав аммонитовых ассоциаций; Г – относительный состав аммонитовых ассоциаций (в % находок) для разреза Ханской горы: слева – названия аммонитовых зон, подзон и фаунистических горизонтов, для которых приводятся данные (выделение фаунистического горизонта *regularis* предварительно, поскольку зарайскатесы, встреченные выше, чем *Z. scythicus*, отличаются от типичных *Z. regularis*). Условные обозначения см. на рис. 2

ное сообщение В.В. Аркадьева, 2004 г.). Увеличение разнообразия и встречные миграции аммонитов в гемере *efimovi*, по-видимому, могут быть связаны с подъемом уровня моря. Косвенным подтверждением трансгрессивного события может служить присутствие в горизонте *efimovi* большого количества конкреционных прослоев (Городищи, Мурзицы), свидетельствующих о конденсации разреза [Hallam, 2001].

Резкое изменение происходит в фазу *Sokolovi* в разрезах Поволжья. С начала гемеры *pavida* тетические аммоноидеи практически исчезают, суббореальные формы становятся наиболее многочисленными, роль бореальных *Subdichotomoceras* также увеличивается. Однако в самых верхах фаунистического горизонта *pavida* фиксируются находки субтетических *Franconites vimineus* Schneid.) (рис. 4, см. вклейку); видимо, к данному стратиграфическому уровню принадлежат находки *Franconites* в разрезах Оренбургской области [Михайлов, 1964, табл. 11, фиг. 1; Митта, 2004, рис. 2, фиг. 1]. На нашем рис. 2 этот интервал не нашел специального отражения ввиду редкости находок аммонитов в пограничном интервале слоев 1/11–1/12. Нижняя часть зоны *Pseudoscythica* разреза Городищи охарактеризована почти исключительно суббореальными *Ilowaiskyia*, вместе с ними встречен единственный экземпляр *Franconites* sp.

В начале гемеры *neoburgense* ассоциации аммонитов вновь резко меняются. В Поволжье начинают резко доминировать субтетические аспидоцератиды (*Anaspidoceras*–*Sutneria*), вновь появляются оппелииды. Следы данного события фиксируются и в разрезах Оренбургской области, где *Anaspidoceras* более редки, а находки *Sutneria* до сих пор не известны.

Ситуация вновь меняется при переходе к гемере *puschi*. Тетические аммониты исчезают так же внезапно, как они появились. Слабые следы средиземноморского влияния присутствуют лишь в виде редких *Danubisphinctes* на фоне преобладания суббореальных *Pseudovirgatites*.

В отличие от границы кимериджского и волжского ярусов, переход от нижне- к средневолжскому подъярису повсеместно сопровождался заметными изменениями в аммонитовых комплексах. Во всех разрезах появляются бореальные *Dorsoplanites* и *Pavlovia*, причем если в Поволжье они относительно немногочисленны, то в разрезе Ханской горы составляют более 90% комплекса аммонитов (см. рис. 3, Г). В дальнейшем доля бореальных аммонитов сокращается, в гемеру *regularis* повсеместно доминируют суббореальные *Zaraiskites*.

Роль аммоноидей в ассоциациях окаменелостей позднего кимериджа – средней волги в целом достаточно невелика, только в разрезе горы Улаган на некоторых уровнях аммониты составляют до 95% находок окаменелостей, в среднем их количество чуть меньше 50% от ассоциации (см. рис. 3, Б), и для нас важно в первую очередь отметить главные тенденции. В Городищах отчетливо фиксируются четыре главных пика увеличения числа находок аммонитов по отношению к бентосным формам, разделенных моментами спада численности аммонитов. Два из этих пиков падают на эпизоды массового проникновения тетических аммонитов – гемеры *efimovi* и *neoburgense*. В то же время для фаунистического горизонта *pavida* характерны:

уменьшение относительного обилия аммонитов, одновременное исчезновение тетических форм и резкое обеднение разнообразия других моллюсков. Из двустворок на этом уровне заметно преобладают *Buchia*. В горизонтах *efimovi* и *neoburgense* мы видим не только смену доминирующей группы аммонитов, но и увеличение разнообразия остальных моллюсков. Так, в горизонте *neoburgense* увеличивается разнообразие двустворок, появляются многочисленные скафоподы, среди гастропод наиболее заметными становятся отсутствующие ниже и выше по разрезу *Cryptaulax* sp. (А.В. Гужов, устное сообщение 2003 г.). Третий пик в нижней части зоны Panderi совпадает с появлением многочисленных бореальных аммонитов – *Dorsoplanites* и *Pavlovia*, и может быть связан с бореальной трансгрессией. Четвертый пик увеличения роли аммонитов в ассоциации моллюсков в конце фазы Panderi фиксируется только в разрезе Городищи и не связан ни с изменением доминантов у аммонитов, ни с заметным изменением бентосных ассоциаций. По всей видимости, он может отражать развитие застойных условий в придонных водах.

#### **ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ: ИЗМЕНЕНИЯ АССОЦИАЦИЙ МОЛЛЮСКОВ КАК ОТВЕТ НА ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКУЮ СИТУАЦИЮ**

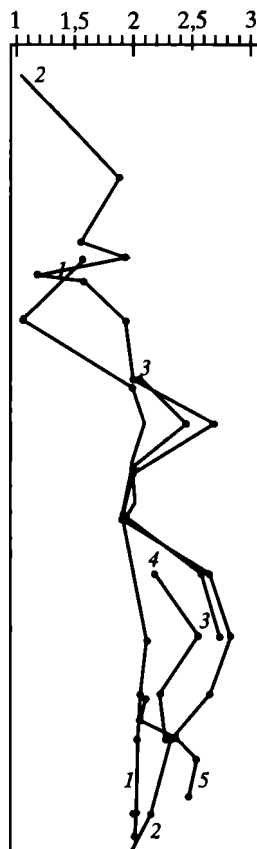
Поскольку смена ассоциаций аммонитов во всех изученных разрезах не зависит от фаций, наиболее логично связать внезапное появление и исчезновение аммоноидей той или иной биогеографической приуроченности с изменениями в палеогеографии. Так, проникновение многочисленных *Paralingulaticeras* / *Fontanlesiella* в Поволжье в гемере *efimovi* может указывать на заметное усиление влияния Северо-Кавказского бассейна. В свою очередь, исчезновение тетических аммонитов вместе с увеличением доли бореальных *Subdichotomoceras* и *Buchia* в гемеру *pavida* позволяет предположить в этом временном интервале регрессию. Следует отметить, что на Приполярном Урале на близком уровне исчезают последние суббореальные аммониты (*Gravesia*). Однако данное событие не затронуло Польский бассейн и никак не отразилось на ассоциациях аммонитов Кавказа.

Неожиданное появление тетических аммонитов в фаунистическом горизонте *neoburgense* хорошо коррелируется с эвстатическим повышением уровня моря, отмечаемым для окраин Тетиса в фазу Semiforme [Schweigert et al., 2002]. При этом, если принять за основу предлагаемую автором [Рогов, 2004] схему корреляции волжских отложений с титоном, предполагаемые моменты повышения уровня моря в гемеры *efimovi* и *neoburgense* совпадут с эпизодами повышения уровня моря в Тетисе [Hardenbol et al., 1998].

В дальнейшем наиболее важным становится влияние бореальных трансгрессий. Сначала, в гемеру *puschi*, происходит резкое изменение состава ассоциаций аммонитов и белемнитов, а также уменьшение разнообразия в других группах. Трансгрессия, отмечающаяся в начале фазы Panderi Русской платформы [Sahagian et al., 1996], хотя и близка по времени к моменту высокого уровня моря в фазу Fallauxi Тетиса, имеет ярко выраженный

Век	Фаза	Гемера или подфаза
Волжский	Nikitini	<i>nikitini</i>
	Virgatus	<i>ivanovi</i>
		<i>virgatus</i>
		<i>gerassimovi</i>
	Panderi	<i>zarajskensis</i>
		<i>regularis</i>
		<i>scythicus</i>
		<i>quenstedti</i>
		<i>puschi</i>
	Pseudo-scythica	<i>neoburgense</i>
		<i>pseudoscythica</i>
		<i>pavida</i>
	Sokolovi	<i>sokolovi</i>
		<i>efimovi</i>
	Klimovi	<i>L. solenoides-N. steraspis</i>
Климериджский	Autissiodorensis	<i>fallax</i>
		<i>autissiodorensis</i>

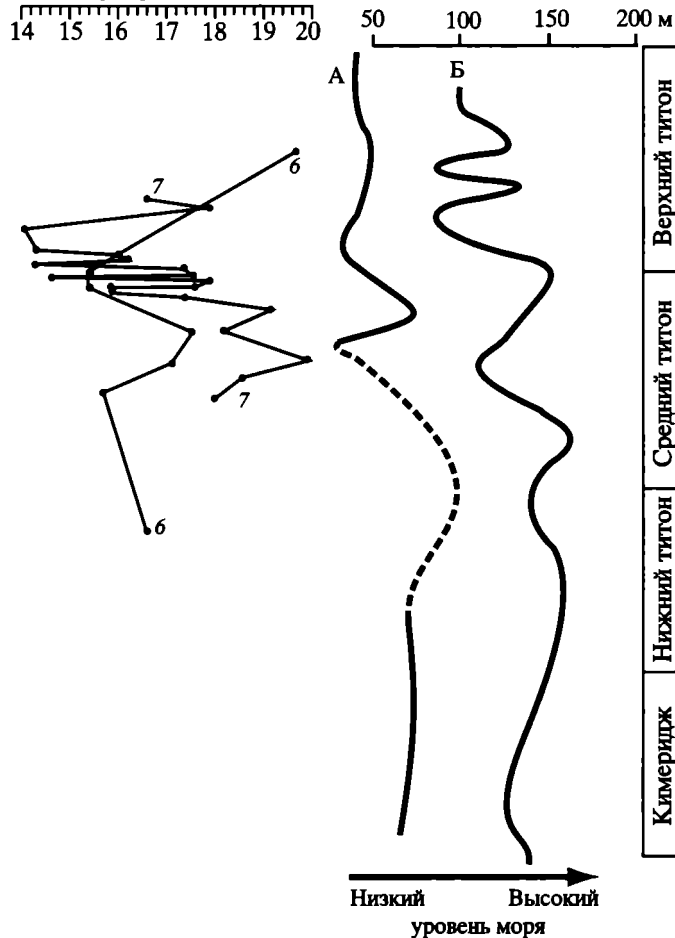
Относительный палеотемпературный коэффициент



Разнообразие аммонитов (число родов)



T, °C, измеренная по рострам белемнитов



Низкий → Высокий  
уровень моря

Верхний титон  
Средний титон  
Нижний титон  
Климеридж



бореальный облик. Вновь, впервые после фазы Sokolovi, появляются бореальные аммониты, некоторые из которых, возможно, достигают Кавказа [Рогов, 2004]. Но вскоре, видимо, условия в Среднерусском море выравниваются, и в гемеру *regularis* происходит встречная миграция суббореальных *Zaraiskites* на север, вплоть до бассейна Печоры. Судя по разрезу у д. Порожской (бассейн р. Ижма), приводимому М.С. Месежниковым [1984], сланценосная пачка, в которой вместе с бореальными аммонитами встречаются *Zaraiskites* aff. *scythicus* (Vischn.) [Сакс, 1976, табл. XXII, фиг. 2 = *Z. regularis* Kutek), сверху и снизу ограничена слоями, в которых содержатся только бореальные *Pavlovia* sp., *Dorsoplanites* cf. *panderi* (d'Orb.).

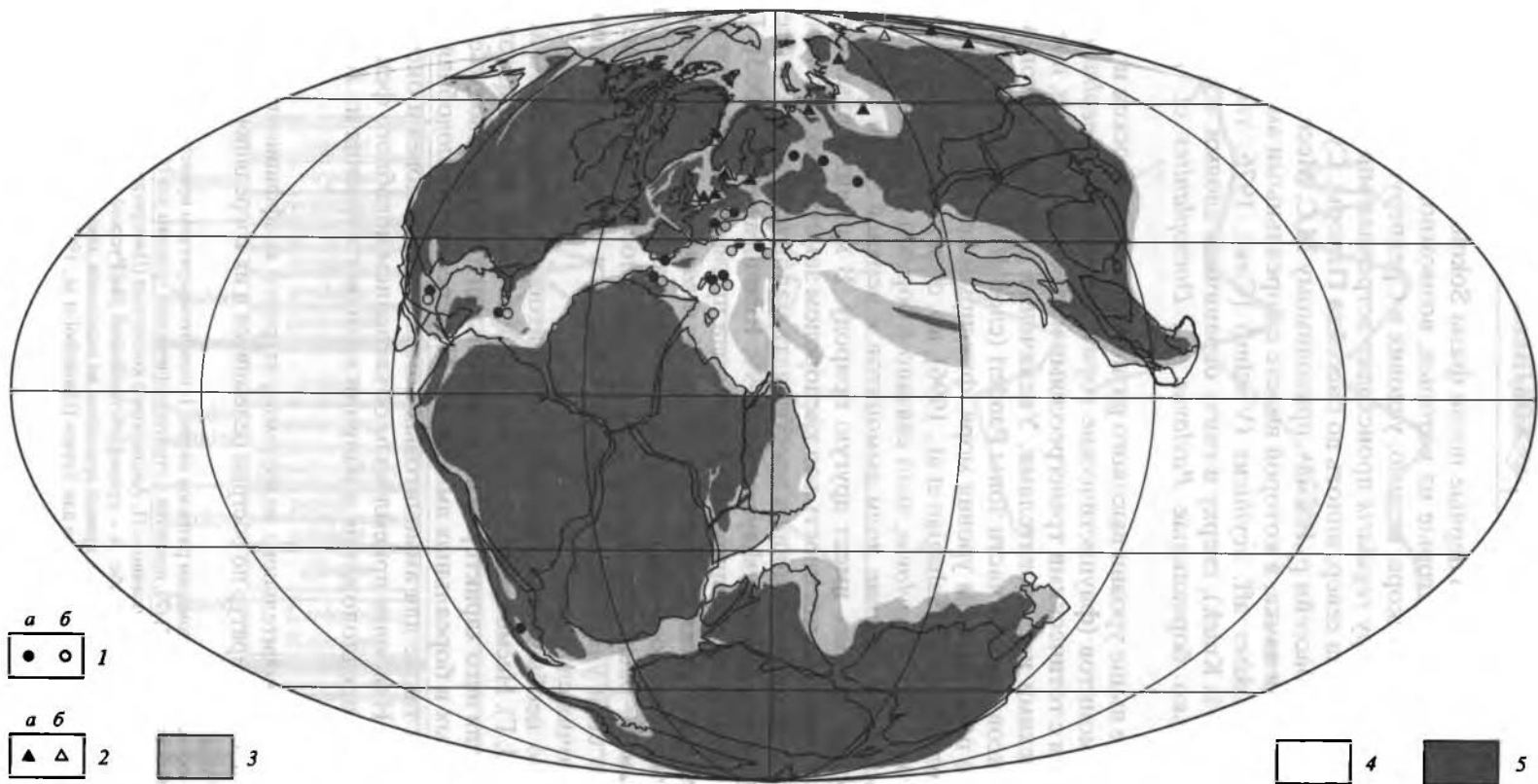
Отмеченные выше уровни высокого разнообразия моллюсков и увеличения доли аммонитов (фаунистические горизонты *efimovi* и *neoburgense*) коррелируются с тетическими трансгрессиями и отвечают модели, предложенной испанскими исследователями. Увеличение доли аммонитов в составе комплексов нижней части зоны Panderi (слой 1/5a Городищ) хорошо увязывается с повышением уровня моря, фиксируемым для этого уровня для Русской платформы [Sahagian et al., 1996], но, судя по появлению бореальных *Dorsoplanites* и *Pavlovia*, явно связано с бореальной трансгрессией (рис. 5). Однако увеличение доли аммонитов в верхней части сланцевой толщи Городищ, видимо, имеет другую природу. В моменты накопления углеродистых илов насыщенность вод кислородом заметно уменьшается: в придонных обстановках начинают преобладать малоокислородные и бескислородные условия [Vishnevskaya et al., 1999; Riboulleau et al., 2003]. При этом пики накопления органического углерода примерно совпадают с основанием фаунистических горизонтов *regularis* и *zarajskense*. Не исключено, что увеличение доли аммонитов в ассоциациях моллюсков на этих уровнях отражает распространение аноксидных условий в придонных водах (особенно если учесть, что материал собирался преимущественно из прослоев горючих сланцев).

Достаточно необычными выглядят аммонитовые ассоциации Ханской горы (см. рис. 3, Г). Несмотря на то что это – один из самых южных из изученных разрезов, для него характерно наличие большего, чем в Поволжье, числа суббореальных и бореальных аммонитов. Интересно, что подобная ситуация отмечается также для аммонитовых комплексов келловея и оксфорда данного разреза. Наиболее приемлемым объяснением подобного феномена, видимо, является предположение о наличии холодного течения из Арктики



**Рис. 5.** Изменение относительного палеотемпературного коэффициента и данных определения палеотемператур по рострам белемнитов и их корреляция с эвстатическими событиями

Цифры 1–5 соответствуют номерам разрезов на рис. 1; палеотемпературы приведены по: [Riboulleau et al., 1998] (6) и [Gröcke et al., 2003] (7), привязка к стратиграфическим уровням для (6) произведена на основании интерпретации разреза, описанного П. Анцпергом с коллегами [Hantzpergue et al., 1998]; эвстатические кривые даны в равном масштабе: А – кривая, составленная для Русской платформы [Sahagian et al., 1996], при этом нижневолжская часть кривой приведена на основании данных по изменению аммонитовых ассоциаций, Б – эвстатическая кривая для Тетиса [Hardenbol et al., 1998]



**Рис. 6.** Глобальная трансгрессия, примерно отвечающая фазе Semiforme, и расширение ареалов некоторых аммонитов. Палеогеография и положение материков даны по: [Rees et al., 2000, с изменениями]

1, 2 – распространение (а – в фазу Semiforme и ее предполагаемые возрастные аналоги; б – в фазу Darwini): 1 – *Anaspidoceras*, 2 – *Pectinatites ex gr. pectinatus*; 3 – эпиконтинентальные бассейны; 4 – океанические бассейны; 5 – суша

вдоль Урала, что допускал для келловей-оксфордского интервала Д.Н. Киселев [1998].

Предполагаемое повышение уровня моря на Русской платформе в гемеру *neoburgense*, по всей видимости, совпадает не только с повышением уровня моря в Тетисе, но и с эвстатическим событием в Арктике, что позволяет действительно думать о глобальном характере события. Это хорошо иллюстрируется совпадением во времени эпизода резкого расширения ареала как *Anaspidoceras/Sutneria*, так и бореальных *Pectinatites* (рис. 6). К этому же событию приурочен перерыв в низах зоны *Pectinatus*, выраженный от Англии до бассейна Лены [Месежников, 1989]. Для Северного моря максимальный уровень моря также приходится на фазу *Pectinatus* [Abbink et al., 2001].

Между тем, сопоставление изменения ассоциаций аммонитов во времени по сравнению с опубликованными палеотемпературными данными, рассчитанными по рострам белемнитов (см. рис. 5), показывает достаточно сложную взаимосвязь. Например, фиксируемое по рострам белемнитов понижение температуры в конце фазы *Panderi*, по-видимому, не оказало заметного влияния на состав аммонитовых ассоциаций. Возможно, достаточно своеобразные условия бассейна были более благоприятными для суббореальных *Zaraiskites*, чем для пришельцев из Арктики. Показательно, что отмечающиеся для второй половины средневожского и поздневожского времени достаточно высокие палеотемпературы [Gröcke et al., 2003] никак не фиксируются в аммонитовых ассоциациях. По всей вероятности, в это время Среднерусское море было уже полностью изолировано от Кавказского бассейна. Это подтверждается обширным развитием эвапоритов вдоль южной окраины Среднерусского бассейна [Varaboskin, 1999]. Вероятно, его можно связать с региональными тектоническими событиями [Rogov, 2003]. Во всяком случае, если для ранневожского времени наблюдается хорошая сходимость эвстатической кривой в Тетисе с изменениями ассоциаций аммонитов в Среднерусском море (см. рис. 4), то, начиная, по крайней мере, с фазы *Virgatus*, эвстатические события на Русской платформе [Sahagian et al., 1996] не коррелируются со сменой аммонитовых ассоциаций. Наличие исключительно бореальных аммоноидей в ранневожском Ляпинском заливе Приполярного Урала, где установлены необычайно высокие значения палеотемператур [Захаров и др., 2005], может быть объяснено отсутствием путей миграции аммонитов. В то же время возможны и иные объяснения высоких значений палеотемператур. Вероятно, это связано с прогревом воды в летний период в мелководном Ляпинском заливе и с наращиванием вещества роста белемнитами преимущественно в летнее время или с предполагаемым наличием тепловодного течения. Не исключено, что низкие значения  $\delta^{18}\text{O}$  могли быть также связаны с поступлением пресных вод [Захаров и др., 2005].

## ОСОБЕННОСТИ АССОЦИАЦИЙ МОЛЛЮСКОВ ЭПИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ БАССЕЙНОВ ПО СРАВНЕНИЮ С АССОЦИАЦИЯМИ БАССЕЙНОВ, СВЯЗАННЫМИ С ОТКРЫТЫМ ОКЕАНОМ

Можно отметить некоторые специфические черты ассоциаций моллюсков для океанических, эпиконтинентальных, но постоянно связанных с открытым морем бассейнов и эпиконтинентальных бассейнов, удаленных от океана. Первые два примера хорошо иллюстрируются комплексами поздней юры Южной Испании и Италии [Olóriz et al., 1996; Sarti, 2003]. В разрезах, характеризующих окраинные зоны океана и внутриокеанические поднятия, на всех стратиграфических уровнях аммониты резко преобладают над остальными окаменелостями. Так, в кимериджских отложениях Северной Италии [Sarti, 2003] суммарная доля бентосных организмов и белемнитов в комплексах составляет 3%. При этом среди аммонитов, как правило, заметную роль играют океанические филло- и литоцератиды. Для эпиконтинентальных бассейнов вблизи океана характерна близкая картина. Аммониты обычно количественно преобладают над представителями других групп, но роль филло- и литоцератид уменьшается. Редкие случаи, когда эти аммониты особенно многочисленны, чаще всего объясняются дрейфом пустых раковин [Olóriz, Rodriguez-Tovar, 1999]. Белемниты в обоих случаях довольно редки (менее 10% комплексов). Из изученных разрезов Русской платформы только на горе Улаган аммониты количественно составляют значительную часть находок. Это хорошо согласуется с тем, что данный разрез из всех изученных находился ближе всего к Тетису. В то же время филло- и литоцератиды в нем полностью отсутствуют.

Совсем иначе выглядят ассоциации моллюсков в разрезах, расположенных в эпиконтинентальных бассейнах далеко от океана, что прекрасно иллюстрируется на примере разреза Городище. На всех уровнях (за редким исключением) количественно преобладают остатки бентосных организмов. Значение белемнитов в основном остается низким; только иногда число их находок превышает число аммонитов, но оно всегда меньше относительного числа двустворок. Бентос представлен преимущественно двустворками; из других организмов на разных уровнях доминируют представители различных групп. Так, в горизонте *neoburgense* (сл. 1/9б) большую роль играют скафоподы (9,1 % от числа бентосных организмов), менее многочисленны гастроподы, брахиоподы и серпулиды (соответственно, 6,9, 6,4, 5,9%). В нижней части зоны Panderi (слой 1/3) увеличивается роль иглокожих (16,1%), тогда как группы, многочисленные в горизонте *neoburgense*, составляют менее 2,5% каждая. В слое 1/2 резко возрастает количество серпулид (21,8%), тогда как во втором снизу прослое сланцев серпулиды отсутствуют, но брахиоподы достигают 24,8%.

Рост таксономического разнообразия моллюсков, в первую очередь аммонитов, и увеличение доли последних в разрезах Среднего Поволжья хорошо согласуется с трансгрессивными импульсами, отмечаемыми в Тетисе (см. рис. 5). Это позволяет с большой долей вероятности предположить вли-

яние этих трансгрессий на формирование палеосообществ Среднерусского моря. В то же время, предполагаемые эвстатические события в первую очередь отражаются не на изменении соотношения аммониты/бентос (эти корреляции выражены намного слабее, чем в приокеанских разрезах), а на увеличении разнообразия моллюсков и встречных миграциях у аммонитов.

Само по себе соотношение аммониты/бентос в удаленных от океана разрезах не всегда связано с колебаниями уровня моря. Как было показано выше, увеличение количественной доли аммоноидей в комплексах верхней части зоны Panderi Городищ скорее всего связано с развитием аноксидных условий в придонных водах, а не с подъемом уровня моря. В заведомо более мелководных, чем изученные, верхневолжских отложениях Ярославской области (р. Черемуха) находки аммонитов количественно преобладают над остатками других организмов. Причины этого не ясны; возможно, имеется связь с особенностями адаптации верхневолжских аммонитов к обитанию в прибрежных обстановках.

### ПЕРСПЕКТИВЫ ЭКОСТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ЮРЫ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Экостратиграфию можно определить как метод, основанный на этапности изменения сообществ организмов в связи с флуктуациями факторов среды. Другое определение, делающее акцент на глобальности событий, которые отражаются в экосистемных перестройках [Красилов и др., 1985], видимо, применимо лишь для немногих случаев. Во всяком случае, в поздней юре действительно глобально прослеживаемых событий, отразившихся в смене палеосообществ, немного. Можно, пожалуй, отметить только два таких события, связанных с подъемом уровня моря и (для большей части Северного полушария) потеплением: среднеоксфордское и ранневолжское (в гемеру *neoburgense*). В то же время, к примеру, характер изменения разнообразия аммонитов разной палеобиогеографической приуроченности по разрезу для Русской платформы и Северо-Западной Европы принципиально различается [Захаров, Рогов, 2003]. Значительно более перспективной кажется корреляция событий внутри бассейна на экостратиграфической основе [Гладенков, 1983].

В настоящее время для юрских отложений многих регионов разработаны инфразональные шкалы по аммонитам. Важно отметить, что в пределах небольших стратиграфических интервалов (продолжительностью чаще всего меньше подъяруса) нередко соседствуют фаунистические горизонты, выделенные на разной основе. В первую очередь можно различать «филогенетические» горизонты, отражающие эволюцию единой филолинии, и «миграционные» горизонты, которые, как правило, фиксируют кратковременные миграционные события (рис. 7). Наибольшей детальности можно достичь, по всей видимости, используя серию параллельных шкал, отражающих как эволюционные события в разных группах аммонитов, так и моменты проникновения чуждых элементов. Подобный подход был с успехом использован при разработке Борейального зонального стандарта [Захаров и

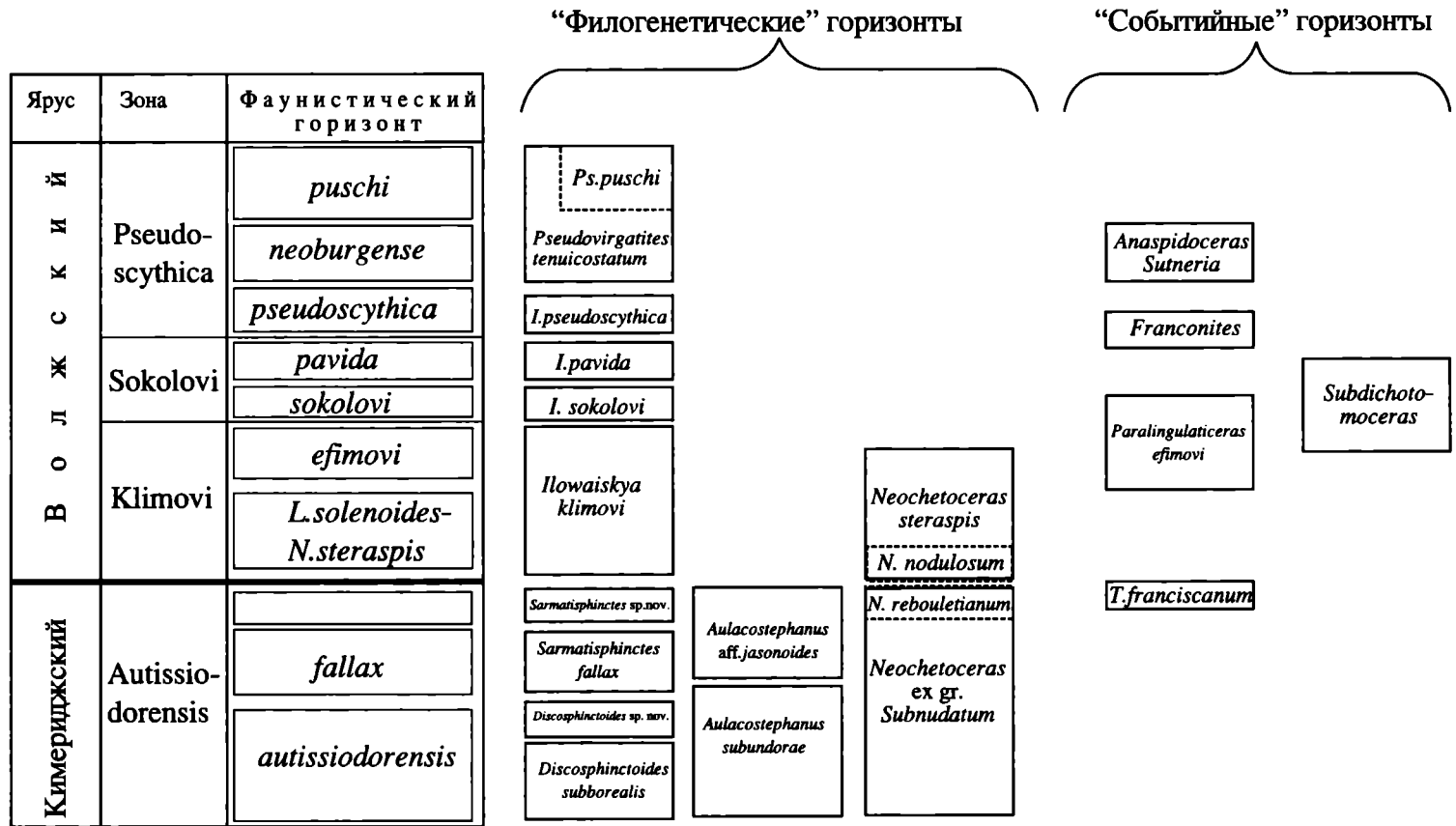


Рис. 7. Вариант инфразональной биостратиграфической схемы верхнекимериджских и нижневолжских отложений Русской платформы, основанной на выделении параллельных фаунистических горизонтов

Названия некоторых таксонов и особенности их распространения приведены предварительно и нуждаются в уточнении

др., 1997] и при построении зональной аммонитовой шкалы тоара Северо-Востока России [Князев и др., 2003].

В перспективе не исключено проведение детальной корреляции внутри таксономически однородных комплексов по относительной частоте встречаемости таксонов. Правда, такая корреляция сопряжена со значительными сложностями, вызванными в первую очередь неполнотой разрезов и влиянием локальных факторов (течений, региональной палеогеографии и тектоники) на состав изучаемых комплексов. Например, для границы келловея и оксфорда по всей Северной Евразии фиксируется массовое проникновение бореальных аммонитов к югу («Boreal spread» В.Дж. Аркелла), но в разных разрезах уровень максимальной относительной доли кардиоцератид заметно отличается, изменяясь от фаунистического горизонта *lamberti* одноименной зоны до подошвы подзоны *Pracordatum* зоны *Mariae* нижнего оксфорда [Rogov, Kiselev, 2003]. При этом иногда фиксируются два пика проникновения кардиоцератид (в самом конце келловея и в начале оксфорда), разделенных интервалом с преобладанием суббореальных или субсредиземноморских таксонов.

### ВЫВОДЫ

Для временных интервалов, при которых эпиконтинентальные бассейны связаны с океаном, изменения в относительном обилии аммонитов по отношению к макробентосу и состав ассоциаций аммонитов хорошо увязываются с эвстатическими событиями и региональной тектоникой. При этом в ассоциациях аммонитов подъем уровня моря в первую очередь отражается на увеличении разнообразия, тогда как в зависимости от направления трансгрессии (бореальной или тетической) могут преобладать аммониты разной палеобиогеографической приуроченности. По сравнению с комплексами бассейнов, расположенных вблизи океана, для эпиконтинентальных морей, таких как кимеридж-волжское Среднерусское море, характерна в целом небольшая роль аммонитов в экосистемах по сравнению с бентосными организмами при доминировании в бентосе двустворок. Следует также отметить отсутствие во внутренних эпиконтинентальных морях океанических аммоноидей (филло-, литоцератид и гетероморфов).

### БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 03-05-64297 и 03-05-64964), а также проекта № 310 6-го конкурса-экспертизы молодых ученых РАН 1999 г. В сборе фактического материала к работе большую помощь оказали А.В. Гужов, А.П. Ипполитов, Д.Н. Киселев, А.С. Орлова и Э.П. Ясковская. Ряд ценных замечаний в процессе подготовки статьи был сделан Ю.Б. Гладенковым и В.А. Захаровым. Всем перечисленным выше коллегам мне хочется выразить свою искреннюю признательность. Я также благодарен Федерико Олоризу (Dr. F. Olóriz, Гранада, Испания), приславшему свои многочисленные публикации по экостратиграфии верхней юры разных регионов.

ЛИТЕРАТУРА

- Барабошкин Е.Ю., Веймарн А.Б., Конаевич Л.Ф. и др. Изучение стратиграфических перерывов при производстве геологической съемки: Метод. рекомендации. М.: Изд-во МГУ, 2002. 163 с.
- Гладенков Ю.Б. Реальности корреляции древних толщ на экостратиграфической основе // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 9. С. 69–83.
- Захаров В.А. Тафономия и экология морских беспозвоночных: Учеб. пособие. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР. 1984. 78 с.
- Захаров В.А., Богомолов Ю.И., Ильина В.И. и др. Бореальный зональный стандарт и биостратиграфия мезозоя Сибири // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 5. С. 927–956.
- Захаров В.А., Боден Ф., Дю В. и др. Изотопные и палеоэкологические свидетельства высоких палеотемператур в кимеридже Приполярного Урала // Там же. 2005. Т. 46, № 1. С. 3–20.
- Захаров В.А., Rogov M.A. Бореально-тетические миграции моллюсков на юрско-меловом рубеже и положение биогеографического экотона в Северном полушарии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11, № 2. С. 54–74.
- Киселев Д.Н. Относительные палеотемпературные изменения в Среднерусском море келловей-оксфордского времени // Экосистемные перестройки и эволюция биосферы. М.: ПИН РАН, 1998. Вып. 3. С. 96–105.
- Князев В.Г., Девятов В.П., Кутыгин Р.В. и др. Зональный стандарт тоарского яруса Северо-Востока Азии. Якутск: ЯФ СО РАН, 2003. 103 с.
- Красилов В.А., Зубаков В.А., Шульдинер В.И., Ремизовский В.И. Экостратиграфия: Теория и методы. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 148 с.
- Месежников М.С. Кимериджский и волжский ярусы севера СССР. Л.: Недра, 1984. 224 с.
- Месежников М.С. Титонский, волжский и портландский ярусы: (Геологические и биологические события, корреляция) // Осадочная оболочка Земли в пространстве и времени: Стратиграфия и палеонтология. М.: Наука, 1989. С. 100–107.
- Митта В.В. О новых публикациях по аммонитам и стратиграфии юры // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2004. Т. 79, вып. 1. С. 90–98.
- Михайлов Н.П. Бореальные позднерурские (нижневолжские) аммониты (*Virgatosphinctinae*) // Бореальные позднерурские головоногие. М.: Наука, 1964. С. 7–90. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 107).
- Олориз Ф., Тавера Ж. Граница юры и мела в Южной Испании: Экостратиграфический аспект // Граница юры и мела. Новосибирск: Наука, 1990. С. 64–78. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 699).
- Рогов М.А. Корреляция нижневолжского и зоны *randeti* средневолжского подъяруса с титонем // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12, № 1. С. 41–66.
- Стратиграфия юрской системы севера СССР / Под ред. В.Н. Сакса. М.: Наука, 1976. 436 с.
- Abbink O., Targarona J., Brinkhuis H. et al. Late Jurassic to earliest Cretaceous palaeoclimatic evolution of the southern North Sea // Global and Planet. Change. 2001. Vol. 30. P. 231–256.
- Baraboshkin E.J. Berriasian-Valanginian (Early Cretaceous) seaways of the Russian Platform basin and the problem of Boreal / Tethyan correlation // Geol. Carpat. 1999. Vol. 50, N 1. P. 5–20.
- Gröcke D.R., Price G.D., Ruffell A.H. et al. Isotopic evidence for Late Jurassic-Early Cretaceous climate change // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 2003. Vol. 202. P. 97–118.
- Hallam A. A review of the broad pattern of Jurassic sea-level changes and their possible causes in the light of current knowledge // Ibid., 2001. Vol. 167. P. 23–37.
- Hantzpergue P. Faunal trends and sea level changes: Biogeographic patterns of Kimmeridgian ammonites on the Western European shelf // Geol. Rdsch. 1995. Bd. 84. S. 245–254.
- Hantzpergue P., Baudin F., Mitta V. et al. The Upper Jurassic of the Volga basin: Ammonite biostratigraphy and occurrence of organic-carbon rich facies : Correlations between boreal-subboreal and submediterranean provinces // Mém. Mus. Nat. Hist. Natur. 1998. Vol. 179. P. 9–33.
- Hardenbol J., Thierry J., Farley M. et al. Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins // Spec. Publ. SEPM. 1998. N 60. P. 3–13, 763–781.



- O'Dogherty L., Sandoval J., Vera J.A.* Ammonite faunal turnover tracing sea-level changes during the Jurassic (Betic Cordillera, Southern Spain) // *J. Geol. Soc. London*. 2000. Vol. 157, pt. 4. P. 723–736.
- Olóriz F.* Time-averaging and Long-term palaeoecology in macroinvertebrate fossil assemblages with ammonites (Upper Jurassic) // *Rev. Paléobiol.* 2000. Vol. spéc. 8. P. 123–140.
- Olóriz F., Caracuel J.E., Rodríguez-Tovar J.J.* Using ecostratigraphic trends in sequence stratigraphy // *Sequence stratigraphy and depositional response to eustatic, tectonic and climate forcing*. Amsterdam: Kluwer, 1995. P. 59–85, 12 fig.
- Olóriz F., Caracuel J.E., Ruiz-Heras J.J.* et al. Ecostratigraphic approaches, sequence stratigraphy proposals and block tectonics: Examples from epicontinental swell areas in south and east Iberia // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1996. Vol. 121. P. 271–295.
- Olóriz F., Rodríguez-Tovar F.J.* Biostratigraphic review and ecostratigraphic analysis of the Fuente Alamo profile (External Prebetic, Betic Cordillera, Spain) // *Profil.* 1999. Vol. 16. P. 73–81.
- Olóriz F., Villaseñor A.B., González-Arreola C.* Factors controlling upper Jurassic ammonite assemblages in north-central Mexico // *Lethaia*. 1997. Vol. 30. P. 337–351.
- Rees P.M., Ziegler A.M., Valdes P.J.* Jurassic phytogeography and climates: New data and model comparisons // *Warm climates in Earth history*. Cambridge: Cambridge Univ. press, 2000. P.297–318.
- Riboulleau A., Baudin F., Daux V.* et al. Evolution de la paléotempérature des eaux de la plate-forme russe au cours du Jurassique supérieur // *C.r. Acad. sci. Paris. Sér. Sci. Terre et Planètes*. 1998. T. 326. P. 239–246.
- Riboulleau A., Baudin F., Deconinck J.-F.* et al. Depositional conditions and organic matter preservation pathways in an epicontinental environment: the Upper Jurassic Kashpir Oil Shales (Volga Basin, Russia) // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2003. Vol. 197. P. 171–197.
- Riboulleau A., Baudin F., Derenne S.* et al. Depositional and early diagenetic origin of contrasting OM features in the Upper Jurassic Kashpir Oil Shales (Russian Platform). Davos, 2001. 1 p. (IAS 2001: 21st meeting – International Association of Sedimentologists).
- Rogov M.A.* Changes in the Latest Kimmeridgian-Middle Volgian molluscan faunas of the Russian Platform and Siberia versus sea level change, paleoclimate and regional tectonic patterns // *Mesozoic paleoceanography in response to paleogeographic and paleoclimatic forcings*. Paris, 2003. Abstract volume. P. 38.
- Rogov M.A.* The Russian Platform as a key region for Volgian/Tithonian correlation: A review of the Mediterranean faunal elements and ammonite biostratigraphy of the Volgian stage // *Riv. Ital. Paleontol. e Stratigr.* 2004. Vol. 110, N 1. P. 321–328.
- Rogov M.A., Kiselev D.N.* Signature of the climatic changes in the ammonite and spore-pollen assemblages and their comparison with palaeotemperature data from the Late Callovian till Early Oxfordian // *Mesozoic paleoceanography in response to paleogeographic and paleoclimatic forcings*. Paris, 2003. Abstract volume. P. 39.
- Sahagian D., Pinous O., Olfieriev A.* et al. Eustatic curve for the Middle Jurassic-Cretaceous based on Russian Platform and Siberian stratigraphy: Zonal resolution // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1996. V. 80. P. 1433–1458.
- Sandoval J., O'Dogherty L., Guex J.* Evolutionary rates of Jurassic ammonites in relation to sea-level fluctuations // *Palaios*. 2001. Vol. 16. P. 311–335.
- Sarti C.* Sea-level changes in the Kimmeridgian (Late Jurassic) and their effects on the phenotype evolution and dimorphism of the ammonite genus *Sowerbyceras* (Phylloceratina) and other ammonoid faunas from the distal pelagic swell area of the «Trento Plateau» (Southern Alps, Northern Italy) // *GeoActa*. 2003. Vol. 2. P. 115–144.
- Schweigert G., Scherzinger A., Parent H.* The *Volanoceras* lineage (Ammonoidea, Simoceratidae) – a tool for long-distance correlation in the Lower Tithonian // *Stuttgart. Beitr. Naturk. Ser. B*. 2002. N 326. S. 1–43.
- Vishnevskaya V.S., De Wewer P., Baraboshkin E.Yu.* et al. New stratigraphic and paleogeographic data on Upper Jurassic and Cretaceous deposits from the eastern periphery of the Russian Platform // *Geodiversitas*. 1999. Vol. 21. N 3. P. 347–363.

**СВЯЗЬ СОСТАВА  
И РАЗНООБРАЗИЯ ФОРАМИНИФЕР  
ТЕРМИНАЛЬНОЙ ЮРЫ  
С ФАЦИЯМИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИМИ  
УСЛОВИЯМИ**

Изучены сообщества фораминифер, заселявшие морские бассейны терминальной юры различных широтно-климатических зон. Проанализированы их состав и распределение в основных зоохориях юрского времени – Тетической, Бореально-Атлантической и Арктической. Изучение систематического разнообразия сообществ по каждой зоохории и по отдельным регионам показало, что в конце юры в титонское (волжское) время они включали представителей 14 отрядов, 36 семейств, 157 родов и свыше 450 видов, из которых четыре рода принадлежат к планктонным фораминиферам, остальные – к бентосным. Установлено, что важнейшими критериями при изучении сообществ являются: систематическое разнообразие, уровень специализации таксонов, продолжительность их существования и размеры ареала. Дана оценка влияния факторов внешней среды на состав и распределение фораминифер. Выявлены особенности сообществ фораминифер основных зоохорий, которые проявились: 1) в различии состава сообществ только в мелководных зонах моря; 2) в ранге эндемизма – высоком в тетических морях, снижающимся в бореальных и самом низком (видовом) в арктических бассейнах; 3) в уровне таксономического разнообразия, максимальном в Бореально-Атлантической зоохории и заметно снижающимся в тетических и арктических бассейнах.

**К.И. Kuznetsova** , V.A. Basov, A.I. Voznesenskii

**TAXONOMIC COMPOSITION  
AND DIVERSITY  
OF THE TERMINAL JURASSIC FORAMINIFERS  
CONTROLLED BY FACIES AND PALEO GEOGRAPHIC  
ENVIRONMENTS**

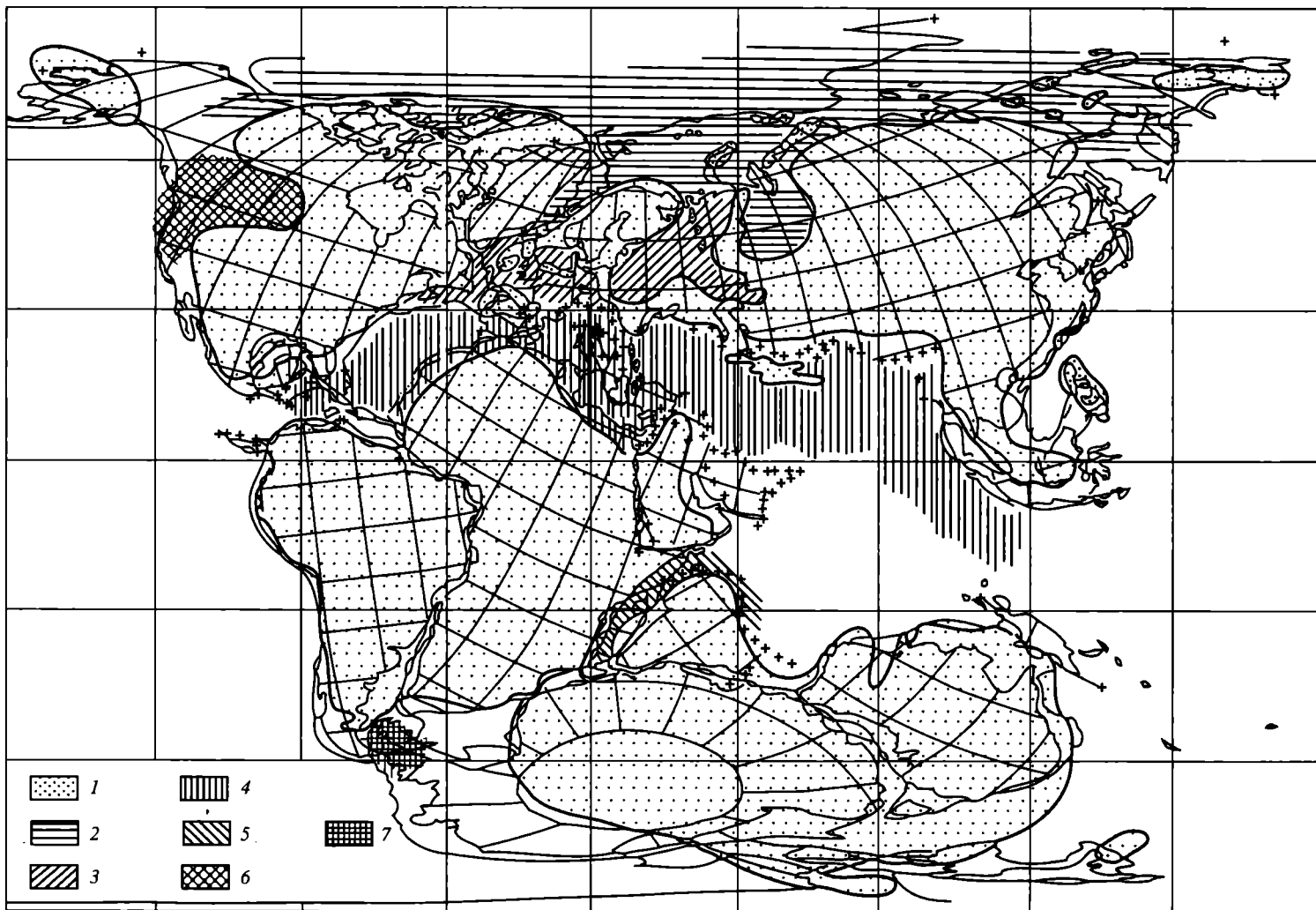
Foraminiferal associations inhabited the Terminal Jurassic sea basins of various latitudinal climatic zones were studied. Their composition and distribution in the major Jurassic zoochore – Tethyan, Boreal-Atlantic, and Arctic – were analyzed. The Tithonian (Volgian) associations were found out to have comprised representatives of 14 orders, 36 families, 157 genera, and more than 450 species; four genera belonging to planktonic foraminifera and the rest, to the benthic ones. The most significant criteria of the analysis were taxonomic diversity of associations, specialization level, duration of life, and extent of distribution of taxa. Environmental control over the composition and distribution of the associations was estimated. The foraminiferal associations of the major zoochore are distinguished by (1) taxonomic composition of shallow-water areas only; (2) degree of endemism, which was the highest in the Tethyan seas, reduced in the Boreal region and the lowest in the Arctic basins; (3) taxonomic diversity, which was maximal in the Boreal-Atlantic zoochore but noticeably decreased in the Tethyan and Arctic basins.

## ВВЕДЕНИЕ

В числе важнейших параметров, характеризующих любую группу организмов, ископаемых или современных, одним из основных является ее биоразнообразие. Оно непосредственно связано с остальными важнейшими параметрами – продолжительностью существования таксонов, уровнем специализации, размерами ареала. Поскольку ничто в органическом мире не находится в состоянии полной стабильности (даже временной), а подвержено непрерывным изменениям и преобразованиям, отражающим процесс эволюции, развитие таксона любого ранга проходит ряд последовательных этапов, оценкой которых, наряду с другими показателями, служит уровень биоразнообразия. Существуют два аспекта, определяющих темп изменений биоразнообразия – внутренний, генетический, зависящий от биологических особенностей данной группы организмов, и внешний, контролируемый средой обитания и реакцией таксонов на ее изменения. Изучение последнего на примере развития фораминифер и является задачей настоящей работы. В этом отношении средний мезозой представляется временем, благоприятным для таких наблюдений, особенно для изучения фораминифер, богатейшие сообщества которых заселяли морские бассейны всех широтно-климатических поясов и обитали на всех глубинах от абиссали до литорали.

Итак, мы имеем две составляющие эволюции – биологическую и экологическую, роль и влияние которых неоднократно изменялись в ходе этого многокомпонентного, сложного и длительного процесса. Изучение юрских сообществ фораминифер, существовавших в течение более чем 70 млн лет, позволило выяснить, что на фоне общего волнообразно-поступательного развития этой группы организмов отмечаются рубежи значительных перестроек – глобальный спад систематического разнообразия на рубеже ранней и средней юры, бурная вспышка таксонообразования в начале поздней юры и постепенная стабилизация в ее конце [Басов, Кузнецова, 2000а; Кузнецова, 2001б]. Можно выделить несколько этапов в развитии этой группы, различающихся прежде всего уровнем биоразнообразия: I – раннеюрский начальный посткризисный, характеризующийся в геттанге и раннем синемюре низким систематическим разнообразием, резко возрастающим в конце синемюра, в плинсбахе и тоаре; II – среднеюрский, начавшийся с кризисных явлений на рубеже тоара и аалена, отмеченный возрастанием систематического разнообразия в байос-бате Тетиса и снижением разнообразия в Арктической и Бореально-Атлантической зоохориях; III – келловей-оксфордский расцвет, сопровождавшийся повсеместно бурной вспышкой таксонообразования, и IV – кимеридж-титонская стабилизация.

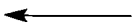
Иными словами, используя координату времени, мы можем проследить общий ход и направленность развития фораминифер, отражающиеся в динамике их систематического разнообразия. Однако, если рассматривать этот процесс не только во времени, но и в пространстве, изучая конкретные сообщества этих организмов в конкретных бассейнах, то картина получается значительно более сложной. Более того, в отдельные моменты юрской ис-



тории развитие фораминифер в бассейнах разных зоохорий находилось в противофазах (байосский и батский век в морях Тетиса и Арктики).

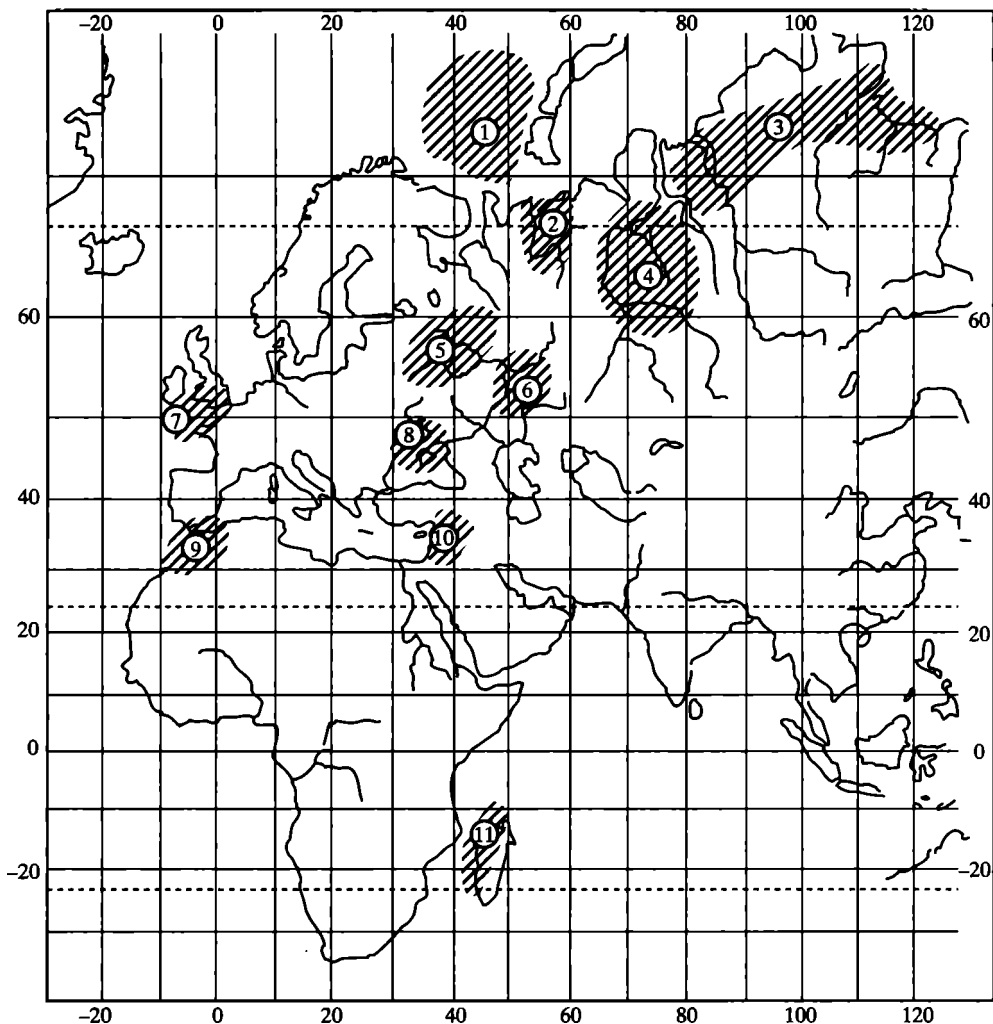
Отдавая себе отчет в невозможности одинаково детально изучить весь спектр фациальных и палеогеографических обстановок во всех юрских акваториях, авторы выбрали несколько наиболее существенно различающихся между собой типов бассейнов, расположенных в разных широтно-климатических зонах, формировавшихся в разных тектонических и геодинамических условиях и имевших различный тип осадконакопления. При таком сравнительном изучении особый интерес представляли одновозрастные, но различные по своим характеристикам бассейны и обитавшие в них сообщества фораминифер. В качестве такой «модели» были выбраны бассейны титонского (волжского) века. Этот завершающий юрское время век важен для изучения состава и распределения микробиоты, обитавшей в разных бассейнах в связи с резким усилением дифференциации палеогеографических обстановок в конце юры. Расположение климатических зон с субширотным простираанием, унаследованное от предыдущих эпох, в титоне еще сохранялось, однако различия состава фораминиферных сообществ в бассейнах разного типа обозначились гораздо резче (рис. 1).

Материалом для исследования послужили разрезы, субмеридионально расположенные от 30° до 75° с.ш. (в современном положении широт). Они включали бассейны Восточного Средиземноморья (Сирия, Турция, Израиль), Крыма, Восточно-Европейской платформы, в том числе Тимано-Печорской впадины, Западной Сибири, Севера Сибири, Арктических островов и Баренцева моря. Таким образом, они охватывали тропические акватории Тетического пояса, субтропические бассейны Перитетиса, а также бореальные и арктические моря (рис. 2). В пользу выбора для изучения именно волжских (титонских) отложений этих регионов было и то обстоятельство, что по ним авторы располагали собственным, а не только литературным материалом, детально изученными и описанными разрезами и коллекциями фораминифер. Следует особо отметить, что важнейшей задачей было исследование материала из бассейнов с разным типом осадконакопления – карбонатным, карбонатно-терригенным, терригенным и так называемым черносланцевым. Последний тип осадконакопления – формирование черных битуминозных глин и глинистых сланцев – представляет особый интерес для понимания воздействия на донную биоту аноксических условий, сероводородного заражения, избытка органического вещества в осадке. Эта фация достаточно широко распространена в пределах Восточно-Европейской платформы, Тимано-Печорского бассейна, Южной Англии, Баренцево-морского шельфа и Западной Сибири. По возрастному положению эти породы приурочены к волжскому ярусу, чаще всего – средневолжскому подъярусу. В Англии битуминозные глины слагают верхнюю часть



**Рис. 1.** Палеобиогеографическая схема титонского (волжского) века

1 – предполагаемое распространение суши; 2–7 –зоохории: 2 – Арктическая, 3 – Бореально-Атлантическая, 4 – Тетическая, 5 – Нотальная, 6 – Бореально-Тихоокеанская, 7 – Южно-Приполярная



**Рис. 2.** Схема расположения изученных регионов

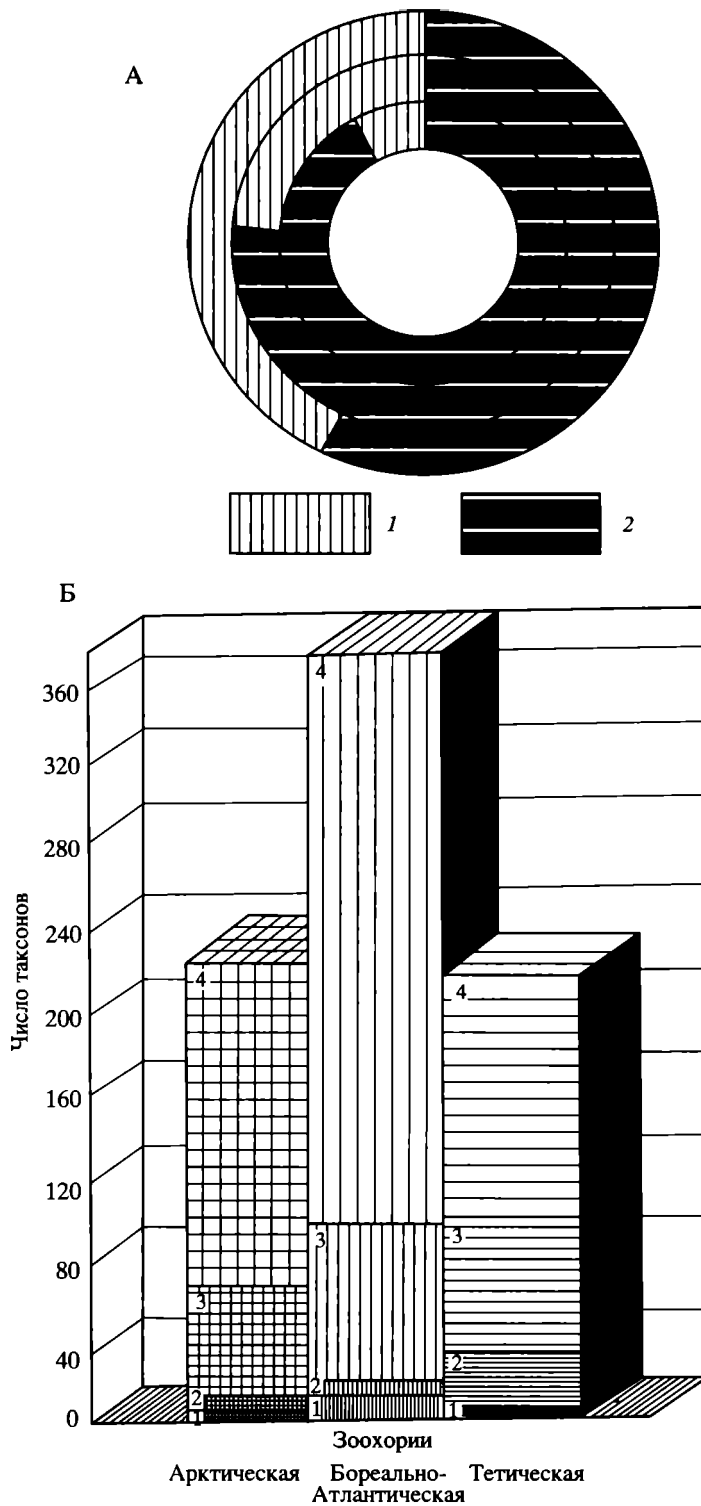
1 – Шельф Баренцева моря; 2 – Тимано-Печорский бассейн; 3 – Северная Сибирь и Таймыр; 4 – Западная Сибирь; 5, 6 – Восточно-Европейская платформа: 5 – Московская синеклиза, 6 – Среднее Поволжье; 7 – Южная Англия; 8 – Крым; 9 – Марокко; 10 – Сирия; 11 – Мадагаскар



**Рис. 3.** Численность таксонов и соотношение эндемичных и космополитных родов титонских (волжских) фораминифер в бассейнах основных зоохорий, %

На А: 1 – роды; 2 – эндемичные, 2 – космополитные. Кольца обозначают зоохории: наружное – тетическую, среднее – Борельно-Атлантическую, внутреннее – Арктическую

На Б: 1 – отряды; 2 – семейства; 3 – роды; 4 – виды



Таксономическое разнообразие титонских (волжских)

Зоохория	Регион	Батиметри- ческая зона	Тип осадко- накопления	Число таксонов		
				Отряд (O)	Семейство (C)	Род (P)
Тетическая	Число таксонов по зоохории в целом			13	37	95
	Сирия Антиливан и Береговой хребет	Литораль	Корбонат- ный	12	16	26
	Крым Восточно- Крымский прогиб	Эпибатналь	Терриген- но-карбо- натный	13	28	56
Бореально- Атлантиче- ская	Число таксонов по зоохории в целом			14	22	93
	Восточно- Европейская платформа Ульяновско- Саратовский прогиб	Сублитораль	Карбонат- но-терри- генный	10	22	53
	Московская синеклиза	Литораль	Терриген- ный	9	15	30
	Печорская синеклиза	Сублитораль	Глинисто- терриген- ный	10	15	36
Арктичес- кая	Число таксонов по зоохории в целом			9	14	67
	Таймыр П-ов Пахса Енисей- Хатангский прогиб	Сублитораль- эпибатналь	Глинисто- терриген- ный	7	9	26
	Шельф Ба- ренцева моря	Сублитораль	Черно- сланцевый	5	6	18

«kimmeridgeclay», в Западной Сибири – осадконакопление такого типа, начавшееся в средневолжское время, продолжалось и в бореальном берриасе (баженовская свита).

В ходе работы проведено сравнение сообществ фораминифер, включающих 14 отрядов, 36 семейств, 157 родов и более 450 видов (таблица), по следующим параметрам: 1) общая численность систематического состава с учетом числа таксонов всех рангов от вида до отряда и определения индекса систематического разнообразия; 2) соотношение числа секреторных и



## фораминифер в бассейнах основных зоохорий

Вид (В)	Число таксонов				Индекс разнообразия	
	Число родов				Родового Р/О	Видового В/Р
	Эндемики	Космополиты	Агглютинирующие	Секреторные		
216	37	58	46	49	7,3	2,2
26	15	11	22	4	1,3	1,2
140	6	50	18	38	4,3	2,5
370	21	72	36	56	6,6	4
178	5	49	21	32	5,3	3,4
75	2	73	6	24	3,3	2,5
60	4	32	13	23	1,6	3,6
227	5	62	37	30	7,4	3,4
56	2	54			3,7	2,1
35	3	15	14	4	3,6	1,9

агглютинирующих раковин; 3) присутствие и численность эндемичных форм и их соотношение с космополитными таксонами. Кроме того, выявилось соотношение таксонов разного ранга (индексы таксономического разнообразия) (см. таблицу). Так, в тетических сообществах отмечен самый низкий уровень видового разнообразия (2,3). Это связано с тем, что большинство тетических родов-эндемиков является моно- или олиготипическими, т. е. представлены 1–2, реже 3–4 одновременно существовавшими видами, в то время как широко распространенные и космополитные роды имели

разнообразный видовой состав, насчитывавший до 20–40 одновременно живших видов. Последнее особенно четко проявляется у представителей отряда Lagenida. Следует, однако, отметить, что видовое разнообразие таких родов, как *Lenticulina*, *Marginulina*, *Marginulinopsis*, *Saracenaria* и др., в морях Бореально-Атлантической области было значительно выше, чем в Тетической области, где оно редко превышало 2–4 одновременно существовавших вида. Самый высокий индекс родового разнообразия – 7,4 – отмечен в арктических сообществах, а видового (до 4,0) – в бореально-атлантических.

Следующим важным моментом при сравнении систематического разнообразия сообществ из бассейнов разных палеозоохорий является уровень эндемизма (рис. 3). В этом отношении сообщества фораминифер различаются весьма существенно: в Тетической зоохории эндемизм проявлялся на высоком таксономическом уровне, вплоть до семейств и отрядов, в Бореально-Атлантической – преимущественно на уровне родов и видов. Наиболее низкий – видовой уровень эндемизма отмечен в Арктической зоохории.

В этой связи следует коснуться еще одного параметра, определяющего особенности состава сообществ – размеров ареала таксонов, составляющих это сообщество. Наблюдения показывают, что ареал надвидовых таксонов, в нашем случае родов, непосредственно связан с другими основными параметрами – уровнем специализации, продолжительностью существования и систематическим разнообразием. Определяющим в этой причинно-следственной зависимости является уровень специализации, имеющий обратную коррелятивную связь с остальными параметрами. Роды-эндемики, как тетические, так и бореальные, – в основном обитатели мелководья – отличаются высоким уровнем специализации – сложным, преимущественно гетерогенным или циклическим строением раковины, характером сложной стенки (лабиринтовой и альвеолярной) у тетических литуолид и пфендеринид, таких как *Bramkampella*, *Anchispirocyclus*, *Alveosepta*, *Kilianina*, наличием дополнительных апертурных отверстий (*Mironovella*, *Pseudoepistominella*, *Rectoepistominoides*) и другими морфологическими особенностями. Ареал таких форм ограничен и колеблется от точечного – отдельные местонахождения в ограниченном участке бассейна (*Mironovella*) – до субпровинциального (*Bramkampella*, *Anchispirocyclus*).

Сравнение состава сообществ фораминифер из разных широтно-климатических зон, обитавших на разных глубинах и связанных с различными типами осадков, показало, что систематический состав этих сообществ был существенно различным только в мелководных зонах бассейнов, в то время как в более глубоководных зонах и участках с илистым дном различия сглаживались, поскольку они заселялись космополитными формами (нодозаридами и эпистоминидами), а также высокотолерантными широко распространенными мелкими агглютинирующими фораминиферами (литуолидами и атаксофрагмидами) (рис. 4, см. вклейку).

При составлении палеобиогеографических схем для каждого из изученных регионов авторы использовали для наглядности «кубик», в левой части которого приведен литологический состав пород, слагающих соответствующую часть разреза; далее (направо) – батиметрическая зона бассейна, в

которой происходило накопление этих осадков, и общая их характеристика; далее – состав характерных сообществ фораминифер и номер зоны от мелководных к глубоководным частям бассейна (римские цифры). Иными словами, рассматривая любое сообщество фораминифер данного региона и конкретного разреза, можно достаточно точно определить батиметрическую зону и характер осадка, на котором это сообщество обитало, т.е. выявить связь таксономического состава фораминифер с литолого-фациальными обстановками бассейна. В зависимости от поставленной задачи исследователь может идти либо от состава пород и фаций к фауне, либо (как это делали авторы) от состава фаунистических сообществ к батиметрической и фациальной зоне бассейна.

Рассмотрение состава сообществ фораминифер целесообразно начать с южных регионов, где они наиболее детально изучены в разрезах Сирии.

### СИРИЯ

Юрские отложения Сирии исследованы более чем в 50 разрезах, однако титонские породы известны всего в шести естественных выходах в пределах Антиливана и Берегового хребта, где они представлены карбонатными и глинисто-карбонатными отложениями небольшой, сильно колеблющейся мощности (10–80 м). Морской бассейн в конце юры охватывал западную и, отчасти, центральную Сирию, открываясь на запад в сторону современного Средиземного моря и замыкаясь субмеридианально к востоку от линии Алеппо–Тадмор–Дамаск (рис. 5).

В современной геологической структуре титонские осадки имеют ограниченное и мозаичное распространение, что связано с мощными предмеловыми поднятиями, сократившими область морской седиментации и частично уничтожившими накопившиеся осадки, подвергшиеся денудации. Бассейн был расположен в приэкваториальной зоне, что в условиях аридного климата обусловило преобладание карбонатного осадконакопления в западной части и накопление карбонатно-сульфатных осадков в восточной – области замыкания бассейна. Западная часть акватории – зона открытого мелководья шельфа – была наиболее благоприятной для обитания донных фораминифер, в сообществах которых доминировали эндемичные тетические формы из семейств *Cyclamminidae*, *Mauncinidae*, *Charentiidae*. Таксономическое разнообразие, представленное на таблице, указывает на особенность этих сообществ, в которых не только преобладали «крупные» фораминиферы из числа сложных литуолид и атаксофраглиид, но в большинстве случаев сообщества были представлены исключительно этими тропическими эндемиками. Лишь в отдельных прослоях глинисто-карбонатных пород комплексы фораминифер имели смешанный состав, включающий также космополитные формы, преимущественно надозарииды, спириллиниды и роталииды. Встреченные в этих отложениях сообщества фораминифер включают следующие роды: *Reophax*, *Ammobaculites*, *Recurvoides*, *Palaeotextularia*, *Verneuilina*, *Belorussiella*, *Gandryina*, *Melathrokerion*, *Marssonella*, *Stomatostoecha*, *Anchispirocyclina*, *Kurnubia*, *Choffatella*, *Alveosepta*,

**Легенда литологии:**

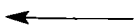
- 1: Песчаник
- 2: Глина
- 3: Известняк
- 4: Карбонатно-сульфатные осадки
- 5: Глинисто-карбонатные осадки
- 6: Терригенно-карбонатные осадки
- 7: Литораль-эпипатраль
- 8: Сублитораль
- 9: Открытое мелководье
- 10: Лагуна
- 11: Удаленная от берега зона

**Южная пассивная окраина Мезотетиса (северо-западная часть Аравийской плиты)**

Лагунальная зона с карбонатно-сульфатными осадками	Фораминиферы не встречены	I
Открытое мелководье шельфа. Сублитораль. Глинисто-карбонатные осадки и различные известняки	Сообщество с преобладанием эндемичных форм из семейств <i>Suclammnidae</i> , <i>Mauroscimidae</i> , <i>Charentiidae</i>	II
Удаленная от берега зона моря с терригенно-карбонатными осадками. Литораль-эпипатраль	Нет данных	III

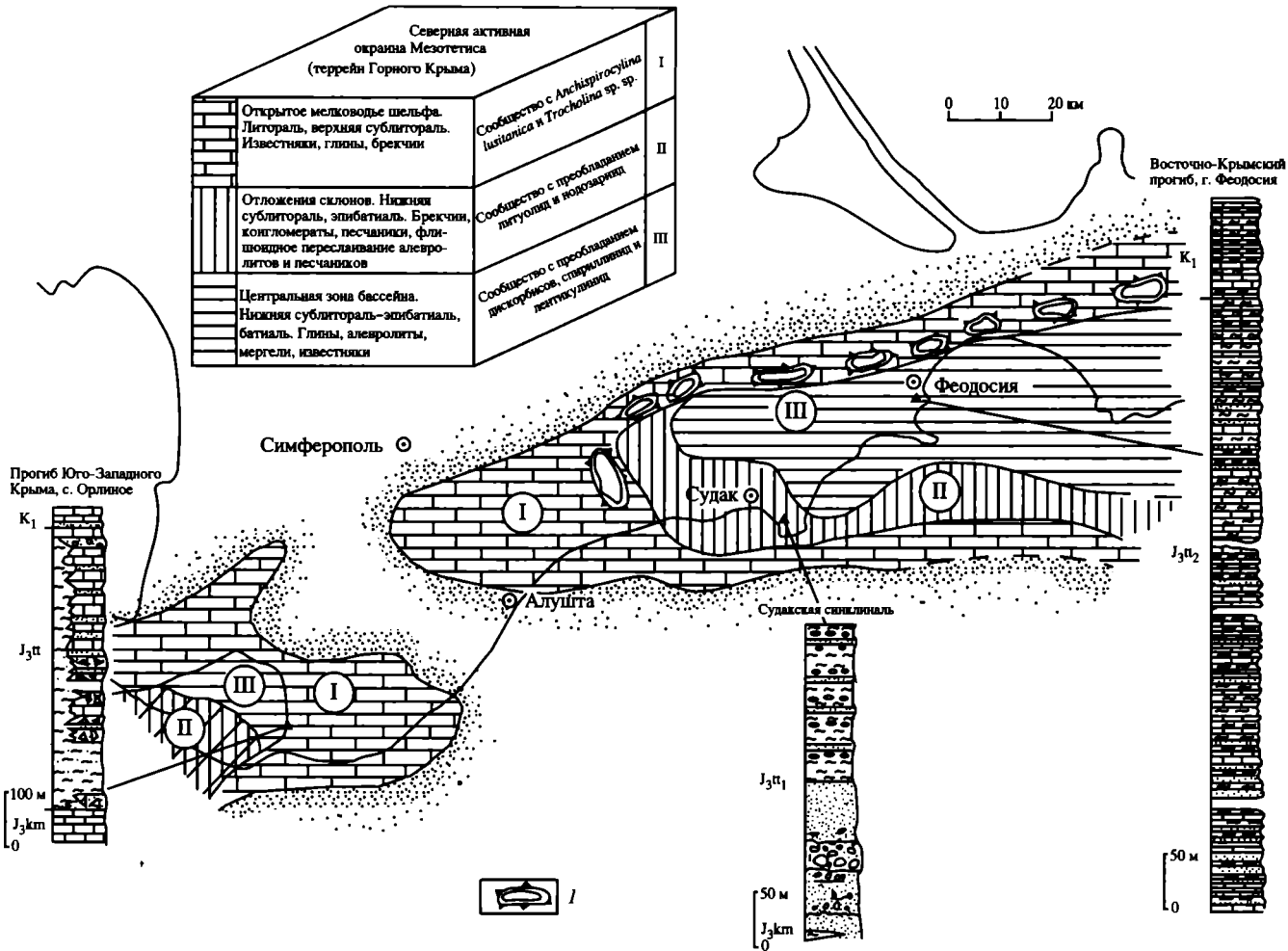
*Pseudocyclamina, Nautiloculina, Spirillina, Trochospirillina, Globospirillina.* Все отложения титонского возраста в Сирии представлены мелководными фациями, формировавшимися в условиях литорали или верхней сублиторали.

Грубообломочные породы в титонское время известны в центральной части этого бассейна в Сирии, в горах Джебель Шекиф, где в кровле титона на строматопоровых и пизолитовых известняках залегает слой конгломерата до 3 м мощности. Несколько южнее (разрезы Вади аль Карн и Сед аль Карн) на юго-западе Антиливана титонские отложения сложены рыхлыми мелоподобными мергелями и глинистыми известняками с отдельными прослоями пелитоморфных известняков, содержащих редкие, но характерные для титона тинтиниды: *Chitinoidella dobeni* Borza, *Ch. slovenica* Borza, *Crassicollaria intermedia* Durand-Delga, *Tintinopsella carpatica* (Murg.-Fil.). В мергелях присутствует богатый комплекс фораминифер, состоящий преимущественно из «крупных» литуолитов, цикламминид, спироциклинид и пфендеририд. Все указанные формы являются тетическими эндемиками и по своему родовому и видовому составу указывают на титонский возраст вмещающих пород, что согласуется с присутствием в прослоях пелитоморфных известняков характерных титонских тинтинид. К северу от указанных разрезов титона палеонтологически охарактеризованные отложения этого возраста отсутствуют. Отдельный выход этих пород известен только около селения Кадмус, в центральной части Берегового хребта. В этом разрезе на породах келловей, представленных детритовыми известняками, с резким эрозионным несогласием залегает пачка переслаивания комковатых песчаных глин, плотных окремелых известняков, рыхлых комковатых глин и нодулярных известняков. Обильное по систематическому составу и численности раковин сообщество фораминифер, присутствующих в этой части разреза, включает характерные титонские виды из родов *Alveosepta, Streptocyclamina, Pseudospirocyclus, Anchispirocyclus, Choffatella*. Выше, в залегающих над этой пачкой глинистых мергелях, отделенных от подстилающих пород эрозионным несогласием, встречен близкий по составу комплекс эндемичных тетических фораминифер, в котором, наряду с перечисленными видами, также присутствуют широко развитые в берриасе Тетиса *Bramkampella arabica* Redmond, *Charentia evoluta* Gorbachik, *Feurtillia frequens* Maupс, *Stomatostoecha compressa* Gorbachik, *Phenacophragma* sp., а также многочисленные раковины *Pseudocyclamina sulaiyana* Redmond. Состав этого сообщества указывает на его принадлежность к переходному титон-берриасским слоям. Выше, также с резким эрозионным несогласием, залегают коричневатые-серые и шоколадные тонкослоистые глины с обильными обугленными растительными остатками, относимые к нижнему мелу. Мощно-



**Рис. 5.** Палеобиогеографическая схема бассейна Западной Сирии в титонское время  
Условные обозначения к литологическим колонкам (рис. 5–8)

1 – глины; 2 – алевролитистые глины, алевролиты; 3 – песчаники; 4 – конгломераты; 5 – брекчии и конглобрекчии; 6 – карбонатные глины; 7 – мергели; 8–10 – известняки: 8 – глинистые, 9 – микритовые, 10 – биодетритовые; 11 – конкреции

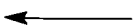


сти титонских отложений Западной Сирии незначительные и колеблются от 70–80 м в разрезах хребта Джебель Шекиф, 40–42 м – на юго-западе Антиливана в разрезе Вади аль Карн и до 10–15 м – в разрезе у с. Кадмус Берегового хребта.

## КРЫМ

В конце юры, в титонское время, на территории Горного Крыма выделяются два достаточно крупных бассейна осадконакопления, разделенных областью Качинского поднятия. Восточно-Крымский прогиб, если верна гипотеза о террейновой природе южной части Крымского полуострова, заложились в конце оксфорда – самом начале раннего титона на тектоническом шве – зоне сочленения террейна Горного Крыма и южной окраины Скифской плиты (Равнинный Крым). Этот субмеридионально вытянутый прогиб в его осевой, наиболее глубоководной части заполнялся относительно тонкозернистыми глинисто-алевритовыми, иногда сильно карбонатными осадками (3000 м – мыс Ильи) (рис. 6,7). К крутым бортовым его участкам они фациально замещались крупнообломочными галечно-валунными и ритмично переслаивающимися песчано-алевритовыми и глинисто-алевритовыми отложениями подводных конусов выноса и подсклоновых шлейфов (500 м в разрезе мыса Меганом). На мелководье, окружавшем этот грабенообразный прогиб, накапливались преимущественно известковые биодетритовые и биогенные образования карбонатных платформ и склонов (3200 м в разрезе Караби Яйла), разрушение которых давало большую часть кластического материала для формирования подсклонового шлейфа. Основная область сноса терригенного материала располагалась южнее, в пределах акватории современного Черного моря. Строение и условия осадконакопления в несколько меньшем по площади Западно-Крымском прогибе (синклинорий Юго-Западного Крыма) практически были идентичными. Мощность накопившихся здесь отложений титона не превышает 500–600 м.

Разнообразие палеофациальных обстановок и характер донных осадков в бассейнах Крыма влияли на состав и распределение сообществ бентосных фораминифер, обитавших там в титонское время. Область открытого мелководья с карбонатным осадконакоплением была благоприятна для развития теплолюбивых форм, преимущественно тетических эндемиков. В этих сообществах доминировали «крупные» фораминиферы из семейств Lituolidae и Cyclamminidae, субдоминантами были многочисленными видами рода *Trocholina*. Встреченные здесь *Anchispirocyclus lusitanica* (Egger), *Charentia evoluta* Gorbatchik, *Pseudocyclamina sphaeroidalis* Hottinger, а также *Trocholina alpina* (Leupold), *T. elongata* (Leupold), *T. infragranulata* Noth., *Patellina feifeli* (Paalzow) нередко присутствуют в массовом количестве. Эти комплексы сходны с теми, которые отмечены в титоне Южной Франции и



**Рис. 6.** Палеобиогеографическая схема бассейна Крыма в титонское время  
1 – рифовые массивы. Остальные условные обозначения см. на рис. 5

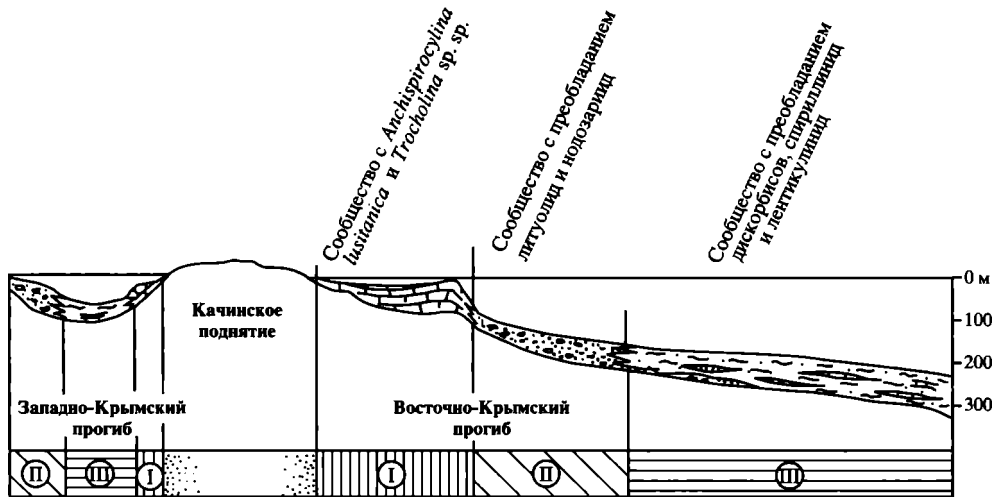


Рис. 7. Схематический профиль титонских отложений Крыма и распределение сообществ фораминифер

Условные обозначения см. на рис. 5

Марокко (Средний Атлас), однако в Крыму они значительно менее разнообразны по систематическому составу [Hottinger, 1967; Peubernes, 1976].

С более глубоководными терригенными отложениями склонов и подсклоновых конусов связано сообщество с преобладанием литуолид и нодозаррид, включающее широко распространенные и космополитные формы. Количественные соотношения агглютинирующих и секреторных форм примерно равны. Наиболее характерными являются *Haplophragmium lutzei* Hanzl., *Haplophragmoides chapmani* Cresp., *H. nonioninoides* Reuss, *Lenticulina vistulae* Biel. et Poz., *L. laspiensis* K. Kuzn., *L. andromedae* Esp. et Sigal, *L. subalata* (Reuss), *L. undorica* K. Kuzn., а также немногочисленные *Quinqueloculina egmontensis* Lloyd, *Epistomina ventriosa* Esp. et Sigal, *E. omnino-reticulata* Esp. et Sigal, *E. praereticulata* Mjatl. и др. Близкие по составу сообщества известны из титонских отложений Мадагаскара и Португалии, где они связаны со сходными фациями. Наиболее удаленная от берега часть бассейна характеризовалась развитием сообществ фораминифер, обитавших в терригенных и карбонатно-терригенных осадках. В составе этой ассоциации преобладают секреторные формы – дискорбиды, спириллиниды и лентикულიниды. Наиболее характерными из встреченных здесь форм являются *Discorbis agalarovae* Anton., *D. crimicus* Schokh., *Spirillina elongata* Biel. et Poz., *S. italica* Dieni et Mass., *S. minima* Schacko, *Globospirillina caucasica* Hoffm., *Pseudonodosaria tutkowskii* (Mjatl.), *Ramulina aculeata* Orb., *R. spinata* Ant., *Lenticulina selecta* K. Kuzn., *L. collignoni* Esp. et Sigal, *Saracenaria pravoslavleni* Furss. et Pol., *Vaginulina denudata* Reuss, *V. incurvata* Reuss.

Следует отметить, что в приведенном сообществе полностью отсутствуют тропические тетические эндемики, «крупные» литуолиды и спириллини-



ды, заселявшие мелководные зоны крымских бассейнов. Вся видовая ассоциация состоит из широко распространенных и космополитных форм и по своему составу близка к одновозрастным палеоценозам Северо-Восточного Кавказа, Восточно-Европейской платформы, Центральной Польши и Мадагаскара.

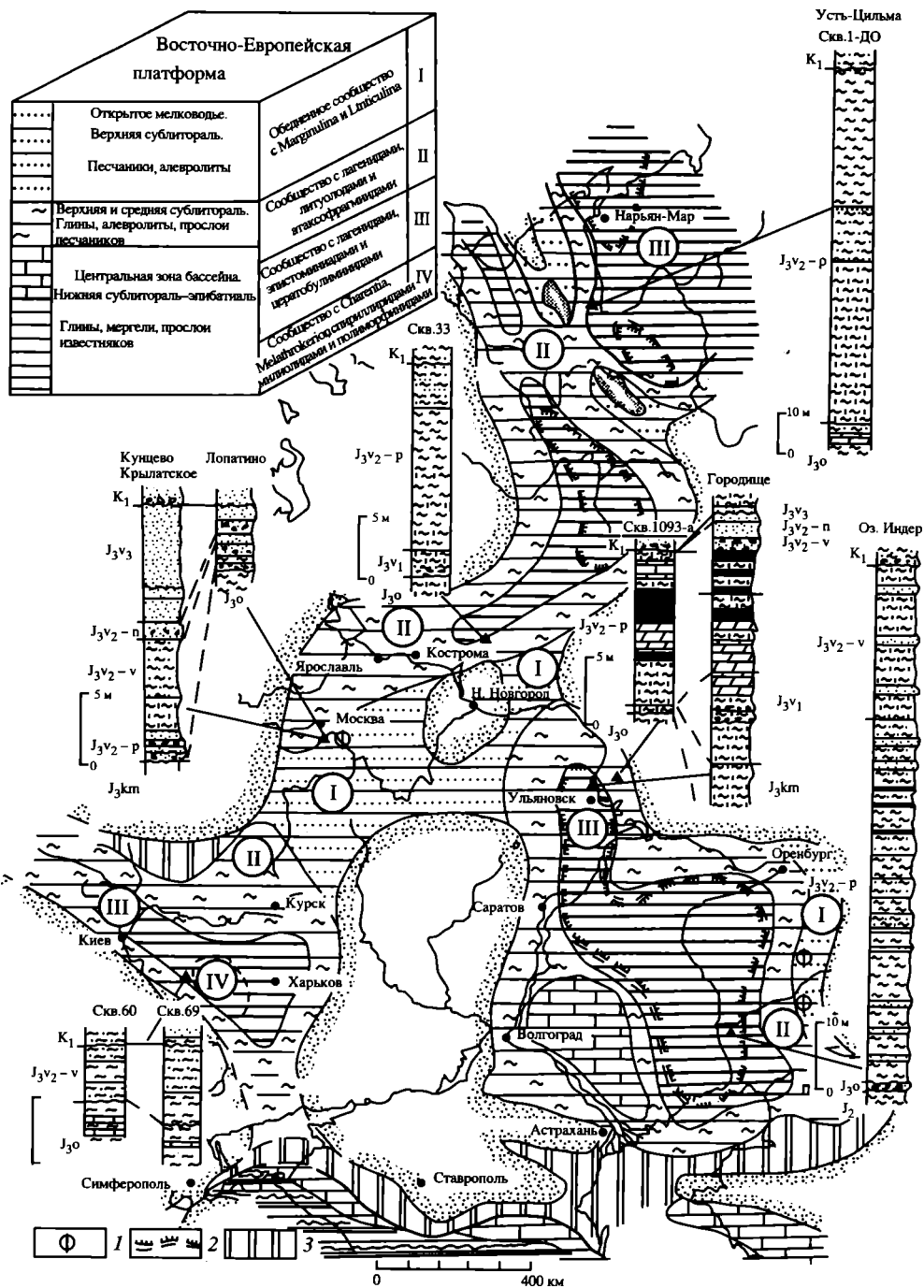
### ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ ПЛАТФОРМА

Волжский ярус в пределах Восточно-Европейской платформы представлен отложениями всех трех подъярусов, существенно различающимися по литологическому составу, мощностям и палеонтологической характеристике. Поскольку средневолжское время отвечает максимальной фазе трансгрессии этого века и, соответственно, наибольшей площади развития этих осадков, а также отличается самыми богатыми по составу сообществами фораминифер, авторы сочли целесообразным остановиться подробно именно на этом этапе развития данного бассейна и населяющей его микробиоты.

В средневолжское время море было распространено на Восточно-Европейской платформе в виде субмеридиональной полосы, включающей систему бассейнов Мезеньской, Московской, Прикаспийской синеклиз и Ульяновско-Саратовского прогиба (рис. 8). Через эти бассейны осуществлялась связь северных морей с морями периферии Тетиса. В своей южной части бассейн Московской синеклизы был связан проливами с морем, существовавшим в пределах Днепровско-Донецкой впадины, в свою очередь сообщавшимся с морями Центральной Европы. Осадконакопление в бассейнах средневолжского времени происходило в целом в соответствии с классической схемой седиментации. В центральных частях бассейна были распространены наиболее глубоководные тонкозернистые алевроито-глинистые или глинисто-карбонатные осадки, а на мелководье доминировали песчано-алевритовые или, реже, галечно-песчаные отложения. Между наиболее удаленной от побережья центральной и прибрежной зонами бассейна была распространена область умеренных глубин в несколько десятков метров со смешанным песчано-глинистым типом осадконакопления.

В Мезенской синеклизе разрезы сложены серыми и зеленоватыми алевроитистыми и песчанистыми глинами и кварцево-глауконитовыми песчаниками и алевролитами. Нижняя часть разреза слагается известковой глиной, иногда с прослоями мергеля и частыми слоями и линзами глинистых и карбонатных горючих сланцев мощностью до 1 м. Вышележащая часть разреза представляет собой переслаивание темно-серой слабокарбонатной глины, обогащенной органическим веществом вплоть до горизонтов горючих сланцев мощностью более 2 м. Максимальная мощность отложений не превышает 30 м, изменяясь в среднем от 5 до 12 м [Льюров, 1996].

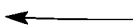
В глинистых и глинисто-мергельных отложениях центральных участков бассейна присутствует комплекс фораминифер, характерный для средневолжского подъяруса, в котором преобладают секреторные формы, отчетливо доминируют нодозарииды (роды *Lenticulina*, *Astacolus*, *Saracenaria*,



*Marginulina, Marginulinita, Marginulinopsis, Planularia, Citharina, Tristix* и др.). Многочисленны и характерны также церотобулиминиды и эпистоминиды (роды *Pseudolamarckina, Mironovella*). Агглютинирующие раковины единичны. Состав фораминифер позволяет выделить в этих отложениях четыре зоны (снизу вверх): *Pseudolamarckina polonica, Lenticulina ornatissima, Lenticulina infravolgaensis* – *Saracenaria pravoslavlevi* и *Lenticulina ponderosa* – *Marginulina formosa*. Эти зоны установлены в стратотипе волжского яруса в Поволжье [Даин, Кузнецова, 1971, 1976] и широко прослеживаются в разрезах Восточно-Европейской платформы и за ее пределами.

Северо-восточнее средневожского Мезеньского моря, отделяясь от него островным архипелагом Тимана (см. рис.8), располагалось море Печорской синеклизы, представляющее собой южную часть обширного открытого бассейна Баренцевоморской плиты. Разрезы средневожского подъяруса на большей части территории сложены серыми известковистыми алевритистыми глинами, участками с маломощными прослоями битуминозных сланцев и ракушняков в основании. Как указывает С.П. Яковлева [1974, 1982], средневожские отложения часто залегают с несогласием на серых глинах кимериджа. В опорном разрезе скв. 1-ДО, расположенном у слияния рек Печоры и Цильмы, средневожский подъярус мощностью около 85 м разделяется на две части [Кузнецова, 1965]. Нижняя его половина сложена серыми карбонатными слабослюдистыми, иногда алевритистыми глинами. Верхи разреза представлены некарбонатными или слабокарбонатными глинами со значительно меньшим содержанием алевритистого материала. Как нижняя, так и верхняя пачки глин в разрезе Усть-Цильмы накапливались в условиях достаточно глубокого (десятки – первая сотня метров) обширного морского бассейна в относительно спокойной гидродинамической обстановке.

Фораминиферы, богатейший комплекс которых встречен в карбонатных глинах и алевритах, включают как секреторные, так и агглютинирующие формы, количественное соотношение которых резко изменяется в последовательно залегающих слоях разного состава: в песчанистых и глинистых алевритах доминируют агглютинирующие раковины (роды *Glomospirella, Haplophragmoides Ammobaculites, Gaudryina, Bolivinopsis*), в глинах отчетливо преобладают секреторные раковины (роды *Lenticulina, Astacolus, Planularia, Saracenaria, Marginulina, Citharina, Nodosaria, Lagena*) и другие нодозарииды. Состав комплекса характерен для средневожских отложений и близок к сообществу из стратотипа волжского яруса в Среднем Поволжье, а также имеет много общих видов, распространенных в разрезах Мезеньской синеклизы. Однако в рассматриваемом разрезе скв. 1-ДО Печорской впадины отсутствуют церотобулиминиды и эпистоминиды. Следует отметить, что в Печорской впадине в волжских отложениях бассейна



**Рис. 8.** Палеобиогеографическая схема бассейна Восточно-Европейской платформы в титонское (волжское) время

1 – фосфоритовые конкреции; 2 – граница распространения битуминозных сланцев и глин с высоким содержанием органического вещества; 3 – заливно-лагунная зона моря. Остальные условные обозначения см. на рис. 5

р. Пижма были впервые обнаружены планктонные фораминиферы *Compactogerina stellapolaris* (Grigelis). Эта первая и пока единственная находка в Печорском бассейне планктонных фораминифер, первоначально описанная А. Григялисом [Григялис и др., 1977] как *Globuligerina stellapolaris* Grigelis, позволяет сделать вывод не только о значительно более низкоширотном положении северной границы распространения планктонных фораминифер, но и об открытоморских условиях, существовавших в этой части бассейна в волжское время.

В Московской синеклизе, в ее центральной части, отложения средне-волжского подъяруса слагаются серыми алевритовыми или песчанистыми глинами с гнездами и линзами кварцево-глауконитовых алевролитов и песчаников. Мощность их не превышает 10–15 м. В опорном разрезе скв. 33 (Шарьинский район Костромской области) весь 15-метровый разрез средне-волжского подъяруса сложен черной пиритизированной глиной, в разной степени карбонатной и алевритистой, иногда с линзочками кварцево-глауконитового песка. Отложения формировались в центральной зоне бассейна в обстановке неустойчивой гидродинамики и возможно нарушенного газового режима с дефицитом кислорода. Максимальные глубины бассейна в центральной его части вряд ли превышали 100 м. В западном направлении в разрезах (скв. 1, 52, 27 [Кузнецова, 1965]) появляются прослой песчаников, галек фосфоритов, сильно увеличивается алевритистость глин, что свидетельствует об усилении динамики водной массы и уменьшении глубины бассейна. Характерно, что в разрезах волжского яруса Костромской области комплекс фораминифер состоит почти исключительно из секреторных форм, видовой состав которых близок к таковому из разрезов Печорской синеклизы, однако в разрезах Костромской области достаточно редки цератобулиминиды и эпистоминиды.

В самых южных и юго-восточных районах Московской синеклизы средне-волжские отложения представлены темными глинами и кварцево-глауконитовыми песчаниками с линзами гравия, фосфоритовыми конгломератами и обилием остатков морских организмов. Наиболее полно изучены разрезы в Москве и Московской области. В районах Кунцево и Крылатское средне-волжские отложения представлены в основном карбонатными темно-серыми песчанистыми, слюдястыми глинами мощностью до 8 м. В основании разреза залегают полутораметровый слой глауконитовых серых песков с обильной галькой фосфоритов и фосфоритизированных окатанных остатков фауны. Восточнее, в районе Лопатинского карьера (Воскресенский район Московской области), разрез средне-волжского подъяруса сокращен до нескольких метров и сложен в основном глауконитовыми песками и черными глинами с обилием фосфоритовых конкреций и галек, образующих плотную плиту (см. рис. 8). Быстрые фациальные переходы, резкое изменение мощностей отложений, наличие горизонтов размыва и скоплений галек свидетельствуют о сильно дифференцированном по глубине мелководном бассейне, где на отмелях накапливались песчано-галечные, а по соседству в депрессиях – глинистые или алеврито-глинистые отложения. Глубина бассейна менялась довольно резко от нескольких метров до первых десятков

метров. Эти условия отразились на сообществах фораминифер, в которых отмечается обеднение состава и даже полное отсутствие этих ископаемых в зоне *Dorsoplanites panderi* (разрез в районе Кунцева). Средневожские сообщества фораминифер встречены только в зоне *Virgatites virgatus* и в зоне *Ervirgatites nikitini*, где они представлены обедненным комплексом, включающим несколько видов родов *Lenticulina*, *Marginulina*, *Marginulinopsis* и *Nodosaria*. Следует отметить, что в разрезе Лопатинского фосфоритового рудника отложения зоны *Ervirgatites nikitini* охарактеризованы более представительным и богатым комплексом фораминифер, не содержащим, однако, ни агглютинирующих форм, ни цератобулиминид и эпистоминид.

В Ульяновско-Саратовском прогибе (Среднее Поволжье), в его центральной части (стратотип волжского яруса у с. Городище Ульяновской области) разрез средневожских отложений сложен карбонатными светло- и темно-серыми глинами и мергелями, содержащими прослойки коричневых битуминозных глин и горючих сланцев (см. рис. 8). Выше глин залегают мелко- и среднезернистые глауконито-кварцевые песчаники с линзами гравелитов и конгломератов. Мощность разреза средневожских отложений 10–15 м. К краевым участкам Ульяновско-Саратовского прогиба в строении разрезов начинают доминировать песчаники и алевролиты с линзами конгломератов, гравелитов и мергелей. Глубины морского бассейна даже в его центральной части в средневожское время не превышали 50 м.

Гидродинамический режим был достаточно спокойным, что при малом привносе терригенного материала с суши создавало благоприятные условия для накопления карбонатных и глинисто-карбонатных отложений. Однако периодическое нарушение газового режима бассейна, дефицит кислорода в придонной части, отсутствие течений, накопление в осадках органического вещества не препятствовали существованию бентосных фораминифер, состав которых включает около 130 видов, относящихся к 40 родам. Число родов с агглютинированной стенкой раковины – 13, с секреторной – 26, причем 23 рода относятся к нодозаридам и полиморфинидам и 3 рода – к цератобулиминидам и эпистоминидам. Сообщество имеет богатый не только систематический, но и количественный состав, что несомненно свидетельствует о благоприятных условиях существования этих форм в данном бассейне [Даин, Кузнецова, 1971, 1976]. Некоторые различия состава отмечены в комплексах фораминифер из карбонатных глин и битуминозных тонколистватых глин, составляющих пачку переслаивания в стратотипическом разрезе волжского яруса. И в тех, и в других породах отчетливо доминируют нодозарииды (роды *Lenticulina*, *Asfacolus*, *Saracenaria*, *Citharina*), однако в отдельных, наиболее обогащенных органическим веществом прослоях комплекс обеднен, роль доминанты переходит к цератобулиминидам и эпистоминидам, которые в некоторых прослоях представляют монотаксонное сообщество (род *Mironovella*).

В Прикаспийской синеклизе, в ее центральной части, средневожский подъярус слагается карбонатными глинами с прослоями мергелей, песчаников и алевролитов, накопившихся в наиболее глубоководной зоне моря. На востоке бассейна, в Примугоджарье, распространены песчаные и галеч-

но-гравийные отложения прибрежного мелководья. В юго-восточной части синеклизы [Фурсенко, Поленова, 1950; Кузнецова, 1965] разрезы практически не содержат прослоев мергелей или известняков и целиком сложены карбонатными глинами и песчаниками мощностью более 70 м. В строении опорного разреза средневожских отложений на востоке центральной зоны Прикаспийского бассейна, расположенного в районе оз. Индер [Фурсенко, Поленова, 1950], преобладают темные или оливково-серые алевритистые карбонатные глины с прослоями алевролитов и песчаников общей мощностью 85 м. В средней части разреза присутствуют тонкие прослой и единичный пласт (1 м) бурых, оливковых и черных горючих сланцев и битуминозных глин. Комплекс фораминифер не уступает по обилию и разнообразию сообществу из стратотипического разреза, однако следует отметить полное отсутствие цератобулиминид и эпистоминид.

По южному обрамлению Прикаспийской синеклизы распространены песчано-глинистые, пестроцветные или красноцветные заливно-лагунные отложения, как правило, лишенные остатков фауны. В западной части синеклизы разрезы средневожского подъяруса имеют несколько иное строение: они сложены алеврито-песчаными и алеврито-глинистыми породами с прослоями хорошо отсортированных органогенно-обломочных известняков и ракушняка. Именно появление карбонатных отложений является важнейшей чертой этих разрезов. Мощность в Прикаспии меняется достаточно сильно и превышает иногда 120 м. Прикаспийский бассейн характеризовался максимальными глубинами, достигавшими в своей центральной, субмеридионально вытянутой зоне более 100 м. На остальной части территории бассейна глубины не превышали 10–20, реже 30–40 м.

В Днепровско-Донецкой впадине фаунистически охарактеризованные отложения средневожского подъяруса широко распространены и залегают с размывом на мезозойских или палеозойских образованиях. Разрезы, имеющие регрессивную направленность, сложены главным образом зеленовато-серыми карбонатными алеврито-глинистыми породами, иногда с прослоями мергеля, глинистых известняков или ракушняка. Максимальное количество прослоев карбонатных пород отмечено в районе Харьков–Белгород. Здесь разрез имеет трехчленное строение [Преображенская 1966; Сазонова, Сазонова, 1967]. Нижняя часть его сложена карбонатными песчанистыми глинами с фосфоритовой и кварцевой галькой в основании, выше располагается глинисто-известняковая пачка переменной мощности (2–30 м) и венчают разрез мелкозернистые пески и песчаники с максимальной мощностью всего разреза до 50 м.

По южному окаймлению Центрального грабена Днепровско-Донецкого прогиба в пределах Червоно-Партизанского поднятия в ряде скважин (скв. 60, 69 [Кузнецова, 1965]) вскрыты отложения вожского яруса, залегающие с размывом на породах оксфорда (см. рис. 8). Разрез сложен преимущественно зеленовато-серыми песчанистыми, плохо сортированными алевролитами с прослоями карбонатных алевритистых глин. Плохая сортировка отложений свидетельствует о мелководности условий седиментации и крайне неустойчивом динамическом режиме водной толщи. В целом, мор-

ской бассейн Днепровско-Донецкой впадины в волжское время был относительно мелководным с обширной заливно-лагунной северной периферией и, возможно, периодически прерывающимися связями с бассейнами Московской синеклизы и Центральной Европы.

В отложениях волжского яруса Днепровско-Донецкой впадины присутствуют два комплекса фораминифер, различающихся по своей фациальной приуроченности и систематическому составу. В северном борту впадины выделяется комплекс фораминифер, сходный по составу с известным сообществом из средневолжских отложений стратотипического разреза [Пяткова, 1974]. В центральной части впадины в средневолжских отложениях, возраст которых подтвержден находками аммонитов, сообщество фораминифер состоит преимущественно из агглютинирующих форм, представленных родами – эндемиками Тетиса – *Charentria* (3 вида) и *Melathrokerion* (1 вид). Кроме того, здесь присутствуют милиолиды, полиморфиниды и спириллиниды. Эти особенности состава данного комплекса указывают на мелководность зоны их обитания, на условия, сходные с теми, которые известны в Крыму, Сирии и в других регионах Средиземноморья, а также на возможные связи с этими бассейнами [Kuznetsova et al., 1996].

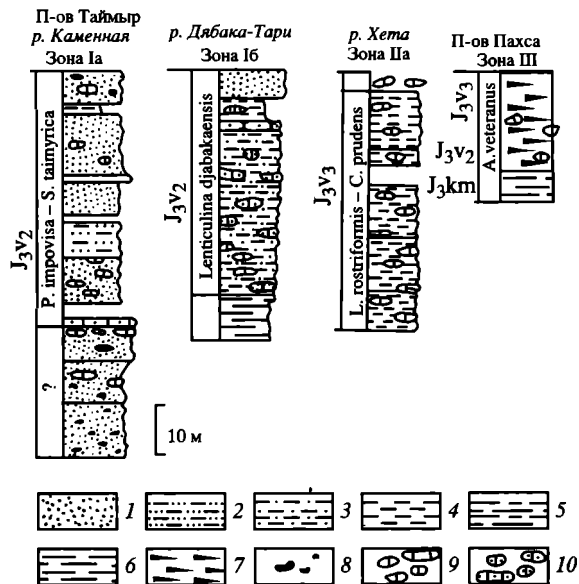
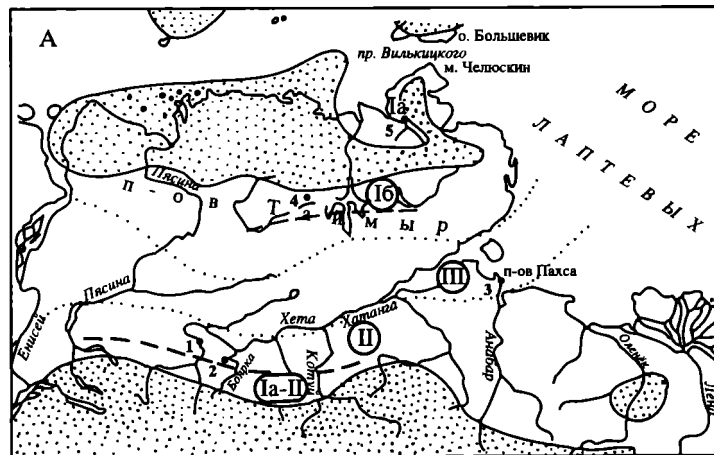
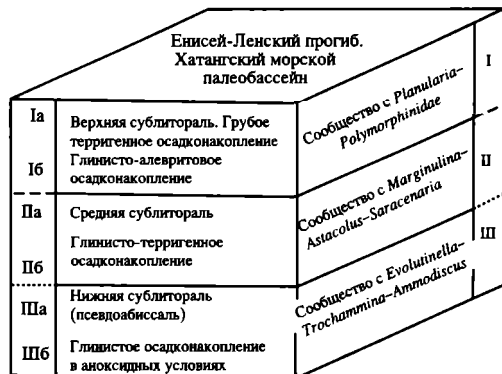
## АРКТИЧЕСКИЕ РЕГИОНЫ

В волжское время на арктических территориях позднеюрская трансгрессия достигла своего максимума. Бассейны осадконакопления этого времени различной тектонической природы протягиваются по всей территории севера Евразии от Чукотки до шельфа Баренцева моря и на Северо-Американском континенте в Канаде и Аляске. Волжские фораминиферы лучше всего изучены на севере Центральной и Западной Сибири, на Баренцевоморском шельфе и его архипелагах, в бассейне Свердруп Арктической Канады и в районе нижнего течения р. Маккензи.

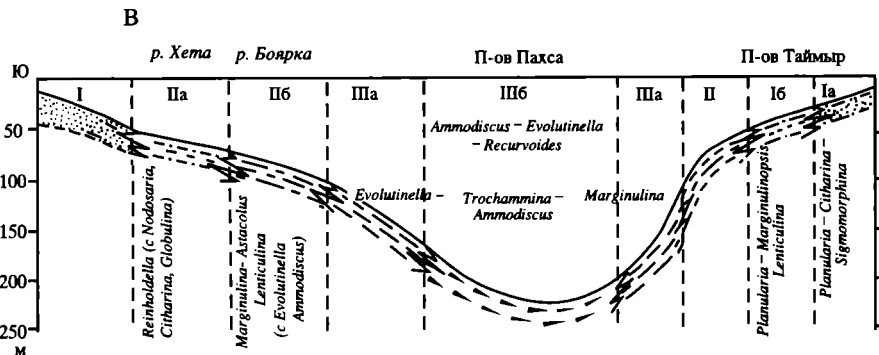
## ЦЕНТРАЛЬНАЯ СИБИРЬ

Юрские, в том числе волжские, отложения широко распространены в пределах мезозойского Енисей-Ленского прогиба, окаймляющего с севера Сибирскую платформу. Хатангская впадина – часть этого прогиба, ограниченная на востоке Анабарским порогом, на западе – Джангодским валом, с севера – Таймырской складчатой системой. Опорные разрезы мезозоя Хатангской впадины являются модельными для палеоэкологических построений. Собранные в них палеонтологические остатки широко используются для решения вопросов палеобиогеографии арктических регионов России [Опорный разрез..., 1969; Захаров, Юдовный, 1974; Палеогеография..., 1983; Басов, Кузнецова, 2000a].

Хатангский морской бассейн в волжское время соединял бассейны, располагавшиеся к востоку от Анабарского поднятия и имевшие непосредственный выход в моря Тихоокеанского пояса с обширным Западно-Сибирским



**Б**





бассейном и шельфовыми бассейнами Карского и Баренцева морей. В краевых частях Хатангского бассейна, а также в его осевой части на п-ове Пахса (Нордвик) побережья моря Лаптевых в естественных разрезах вскрыты отложения волжского яруса (рис. 9, А,Б). Кроме того, волжский ярус вскрыт многочисленными скважинами в Нордвикском районе (к западу и юго-западу от п-ова Пахса).

Полученные материалы позволили построить поперечный фациальный профиль Хатангского морского бассейна для волжского века [Палеогеография..., 1983], который дает представление о батиметрической зональности бассейна, составе и распределении фауны по фациальным зонам. Восстановление условий формирования осадков проводилось по результатам комплексных литолого-геохимических и палеоэкологических исследований на опорных разрезах [Опорный разрез..., 1969; Басов и др., 1975]. Из всего многообразия обстановок выбраны лишь типичные, позволившие охарактеризовать состав и условия обитания последовательного ряда сообществ фораминифер от наиболее мелководных до самых глубоководных.

**І. Краевая зона морского бассейна.** Представляет собой фации заливов и открытого морского мелководья с груботерригенным осадконакоплением (верхняя сублитораль), активным волновым воздействием, течениями высокой энергии, нормальной аэрацией придонных вод. Представлена разрезами п-ова Таймыр (см. рис. 9, Б). Наиболее мелководные фации (Іа) описаны на п-ове Челюскин в бассейне р. Ленинградская [Басов и др., 1965, 1975]. Осадки средневолжского возраста здесь представлены плохо сортированными косослоистыми песками и алевролитами со скоплениями гальки и прослоями битой ракушки, обломками углефицированной древесины. В начале трансгрессии бассейн представлял собой изолированную полуопресненную лагуну, в которой обитали черви-илоеды и агглютинирующие фораминиферы, неопределимые остатки которых обнаружены в нижних слоях разреза.

По мере развития трансгрессии лагуна превратилась в мелководный морской залив с соленостью, близкой к нормальной (пониженные содержания бора и калия могут свидетельствовать о некотором опреснении), с поселениями устриц, бореюнектесов, бухий, плевромий и других двустворок, брахиопод, редкими головоногими моллюсками (*Dorsoplanites*).



**Рис. 9.** Палеобиогеографическая схема Хатангского бассейна и Енисей-Ленского прогиба в титонское (волжское) время

А – палеобиогеографическая схема: крапом (точки) на схеме показаны области отсутствия титонских отложений (палеосуша). Цифрами обозначено положение основных разрезов титонских отложений: 1 – Хета, 2 – Боярка, 3 – Пахса, 4 – Дябака-Тари, 5 – Каменная.

Б – основные разрезы титонских (волжских) отложений: 1 – конгломераты и песчаники; 2 – глинистые песчаники; 3 – песчанистые алевролиты; 4 – алевролиты; 5 – глинистые алевролиты; 6 – глины; 7 – битуминозные глины; 8–10 – конкреции: 8 – фосфоритовые, 9 – глинисто-известковые, 10 – песчано-известковые.

В – батиметрический профиль Хатангского моря (по Захарову и др. [Палеогеография..., 1983]) и распределение ассоциаций фораминифер по фациальным зонам в волжское время.

Преобладающие раковины фораминифер в зонах: І–ІІ – секреторные известковые, в зоне ІІІ – агглютинирующие с кремневым цементом

Многочисленные фораминиферы (23 рода, около 40 видов) представлены секретионным известковым бентосом отрядов *Nodosariida* и *Polymorphinida*, в конце существования средневожского бассейна появляются редкие представители роталиид (*Pseudolamarckina*). Среди нодозариид определено 17 родов, наиболее разнообразны в видовом отношении *Planularia*, *Marginulina* (4–5 видов), *Lenticulina*, *Astacolus*, *Dentalina*, *Grigelis* (2–3 вида). Характерно присутствие видов рода *Citharina* – очень редкого в Арктической области и отмечаемого только среди мелководных ассоциаций фораминифер (фашии I и IIa). Из полиморфинид разнообразнее других *Sigmomorphina* (3 вида), встречаются также *Enantiodontalina*, *Eoguttulina*, *Guttulina*, *Spirofrondicularia* [Иванова, 1973]. Эта ассоциация в стратиграфическом разрезе обозначена как слой с *Planularia improvisa* и *Sigmomorphina taimyrica*, относящиеся к зоне *Dorsoplanites maximus* (соответствует низам зоны *virgatus* Бореального стандарта) среднего подъяруса вожского яруса.

Близкая по составу фораминифер фашия IIb описана на северном борту Хатангской впадины, в бассейне р. Верхняя Таймыра (разрез р. Дябака Тари) [Сакс и др., 1965; Иванова, 1973; Захаров, Шурыгин, 1979]. Средневожские отложения представлены здесь зеленовато-серыми алевролитами и лептохлоритовыми песчаниками с конкрециями известковистых песчаников, обломками древесины и галькой пермских пород. Встречены обильные двустворки: плеуромии, борейонектесы, презексогиры, изогномоны, арктики и др.; нередко аммониты, в комплексе указывающие на переходные условия от верхней к средней сублиторали.

Ассоциация фораминифер по составу нодозариид близка к встреченной на п-ове Челюскин, но отличается уменьшением видового разнообразия (34 вида), особенно среди полиморфинид, которые представлены только родами *Globulina* и *Eoguttulina*, появлением рода *Ceratobulimina*, а также редких песчаных фораминифер (*Ammodiscus*, *Glomospira*, *Trochammina*, *Naplophragmoides*), что сближает ее с группой фаший II средней сублиторали. Известковые фораминиферы представлены 22 родами, из них 18 – нодозарииды (практически те же роды, и в том же количественном соотношении, что и в фашии IIa). В стратиграфическом отношении эта ассоциация соответствует слоям с *Lenticulina djabakaensis*, относящимся к зонам *Dorsoplanites ilovaiskii* и *D. maximus* среднего подъяруса вожского яруса. По родовому составу ассоциации фораминифер IIa, б очень близки к ассоциациям прибрежно-мелководных фаший Приполярного Урала и Печорской низменности (зона I).

**II. Зона небольших и умеренных глубин открытого шельфа («средняя» сублитораль).** Отличается большей стабильностью обстановок осадконакопления. Отложения представлены лептохлоритовыми алевролитами с прослоями серых глин и конкрециями известковистых алевролитов [Опорный разрез..., 1969; Палеогеография..., 1983]. По двустворкам выделяют здесь два сообщества – внешнее, более мелководное (*Pleuromya* – *Vuchia*), и внутреннее, более глубоководное (*Prokokia* – *Inoceramus*). Связанные с этими зонами ассоциации фораминифер имеют, в основном, количественные различия. Ассоциация IIa (разрез р. Хета) характеризуется незначительным количест-

вом агглютинирующих раковин фораминифер (6 родов, 6 видов), преобладанием известковых форм (18 родов), в большинстве своем нодозариид (15 родов). Полиморфиниды представлены родами *Globulina* и *Guttulina*, роталииды – одним видом *Ceratobulimina*. Среди нодозариид преобладают *Marginulina*, *Lenticulina* (5–6 видов), *Astacolus*, *Saracenaria* (3–4 вида), остальные роды представлены 1–2 видами. Общее число видов 40.

В стратиграфическом разрезе ассоциация приурочена к зонам *Craspedites okensis* и *C. taimyrgensis* верхнего подъяруса волжского яруса и характеризует слой с *Lenticulina rostriformis* – *Ceratobulimina prudens*. Ассоциация Пб (разрез р. Боярка) отличается обильными агглютинирующими раковинами родов *Ammodiscus* и *Evolutinella*, появлением *Trochammina* (всего 6 родов, 7 видов). Известковый бентос более обедненный (12 родов), среди нодозариид преобладают *Marginulina* и *Lenticulina* (3–4 вида), из полиморфинид отмечен только один род *Globulina*. Общее число родов 18, видов 20. Эта ассоциация очевидно занимала более глубоководную нишу средней сублиторали с илистым дном. Состав ее приближается к ассоциации Ша (см. ниже).

Стратиграфически ассоциация приурочена к зоне *Craspedites okensis* верхнего подъяруса волжского яруса (слой с *Ammodiscusveteranus*, *Evolutinella emeljanzevi*). К разновидностям рассмотренной ассоциации относится средневожская ассоциация с *Trochammina septentrionalis*, широко представленная в скважинах Нордвикского района [Шаровская, 1966]. Она отличается от ассоциации на р. Боярка большим систематическим разнообразием (29 родов, около 50 видов; на таксономическом разнообразии сказалась обширность материала из десятков скважин). Так же как и на р. Боярка, здесь количественно преобладают агглютинирующие раковины трохаммин и эволютинелл, число же родов известковых фораминифер достигает 17, видов – 36 (почти исключительно нодозарииды).

**III. Зона максимальных глубин центральной части прогиба (разрез п-ова Пахса).** Отличается выдержанностью обстановок и соответственно состава фораминифер. Отложения представлены, в основном, алевроито-глинистыми породами и глинами. Характерно ритмичное чередование двух типов пород с различными литолого-геохимическими и палеоэкологическими характеристиками: массивных голубовато-серых аргиллитоподобных глин (фация Ша) и темно-серых, до черных, с коричневатым оттенком тонкоплитчатых (листоватых) аргиллитов (фация Шб). Последние отличаются повышенным и высоким содержанием сульфидов Fe,  $S_{орг}$ , битуминозных компонентов. В рассеянном ОВ преобладает сапропелевый материал. Оба типа глин отличают повышенные концентрации калия в поглощенном комплексе и бора в тонкой фракции. Отмечается присутствие планктонных организмов – кокколитофорид и радиолярий.

Все это свидетельствует о формировании отложений в относительно глубоководной области морского бассейна (нижняя сублитораль – псевдоабиссаль). Чередование пород двух типов скорее всего связано с периодичностью образования застойных аноксидных условий в придонных слоях. В породах первого типа В.А. Захаровым выделена нижнесублиторальная ассоциация двустворок *Buchia*–*Malletia*, во втором типе – псевдоабиссальная

Aequipecten–Pisces. Для фораминифер фации III характерно преобладание агглютинирующих фораминифер с кремнистым цементом (10 родов), наиболее разнообразны *Evolutinella* и *Trochammina* (по 3 вида), обильны по числу раковин *Ammodiscus*. Среди немногочисленных известковых фораминифер (7 родов) преобладают нодозарииды; как и в фации II, наиболее разнообразны (4–5 видов) *Lenticulina* и *Marginulina*. Очень редки представители полиморфинид (*Eoguttulina*) и роталиид (*Ceratobulimina*). Большинство видов с известковой стенкой приурочены к фации IIIa, в фации IIIb они единичны или отсутствуют. Глубины этой зоны бассейна (псевдоабиссаль), по-видимому, достигали 200–300 м или несколько более [Басов и др., 1975].

В разрезе п-ова Пахса в волжском ярусе выделены отложения среднего подъяруса (зона *Epirigatites variabilis*, фораминиферовые слои с *Dorothia tortuosa*) с ассоциацией, по составу близкой к ассоциации фации IIb, и верхнего подъяруса (зоны *Craspedites okensis*, *C. taimyrensis*, *Chetaites chetae*, фораминиферовые слои с *Ammodiscus veteranus* – *Evolutinella emeljanzevi* для нижних двух зон) в фациях IIIa и IIIb. Таким образом, прослеживая переход от группы мелководных фаций I к относительно глубоководной группе III, можно наблюдать постепенное сокращение таксономического разнообразия у известковых и увеличение его у агглютинирующих фораминифер. По мере увеличения глубины бассейна исчезают из ассоциаций такие роды нодозариид, как *Citharina*, *Tristix*, *Vaginulinopsis*; резко сокращается видовое разнообразие *Planularia* и полиморфинид; при дальнейшем углублении (переходе к фации III) исчезают *Marginulinopsis*, *Saracenaria*, *Vaginulina*, *Pseudonodosaria*; редкими становятся *Dentalina*, *Nodosaria* и только два рода нодозариид сохраняют неизменную видовую численность (4–6) во всех группах фаций: *Lenticulina* и *Marginulina*. Столь высокое видовое разнообразие отмечено еще только у рода *Planularia* в группе фаций I.

Среди редких агглютинирующих фораминифер в фациях I и IIa обычно отмечаются формы с грубозернистой стенкой раковины родов *Ammodiscus*, *Glomospirella*, *Haplophragmoides*, *Trochammina*, *Ammobaculites*; в фации IIb к ним добавляются *Evolutinella*, *Recurvoides* с тонкозернистой стенкой, а в фации III возрастает их видовое разнообразие (2–3 вида), появляются *Kutsevella*, *Orientalia?* (*Conotrochammina?*), *Reptania* (с тонкозернистой стенкой, кремниевым цементом).

### ЗАПАДНО-СИБИРСКАЯ ПЛИТА

Анализ состава ассоциаций фораминифер Западно-Сибирского морского бассейна для ранне-средневожского времени был проведен Л.Г. Дайн и Е.Ф. Ивановой [Фораминиферы..., 1972; Иванова, 1973], средневожского времени – Ф.В. Киприяновой, В.К. Комиссаренко и К.В. Тылкиной, которые выделили на площади бассейна шесть батиметрических зон (рис. 10) [Киприянова и др., 1975]. Палеогеографические характеристики вожского бассейна заимствованы из работ Ю.В. Брадучана и др. [1986], А.В. Гольберта [1972], Атласа литолого-палеогеографических карт... [1976]; палеоэкологи-

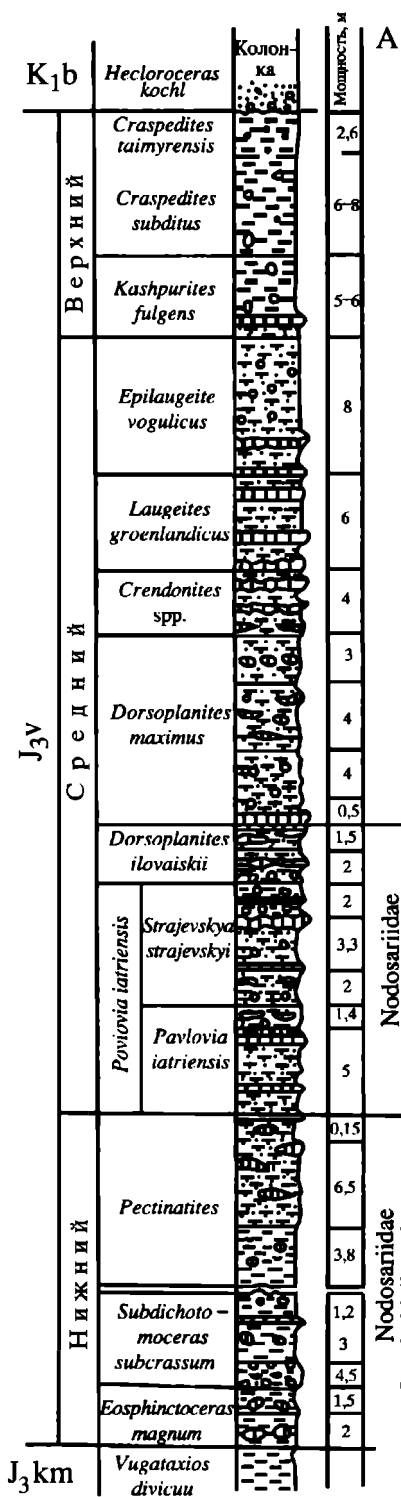
ческие и стратиграфические материалы из работы В.А. Захарова и М.С. Месежникова [1974].

Волжское время в Западной Сибири пришлось на период высокого стояния уровня моря крупнейшей позднеюрско-неокомской морской трансгрессии. Осадконакопление происходило в условиях относительного тектонического покоя и выравнивания рельефа на окружающих территориях, что определило преимущественно глинистый характер осадков на большей части морского бассейна. Уже в кимеридже море почти полностью затопило Западно-Сибирскую плиту, в волжском веке под его водами исчезли сохранявшиеся в кимеридже острова, а глубины моря значительно возросли. Волжский морской бассейн с запада обрамляло холмогорье Уральской складчатой системы, с юга и востока – денудационные равнины Казахстана, холмогорье Алтае-Саянской складчатой области и Енисейского кряжа. В пределах морского бассейна фациальные зоны размещались концентрически вдоль основных структур обрамления (см. рис. 10).

Большую часть его территории занимала депрессионная внутренняя зона (VI), где отложения представлены глубоководными черными и буровато-черными листоватыми аргиллитами, обогащенными сапропелевым органическим веществом (в среднем 5%). Встречаются тонкие прослои органогенных кремнистых (радиоляриты, спонголиты) и карбонатных (кокколитофоридовые мергели) пород. Наблюдаются остатки аммонитов, белемнитов, бентосной фауны двустворок (бухий, иноцерамов, окситом и др.), рыб, декапод, брахиопод и др. [Брадучан и др., 1986]. В зонах развития донных течений и суспензионных потоков в толще аргиллитов (баженовская и тутлеймская свиты) появляются пачки олигомиктовых песчаников и алевролитов. В депрессионной зоне фораминиферы практически не встречены. В распределении фораминифер в других зонах (от I до V) наблюдается закономерность, сходная с описанной в Хатангском бассейне, но с существенными отличиями в систематическом составе, особенно среди агглютинирующих форм.

Краевая часть морского бассейна, сложенная фациями открытого морского мелководья с терригенным осадконакоплением (верхняя–средняя сублитераль, зоны I–II), активным волновым воздействием, течениями высокой энергии, нормальной аэрацией придонных вод, представлена разрезами Приполярного Урала от верховьев р. Северная Сосьва до р. Ляпин (скважины и естественные разрезы по рекам Усть-Манья, Яны-Манья, Лопсия, Ятрия, Толья и др. [Захаров, Месежников, 1974]. Преобладающие породы – глинистые и кварцево-глауконитовые алевролиты с известковистыми конкрециями, линзами песчанистого ракушняка. Встречены многочисленные остатки аммонитов, белемнитов, двустворок (устрицы, камптонецтесы, астарты, грамματοдоны, энтолиумы, пинны и др.). Таксономическое разнообразие и обилие фауны, присутствие крупных толстостенных раковин и другие признаки указывают на теплые, хорошо аэрируемые воды мелководной части бассейна.

По данным А.В. Гольберта и др. [1972], образование отложений в Северном Приуралье происходило на глубинах от 10–20 до 60–80 м при нормальной



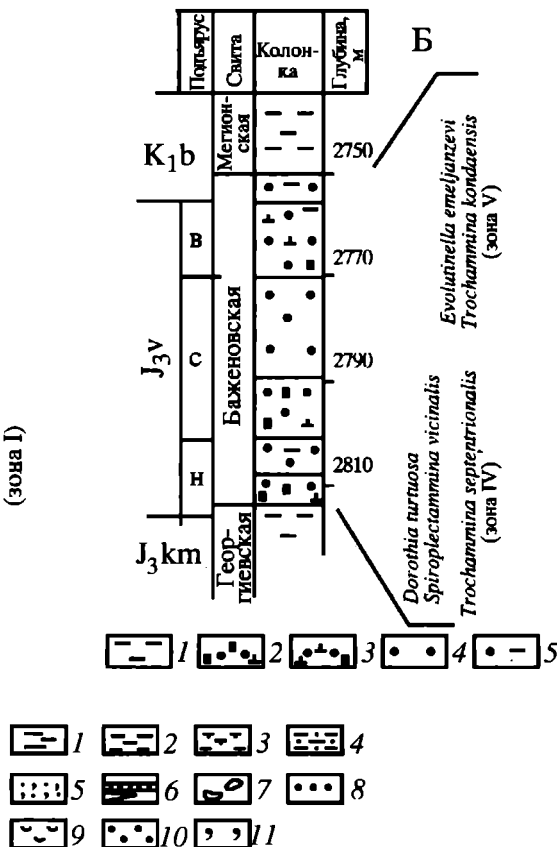
**Рис. 10.** Палеобиогеографическая схема и распределение батиметрических зон в бассейне Западной Сибири в титонское (волжское) время

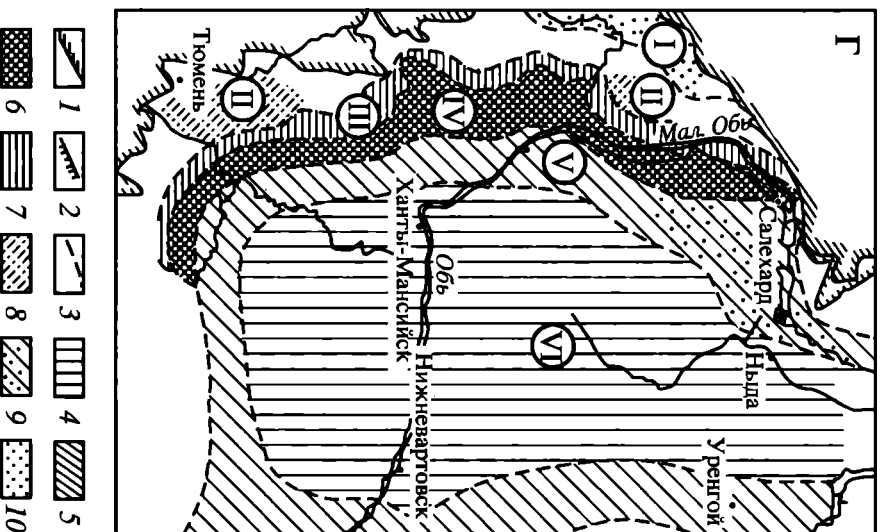
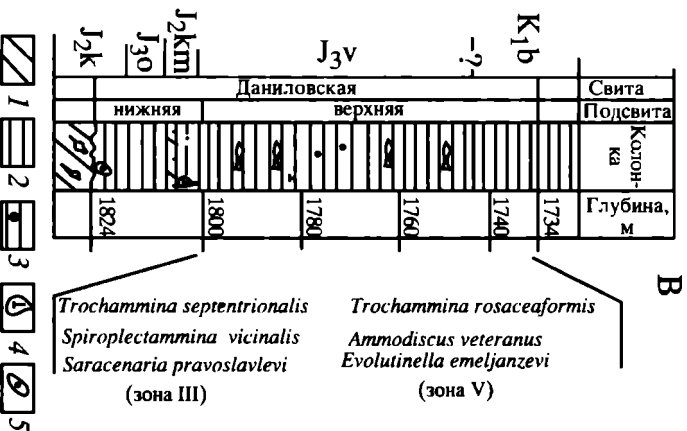
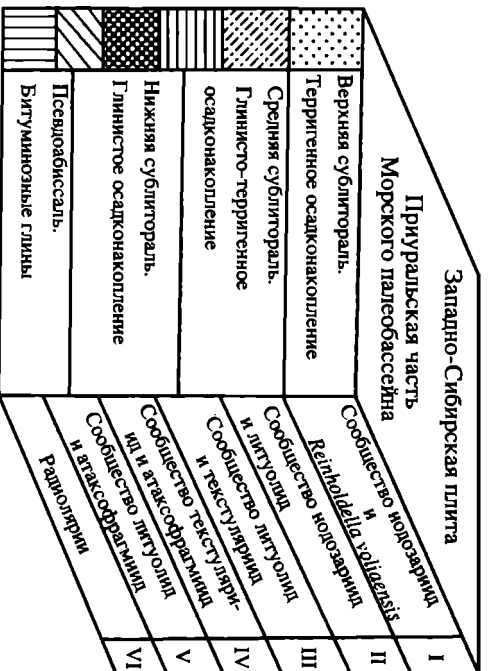
А – тип разреза Приполярного Урала (по В.А. Захарову, М.С. Месежникову [1974]): 1-4 – разновидности глинисто-алевритовых пород; 5 – глауконитовые оолитовые песчаники; 6 – прослой известковистых алевритов; 7, 8 – конкреции: 7 – карбонатные, 8 – фосфоритовые; 9 – устричные банки; 10 – галька; 11 – глауконит

Б – таркосалинский тип разреза битуминозных отложений (по Ю.В. Брадучану и др. [1986]): 1 – глинистые отложения; 2-5 – аргиллиты битуминозные, известково-кремнистые.

В – стратотипический разрез даниловской свиты (по Ю.В. Брадучану): 1 – алевриты; 2 – глины аргилитоподобные; 3 – то же, слабобитуминозные; 4 – конкреции; 5 – оолиты.

Г – батиметрические зоны морского бассейна Западной Сибири в средневолжское время (по Ф.В. Киприяновой и др. [1975]): 1-3 – границы: 1 – обрамления, 2 – моря, 3 – ареалов; 4 – зона отсутствия фораминифер; 5 – область развития обедненных ассоциаций; 6-10 – ареалы максимального развития: 6 – доротий, 7 – спироплектамин и амобакулитесов, 8 – нодозарид, 9 – трохаммин, 10 – нодозарид и цератобулиминид





солености и среднегодовой температуре вод около 12,7 °С (по Ca/Mg в рострах белемнитов) из верхней сублиторали (до 40–50 м).

В ассоциации фораминифер отмечено 12 родов, из них только 3 – агглютинирующие (редкие *Glomospirella*, *Haplophragmoides*, *Recurvoides*). Ассоциация характеризуется обилием секретионных известковых раковин одного вида *Reinholdella (Pseudolamarckina) voliaensis*. Из сопутствующих видов преобладают нодозарииды: несколько видов *Lenticulina*, *Marginulina*, *Saracenaria*, *Nodosaria*, *Citharina* и др. (всего 6–7 родов), отмечаются полиморфиниды (*Globulina*, *Guttulina*). Общее число видов около 20. Это, по-видимому, наиболее мелководная ассоциация, возможно, формировавшаяся при влиянии стока пресных вод, о чем свидетельствует бедность родового и видового состава и обилие раковин одного вида.

Ассоциация стратиграфически приурочена к зонам *Eosphinctoceras magnum*, *Subdichotomoceras subcrassum*, *Pectinatites* sp. нижнего подъяруса волжского яруса (бассейн р. Северная Сосьва) и выделяется в фораминиферовую зону *Pseudolamarckina voliaensis* [Фораминиферы..., 1972].

В разрезе нижней части среднего подъяруса волжского яруса на р. Ятрия (зоны *Pavlovia iatriensis* и *Dorsoplanites ilovaiskii*) выделяются слои с *Lenticulina ornatissima* и *Saracenaria pravoslavlevi* [Захаров, Месежников, 1974], состав фораминифер которой позволяет относить их к разновидности первой ассоциации (без псевдоламаркин). К обитателям первой зоны может быть отнесена и нодозариидовая ассоциация слоев *Lenticulina sosvaensis* (бассейн рек Яны-Манья, Усть-Манья) верхов среднего подъяруса, отличающаяся обилием раковин одного вида-индекса.

**I. Зона малых глубин.** К этой зоне малых глубин, но со значительным воздействием стока пресных вод, скорее всего, принадлежит ассоциация *Ammodiscus zaspelovae* средневожского возраста, установленная в юго-восточных районах Западной Сибири и состоящая практически из одного этого вида [Комиссаренко, Тылкина, 1977].

**II. Зона умеренных глубин верхней–средней сублиторали (50–80 м).** Охватывает разрезы Приполярного Урала восточнее разрезов зоны I (скважины на р. Ляпин и др.) и Северного Зауралья к северу и востоку от Тюмени (скв. 100-р Половинкинская и др.). В.К.Комиссаренко и К.Ф. Тылкина [1982] называют распространенное здесь сообщество нодозариидово-литуолидовым. Ассоциации фораминифер характеризуются обильными и разнообразными нодозариидами, представленными 19 родами (по Е.Ф. Ивановой); особенно разнообразны спирально-плоскостные *Lenticulina* и *Marginulina*; характерно присутствие бореально-атлантических цитарин и цитаринелл; отмечено значительное число сараценарий, из одноосных – нодозарий и денталин. Агглютинирующие фораминиферы более разнообразны, чем в зоне I (7–8 родов, преобладают аммобакулоидные формы: *Ammobaculites*, *Kutsevella*, *Haplophragmium*, иногда *Recurvoides* или *Trochammina*). Общее число родов достигает 30, видов – 40. О сравнительно высокой температуре вод и их достаточной насыщенности карбонатом кальция свидетельствует значительная доля скульптурированных раковин нодозариид. Стратиграфически ассоциация охватывает интервал



от зоны *Pectinatites lideri* нижнего подъяруса до среднего подъяруса включительно.

**III. Зона средней сублиторали (80–100 м).** Наиболее полно выражена в разрезах скважин Игримско-Леушинской структурной зоны (даниловская свита [Брадучан и др., 1986]). Отложения представлены темно-серыми, до черных, аргиллитами, глинами с алевритовым и песчаным материалом, иногда алевролитами. В отдельных окремненных прослоях отмечаются радиоларии. Зона характеризуется сменой известковых нодозариидовых ассоциаций агглютинирующими литуолидо-текстуляриидовыми, насчитывающими до 18–20 родов, 40 видов. Из известковых (3–6 родов) иногда многочисленны *Lenticulina* и *Marginulina*, постоянно отмечаются *Saracenaria*. Преобладают роды *Recurvoides*, *Kutsevella*, *Spiroplectamina*, *Trochamma*, *Dorothia*. Возраст ассоциации тот же, что и предыдущей, и соответствует фораминиферовым зонам *Spiroplectamina vicinalis* – *Saracenaria pravoslavlevi* и *S. vicinalis* – *Dorothia tortuosa*.

**IV. Зона нижней сублиторали (100–120 м?).** Выражена в разрезах скважин Игримско-Леушинской и Березово-Тобольской структурных зон. В составе отложений увеличивается роль черных, землистых и коричневатых листоватых битуминозных аргиллитов (тутлеймская свита). Ассоциации фораминифер этой и предыдущей зон близки, но четвертая зона отличается обилием доротий; возрастанием обилия рекурвоидесов, аммодискусов; дальнейшим сокращением известкового бентоса (остаются, в основном, лентиккулины) (литуолидо-текстуляриидо-атаксофрагмиидовой палеоценоз. Возраст: средний волжский, фораминиферовая зона *Spiroplectamina vicinalis* – *Dorothia tortuosa*).

**V. Зона нижней сублиторали – псевдоабиссали (120–180, возможно, до 200 м и более, если учесть, что максимальная глубина волжского бассейна оценивается в 400–500 м [Брадучан и др., 1986]).** Распространенная здесь ассоциация отнесена к литуолидо-атаксофрагмиидовому типу. Зона непосредственно примыкает к центральной котловине (псевдоабиссаль), заполнявшаяся высокобитуминозными глинистыми осадками баженовской свиты и обычно не содержащей фораминифер. Палеоценозы V зоны отличаются снижением таксономического разнообразия (7–8 родов, до 13 видов), низкой численностью раковин в осадке. Известковые раковины практически не встречаются. Преобладают *Recurvoides*, *Dorothia*, появляются прикрепленные *Tolyrammina*. В северных районах выявлен палеоценоз с обилием раковин одного вида *Trochamma septentrionalis* и немногочисленными *Ammodiscus*, *Evolutinella*, *Trochamma*. В стратиграфическом отношении эти ассоциации приурочены к среднему подъярусу волжского яруса.

К этой же V батиметрической зоне, очевидно, принадлежит и поздне-волжская ассоциация с *Ammodiscus veteranus* – *Evolutinella emeljanzevi* (в Хатангской впадине фация Шб), распространенная в юго- и северо-западных районах, в том числе на п-ове Ямал, и также примыкающая к центральной псевдоабиссальной зоне, лишенной фораминифер. Ассоциация представлена 10–11 родами и 20 видами агглютинирующих фораминифер (из известковых отмечены только редкие лентиккулины). Стратиграфически охватывает

верхний волжский подъярус и зону *Chetaites sibiricus* берриаса [Атлас., 1990].

Распределение ассоциаций фораминифер, принадлежащих к указанной последовательности батиметрических зон, на конкретных площадях и в разрезах может меняться во времени в зависимости от хода трансгрессивно-регрессивного процесса и циркуляции водных масс. Так, в поздне-волжское время произошло широкое расселение однообразных по составу сообществ с *Ammodiscus veteranus* и эволютинеллами, относимых к V зоне, на территории, где в средневолжское время обитали ассоциации III и IV зон.

Таким образом, в Западно-Сибирском бассейне в целом наблюдается близкая к хатангской модели закономерность изменения состава фораминиферовых ассоциаций с глубиной, но число выделенных фациально-батиметрических ассоциаций, как и их таксономическое разнообразие, больше, что связано с обширностью Западно-Сибирского бассейна, большей его глубиной и большим разнообразием фациальных обстановок.

### ШЕЛЬФ БАРЕНЦЕВА МОРЯ

На шельфе Баренцева моря и его окружении (архипелаги, острова, север Печорской низменности) в волжское время широко представлена фация черных глин, замещающаяся по окраине Печорского морского бассейна известковистыми глинами [Палеогеография..., 1983]. Последовательный ряд ассоциаций волжских фораминифер, характеризующих фациальные батиметрические зоны (от мелководных к глубоководным), возможно выделить только в северо-восточной части Печорской низменности (по материалам бурения).

**I. Зона верхней сублиторали. Ассоциация Ia с *Reinholdella voliaensis* и *Nodosariidae*.** Комплекс с этими видами-индексами выделен С.П. Яковлевой [1974] в Приуральской части Печорской низменности, в скважинах верховея р. Адзья. Приурочен к известковистым алевритовым глинам с глауконитом мощностью до 18 м. В верхней части толщи встречены аммониты *Pectinatites* sp. ранневолжского возраста.

В составе ассоциации установлено 15 родов, 32 вида, из них агглютинирующих 5 родов, 6 видов. По составу и возрастному положению видовая ассоциация фораминифер соответствует первой ассоциации из зоны малых глубин сублиторали Западно-Сибирского бассейна (Приуральская часть, бассейн р. Северная Сосьва).

В Печорском Приуралье, как и в Западно-Сибирском, обильны секреторные раковины одного вида *Reinholdella (Pseudolamarckina) voliaensis* (до 50% раковин в комплексах), а из сопутствующих видов преобладают нодозарииды – по видовому разнообразию выделяются *Lenticulina* и *Marginulina* (до 8–10 видов), *Saracenaria* и *Planularia* (3–4 вида). Вместе с тем, имеются и отличия. На Адзье выше разнообразие форм с агглютинирующей раковиной и видовое разнообразие нодозариид (25 видов), практически отсутствуют полиморфиниды (последние, как мы видели выше, наибольшим разнооб-

разием отличались в зоне Ia на Таймыре, т.е. в крайне мелководных динамичных песчано-алевритовых фациях), снижается роль нодозарий. Таким образом, описываемая ассоциация, скорее всего, обитала в первой батиметрической зоне, но при более спокойном гидродинамическом режиме, чем в бассейне Северной Сосьвы и на Таймыре.

**Ассоциация I6 с *Saracenaria pravoslavlevi* и *Lenticulina infravolgensis*.** Комплекс с этими видами выделен С.П. Яковлевой [1974] в скважинах между речья Колы и Адзвы в известковистых глинисто-алевритовых отложениях с *Dorsoplanites* sp., *Buchia mosquensis* (Buch) средневожского возраста. Ассоциация фораминифер включает 18 родов, 33 вида, из них песчаных только 3 рода и 3 вида. По сравнению с ассоциацией Ia в рассматриваемом сообществе несколько возрастает таксономическое разнообразие известковых фораминифер (14 родов, около 30 видов), особенно разнообразны *Marginulina* и *Lenticulina* (по 7–8 видов), *Planularia* (3 вида), появляются не встречавшиеся в предыдущей ассоциации роды *Ichtyolaria*, *Epistomina*, *Marginulinopsis*. По систематическому составу и батиметрическому положению ассоциация, скорее всего, соответствует ассоциации *Lenticulina ornatis* и *Saracenaria pravoslavlevi* на восточном склоне Урала. Сходная ассоциация из вышележащих слоев среднего подъяруса вожского яруса (с *Lenticulina ponderosa* и *Spirofrondicularia rhabdogonioides*) в бассейне р. Адзвы, несомненно, принадлежит к мелководной фации I, выделяясь почти полным отсутствием агглютинирующих форм (редкие представители двух родов), заметным присутствием полиморфинид (3 рода) и обилием одного их представителя *S. rhabdogonioides*. Следует отметить, что слои с этим названием в других частях Печорского бассейна содержат значительный процент агглютинирующих фораминифер, в том числе холодолюбивых арктических видов, указывающих на более глубокие воды с низкой температурой (см. зону II).

**II. Зона средней сублиторали. Ассоциация с *Dorothia tortuosa*.** Ассоциация приурочена к средневожским известковистым глинам с прослоями черных «сланцев» в Печорской низменности, на о-ве Колгуев и прилегающем шельфе. Комплекс установлен в скв. 140 на о-ве Колгуев в интервале 485–494 м. Прослежен в скважинах Печорского бассейна, где приурочен к двум аммонитовым зонам: *Dorsoplanites panderi* и *D. maximus* среднего подъяруса вожского яруса [Яковлева, 1974]. Ассоциация на о-ве Колгуев насчитывает 15 родов, 21 вид, из них 7 родов и видов относятся к агглютинирующим. Она отличается от предыдущих сравнительно высоким содержанием агглютинирующих фораминифер, снижением таксономического разнообразия секреторных известковых фораминифер и, по-видимому, отвечает условиям средней сублиторали с затрудненной циркуляцией вод. Ассоциация с *Dorothia tortuosa* в Печорском бассейне вне пределов распространения зоны битуминозных сланцев, напротив, отличается исключительно высоким таксономическим разнообразием. Например, в разрезе р. Ижма указывается 67 видов, 38 родов фораминифер, при этом в ее составе отмечаются такие теплолюбивые роды, как *Cornuspira*, *Sigmoilina*, *Quinqueloculina*, *Citharina*, *Citharinella*, *Epistomina* [Яковлева, 1974, 1976].

**III. Зона нижней сублиторали. Ассоциация с *Ammodiscus veteranus*, *Evolutinella emeljanzevi*, *Trochammina septentrionalis*.** Эта ассоциация приурочена к толще черных сланцев, известной у норвежских исследователей Баренцевоморского шельфа как формация Хеккинген. В наиболее полных разрезах формация охватывает возрастной интервал от позднего оксфорда до низов бореального берриаса (рязанского региояруса) и рассматриваемый комплекс появляется в ее верхней, «волжской» части. Он установлен практически на всех бурившихся структурах, а также в драге на поднятии Персея. Выделен он и из отложений среднего подъяруса волжского яруса на Земле Франца-Иосифа. Таким образом, ассоциация охватывает большую часть площади Баренцевоморского шельфа (кроме юго-восточной его части, судя по скважинам о-ва Колгуев) [Басов и др., 1989]. В ассоциации насчитывается 15 родов, 24 вида, из них песчаных 9 родов, 17 видов. Таким образом, большинство таксономических единиц составляют агглютинирующие фораминиферы, при этом следует иметь в виду, что известковые раковины представлены, как правило, единичными экземплярами и часто вообще отсутствуют в комплексах.

Ассоциация отвечает фациально-батиметрической зоне ШБ Хатангской модели и зоне V Западно-Сибирской. Формировалась в условиях нижней сублиторали (псевдоабиссали) в застойных водах с кислородной недостаточностью.

Наконец, для средневолжского времени можно отметить еще одну ассоциацию с *Ammodiscus zaspelovae* и *Evolutinella vollata*, установленную на Шпицбергене. В ее составе насчитывается 14 видов агглютинирующих фораминифер, относящихся к 9 родам. Ассоциация не содержит известковых фораминифер и формировалась в застойной впадине в резко аноксидной среде. Она отражает типично арктический тип фауны фораминифер и по составу более близка к фауне, населявшей бассейн Свердруп в Арктической Канаде [Wall, 1983], чем к Баренцевоморской.

\* \* \*

Таким образом, изучение особенностей пространственного распределения бентосных фораминифер в трех крупнейших бассейнах волжского века Западного сектора Арктики показало, что существует общая закономерность в изменении их таксономического состава от самых мелководных фаций к наиболее глубоководным.

Зона малых глубин верхней сублиторали (до 40–50 м) при нормальной или близкой к ней солёности и хорошей аэрации вод заселялась почти исключительно фораминиферами с известковой стенкой раковины. Господствующей группой были нодозарииды, совместно с ними обитали полиморфиниды и цератобулиминиды. При влиянии неблагоприятного фактора, например, небольшом распреснении вод, снижалось таксономическое разнообразие ассоциаций и резко возрастало количество раковин одного-двух видов (*Reinholdella voliaensis* в ранневолжское время или *Lenticulina sosvaensis* во второй половине средневолжского времени). Более сильное влияние неблагоприятного фактора или факторов (например, распреснение вод, заиление

дна) приводило к исчезновению известковых фораминифер, нишу которых занимали эврибионтные группы с агглютинирующей раковиной, как правило, представители одного-двух видов (*Ammodiscus zaspelovae*, например). Среди фораминифер значительный процент составляют виды, общие или близкие к видам Восточно-Европейской платформы, причем число их значительно выше в Приуральской части Западной Сибири и Печорской низменности (около 25%). Особенно существенно появление теплолюбивых цитарин, а в Приуралье и цитаринелл, что указывает на высокую температуру воды в этой зоне.

Ассоциации средней сублиторали отличались появлением агглютинирующих фораминифер, в верхней ее части уступающих по разнообразию и численности известковым и представленным главным образом литуолидами. По-прежнему господствовали нодозарииды. В более глубоких частях сублиторали (зона III – в Западной Сибири, Пб – в Хатангском бассейне, II – в Печорском) систематическое разнообразие фораминифер достигает максимума, причем за счет агглютинирующих форм (разнообразие нодозариид при этом снижается). Это указывает на менее благоприятные условия для известковых фораминифер, которые уступали свои ниши агглютинирующим формам.

Ассоциации нижней сублиторали в зависимости от насыщенности кислородом придонных вод могут быть почти столь же разнообразными, как в предыдущей зоне (за счет разнообразия агглютинирующих форм зоны IV в Западной Сибири), либо, напротив, в случае аноксидных условий иметь крайне ограниченное разнообразие (зона III в Хатангском и Печорском бассейнах, зона V в Западно-Сибирском).

Наконец, только в наиболее глубоком и застойном Западно-Сибирском бассейне выделяется зона VI с отсутствием донной фауны фораминифер (пиритизированные битуминозные осадки).

## ВЫВОДЫ

1. Отложения титонского (волжского) яруса представлены терригенными, терригенно-карбонатными и карбонатными образованиями. Эти осадки накапливались в различных обстановках седиментации от прибрежного мелководья до удаленных от побережья относительно глубоких зон моря. В большинстве рассмотренных бассейнов основная зона осадконакопления находилась в пределах литорали и сублиторали, где глубины моря не превышали 50–100 м (бассейны Восточно-Европейской платформы и Аравийской плиты). В то же время, на достаточно обширных участках некоторых бассейнов были распространены более глубоководные условия седиментации (эпибатиальные зоны бассейнов: Таймыра, Западной Сибири и Крыма). Степень карбонатности осадков зависела от климатических условий, изменявшихся от жарких гумидных и аридных низких широт до умеренных и холодных гумидных в высокоширотных северных регионах. В последних при определенных сочетаниях палеоландшафтных, гидродинамических и геохимических условий в осадках концентрировалось большое количество сапро-

пелевого органического вещества и в результате постседиментационных преобразований формировались черные битуминозные сланцы, широко распространенные в разрезах поздней юры от шельфа Баренцева моря до Прикаспия и Западной Сибири.

2. В позднелюрских бассейнах всех широт обитали богатые сообщества фораминифер, разнообразные по систематическому составу. Биоразнообразие, являющееся одним из важнейших показателей этой и других групп организмов, непосредственно связано с другими основными параметрами – уровнем специализации, продолжительностью существования и размерами ареала таксонов. Определяющим в этой причинно-следственной зависимости является уровень специализации, имеющий обратную коррелятивную связь с остальными параметрами.

3. Установлено, что палеоценозы фораминифер тетических и бореальных акваторий были существенно различными по систематическому составу только в мелководных зонах: в тетических бассейнах с карбонатным осадконакоплением преобладали так называемые крупные агглютинирующие фораминиферы со сложной альвеолярно-лабиринтовой стенкой раковин (пфендерниды, орбитолиниды, цикламминиды). В более глубоководных зонах моря и участках с илистым дном различия сглаживались: зоны заселялись родами-космополитами с секреторной известковистой стенкой раковин (нодозариидами и эпистоминидами), а также мелкими агглютинирующими фораминиферами (мелкие литуолиды и атаксофрагмииды).

4. Важнейшими факторами, влияющими на систематический состав сообществ фораминифер и их разнообразие, были батиметрические условия и характер донных осадков. Отмечено, что в бореальных и арктических морях по мере увеличения глубины бассейна при сохранении нормальной циркуляции разнообразие сообществ на родовом и видовом уровне сокращается у известковистых секреторных форм и возрастает у агглютинирующих. В тетических палеобассейнах наблюдается обратная картина. Это связано с тем, что в тетических и бореально-арктических морях обитали принципиально разные агглютинирующие формы с различным уровнем специализации, внутренним строением и составом стенки раковины: с известковым цементом у тетических «крупных» фораминифер и кремнисто-железистым цементом у просто построенных мелких фораминифер бореальных бассейнов.

5. Другим существенным различием сообществ бентосных фораминифер разных широтно-климатических зон в поздней юре был уровень их разнообразия, максимальный – в Бореальной области, заметно снижающийся – в Тетической и минимальный – на уровне старших таксонов в арктических морях.

6. И, наконец, третьим различием является ранг эндемизма. Выяснено, что сообщества фораминифер тетических и бореальных морей существенно различались по уровню эндемизма – в первом случае преобладали эндемики высокого ранга (роды, семейства, отряды), во втором ранг эндемизма проявлялся на уровне родов и видов; в арктических морях отмечен самый низкий уровень эндемизма, преимущественно видовой.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 03-05-64303).

## ЛИТЕРАТУРА

- Азбель А.Я.* Новые виды фораминифер из опорного разреза оксфордских отложений русской платформы // Палеонтол. журн. 1986. № 1. С. 27–32.
- Азбель А.Я., Григалис А.А., Кузнецова К.И., Яковлева С.П.* Зональные комплексы фораминифер верхнеюрских отложений Восточно-Европейской платформы // Юрские отложения Русской платформы. Л.: ВНИГРИ, 1986. С. 155–172.
- Атлас литолого-палеогеографических карт юрского и мелового периодов Западно-Сибирской равнины. Тюмень: Зап. Сиб. НИГНИ, 1976. 24 с.
- Атлас моллюсков и фораминифер морских отложений верхней юры и неокома Западно-Сибирской нефтегазоносной области. М.: Недра, 1990. Т. 2: Фораминиферы. 360 с.
- Басов В.А., Василенко Л.В., Соколов А.Р., Яковлева С.П.* Зональное расчленение отложений морского мезозоя Баренцевского бассейна // Ярусные и зональные шкалы бореального мезозоя СССР. М.: Наука, 1989. С. 60–74.
- Басов В.А., Захаров В.А., Месежников М.С., Юдовный Е.Г.* К стратиграфии юрских отложений бассейна р. Ленинградской (Северный Таймыр) // Стратиграфия и палеонтология мезозойских отложений Севера Сибири. Л.: Наука, 1965. С. 61–66.
- Басов В.А., Каплан М.Е., Юдовный Е.Г., Шаровская Н.В.* Комплексы фораминифер в различных фациальных обстановках юры и неокома в Енисей-Хатангском морском бассейне // Геология и геофизика. 1975. № 3. С. 3–9.
- Басов В.А., Кузнецова К.И.* Динамика разнообразия и эволюционные тенденции юрских фораминифер // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000а. Т. 8, № 6. С. 74–88.
- Басов В.А., Кузнецова К.И.* Палеобиогеографические аспекты изучения юрских фораминифер // Вопросы стратиграфии и палеонтологии. СПб.: Изд-во СПб. ун-та, 2000б. С. 63–74.
- Брадучан Ю.В., Гольберт А.В., Гурари Ф.Г.* и др. Баженовский горизонт Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1986. 217 с.
- Гольберт А.В., Климова И.Г., Сакс В.Н., Турбина И.З.* Новые данные о пограничных слоях юры и мела в Западной Сибири // Геология и геофизика. 1972. № 5. С. 11–18.
- Горбачик Т.Н., Кузнецова К.И.* Сравнение титонских фораминифер Крыма и Сирии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2, № 2. С. 51–63.
- Григалис А.А., Месежников М.С., Яковлева С.П., Козлова Г.Э.* Первые находки планктонных фораминифер в верхней юре бассейна р. Печоры // ДАН СССР. 1977. Т. 233, № 5. С. 926–927.
- Даин Л.Г., Кузнецова К.И.* Зональное расчленение стратотипического разреза волжского яруса по фораминиферам // Вопр. микропалеонтологии. 1971. Вып. 14. С. 103–124.
- Даин Л.Г., Кузнецова К.И.* Фораминиферы стратотипа волжского яруса. М.: Наука, 1976. 183 с.
- Захаров В.А., Месежников М.С.* Волжский ярус Приполярного Урала. Новосибирск: Наука, 1974. 214 с.
- Захаров В.А., Шурыгин Б.Н.* Юрское море на севере Средней Сибири. Новосибирск: Наука, 1979. С. 56–81.
- Захаров В.А., Юдовный Е.Г.* Условия осадконакопления и существования фауны в раннемеловом море Хатангской впадины // Палеобиогеография севера Евразии в мезозое. Новосибирск: Наука, 1974. С. 127–174.
- Иванова Е.Ф.* Фораминиферы из отложений верхнего волжского яруса Хатангской впадины // Фораминиферы мезозоя и кайнозоя Западной Сибири, Таймыра и Дальнего Востока. М.: Наука, 1967. С. 15–25.
- Иванова Е.Ф.* Фораминиферы волжского яруса бореальных бассейнов СССР. Новосибирск: Наука, 1973. 140 с.
- Киприянова Ф.В., Комиссаренко В.К., Тылкина К.В.* История развития позднеюрских и раннемеловых фораминифер Западно-Сибирской равнины // Тр. ЗапСибНИИНИ. 1975. Вып. 101. С. 4–14.
- Комиссаренко В.К., Тылкина К.Ф.* Палеонтологическая характеристика кимеридж-волжских отложений Западно-Сибирской равнины // Биостратиграфическая характеристика юрских и меловых нефтегазоносных отложений Западной Сибири. Тюмень, 1977. С. 16.

- Комиссаренко В.К., Тылкина К.Ф. Западно-Сибирская плита // Биостратиграфия верхнеюрских отложений по фораминиферам. Вильнюс: Моклас, 1982. С. 122–128.
- Кузнецова К.И. Позднеюрские бореальные фораминиферы и их развитие на Русской платформе. М.: Наука, 1965. 98 с.
- Кузнецова К.И. Фораминиферы волжского яруса на Мадагаскаре // Стратиграфия и седиментология. М.: Наука, 1976. С. 43–51.
- Кузнецова К.И. Биоразнообразие и развитие юрских фораминифер в бассейнах Восточного Средиземноморья // Пути детализации стратиграфических схем и палеогеографических реконструкций. М.: ГЕОС, 2001а. С. 136–143.
- Кузнецова К.И. Закономерности эволюции юрских фораминифер // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001б. Т. 9, № 6. С. 35–48.
- Кузнецова К.И., Доброва М.Р. Стратиграфия юрских отложений // Очерки геологии Сирии. М.: Наука, 2000. С. 105–128.
- Лыков С.В. Юрские отложения севера Русской плиты. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. 140 с.
- Мятлюк Е.В. Фораминиферы верхнеюрских и нижнемеловых отложений Среднего Поволжья и Общего Сырта // Тр. НГРИ. Сер. А. 1939. Вып. 120. С. 1–76.
- Опорный разрез верхнеюрских отложений бассейна р. Хеты (Хатангская впадина). Л.: Наука, 1969. 208 с.
- Палеогеография Севера СССР в юрском периоде. Новосибирск: Наука, 1983. 190 с.
- Преображенская В.Н. Стратиграфия отложений юры и низов нижнего мела территории ЦЧО // Юра и низы нижнего мела территории ЦЧО. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1966. 281 с.
- Пяткова Д.М. Фораминиферы кимериджа и волжского яруса Днепровско-Донецкой впадины и их значение для стратиграфии: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Киев, 1974. 19 с.
- Сазонова И.Г., Сазонова Н.Г. Палеогеография Русской платформы в юрское и раннемеловое время // Тр. ВНИГНИ. 1967. Вып. 52. С. 1–261.
- Сакс В.Н., Басов В.А., Захаров В.А. и др. Стратиграфия верхнеюрских и нижнемеловых отложений Хатангской впадины // Стратиграфия и палеонтология мезозойских отложений севера Сибири. М.: Наука, 1965. С. 27–60.
- Фораминиферы верхнеюрских отложений Западной Сибири / Под ред. Л.Г. Даин. Л.: Недра, 1972. 272 с.
- Фурсенко А.В., Поленова Е.Н. Фораминиферы нижнего волжского яруса Эмбенской области (район Индерского озера) // Геология Эмбенской области. Л.; М.: Гостоптехиздат, 1950. С. 5–92. (Тр. ВНИГРИ. Н. С.; Вып. 49).
- Шаровская Н.В. Некоторые виды аммодисуид и литуолид из мезозойских отложений севера Центральной Сибири // Тр. НИИГА. 1966. Вып. 14. С. 48–74.
- Яковлева С.П. Волжские фораминиферы Тимано-Уральской области // Тр. ВНИГРИ. 1974. Вып. 349. С. 55–61.
- Яковлева С.П. Биостратиграфия кимериджских и волжских отложений бассейна р. Печоры по фораминиферам: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Л., 1976. 25 с.
- Яковлева С.П. Биостратиграфия верхнеюрских отложений Восточно-Европейской платформы и ее обрамления: Печорская синеклиза // Биостратиграфия верхнеюрских отложений СССР по фораминиферам. Вильнюс: Моклас, 1982. С. 68–81.
- Hottinger L. Foraminifères imperfores du Mésozoïque Marocain. Rabat, 1967. 170 p. (Noutes et mém. Serv. Geol. Rabat).
- Kuznetsova K.I., Grigelis A., Adjamian J. et al. Zonal stratigraphy and Foraminifera of the Tethyan Jurassic (Eastern Mediterranean). Amsterdam: Gordon and Breach, 1996. 256 p.
- Kuznetsova K.I., Grigelis A., Adjamian J. et al. Zonal stratigraphy and Foraminifera of the Tethyan Jurassic (Eastern Mediterranean). Amsterdam: Gordon and Breach, 1996. 256 p.
- Peaybernes B. Le Jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées Franco-Espagnoles. Toulouse: Univ. Paul-Sabatier, 1976. 456 p.
- Wall J.H. Jurassic and Cretaceous foraminiferal biostratigraphy in the eastern Sverdrup Basin, Canadian Arctic Archipelago // Bull. Canad. Petrol. Geol. 1983. Vol. 31. P. 246–281.



**А.Б. Герман**

## **ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОЗДНЕМЕЛОВОЙ НАЗЕМНОЙ БИОТЫ СЕВЕРНОЙ ПАЦИФИКИ**

Экологические особенности поздне меловой наземной биоты Северной Пацифики отражают ее адаптацию к высокоширотному умеренному гумидному климату, характеризовавшемуся мягкими безморозными зимами и резкой сезонностью солнечного освещения. Растениям Арктики были присущи две стратегии перезимовывания: в безлистном и в облиственном состояниях. Большой размер листовых пластинок покрытосеменных Северной Пацифики и значительный диапазон изменчивости размеров листьев в пределах одного вида объясняются преобладанием в течение летнего вегетационного периода сравнительно слабого и преимущественно рассеянного солнечного света и сезонным характером развития годичных побегов. Динозавры, остатки которых известны в мелу Северной Пацифики, были, по-видимому, способны к сезонным миграциям.

**A.B. Herman**

## **ECOLOGICAL CHARACTERISTICS OF THE LATE CRETACEOUS TERRESTRIAL BIOTA OF THE NORTH PACIFIC REGION**

Ecology of the late Cretaceous terrestrial biota of the North Pacific reflects its adaptation to the high-latitude temperate humid climate characterised by mild frost-free winters and pronounced seasonality of solar light. Two strategies of overwintering were favourable for Arctic plants: shedding foliage and evergreenness. Large leaf size and large range of leaf size in a given plant species of North Pacific angiosperms were most probably due to comparatively weak and predominantly diffuse solar light throughout summer growing season and seasonal character of annual shoot development. Dinosaurs whose remains are known in the Cretaceous of the North Pacific were probably seasonally migrating animals.

### **ВВЕДЕНИЕ**

В истории Земли, наряду с гляциоэрами, были и термоэры, когда глобальный климат планеты был существенно теплее нынешнего. Многочисленные геологические данные свидетельствуют о том, что в поздне меловую эпоху климат Земли был необычно теплым [Вахрамеев, 1988; Жарков и др., 1995, 1998 а, б; Красилов, 1985; Чумаков и др., 1995; Barron et al., 1993; Frakes, 1979; и др.], причем климат полярных районов был гораздо теплее, чем ныне [Herman, 1994; Herman, Spicer, 1996, 1997; Huber, 1998; Чумаков и др., 1995]. Это было время, когда климатическая зональность Земли значительно отличалась от современной: ледовые полярные шапки, если и существовали, были значительно меньше современных, а теплолюбивые животные и

растения проникали далеко в высокие широты Северного и Южного полушарий и леса распространялись вплоть до 85° с.ш. В высоких широтах Земли в это время преобладал не существующий ныне влажный высокоширотный умеренный климат. В статье обсуждаются некоторые экологические особенности меловых растений и животных высоких широт Северного полушария: листопадность и крупнолистность растений Арктики, проблема их перезимовывания в условиях безморозного высокоширотного климата, а также проблема существования в высоких широтах Северного полушария динозавровых фаун. Интерес к этим вопросам объясняется тем, что флора и фауна позднемеловой Арктики существовали в очень необычных условиях влажного теплоумеренного высокоширотного климата с резкой световой сезонностью, аналога которому нет на современной Земле.

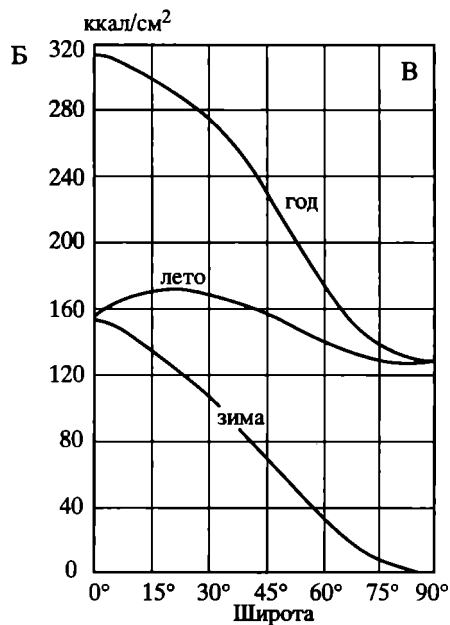
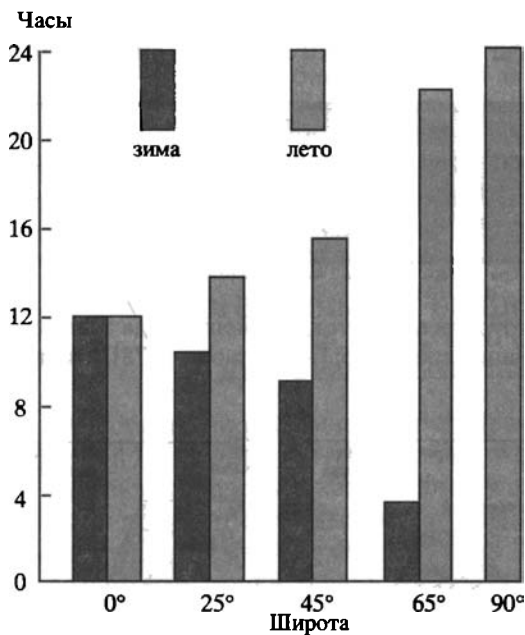
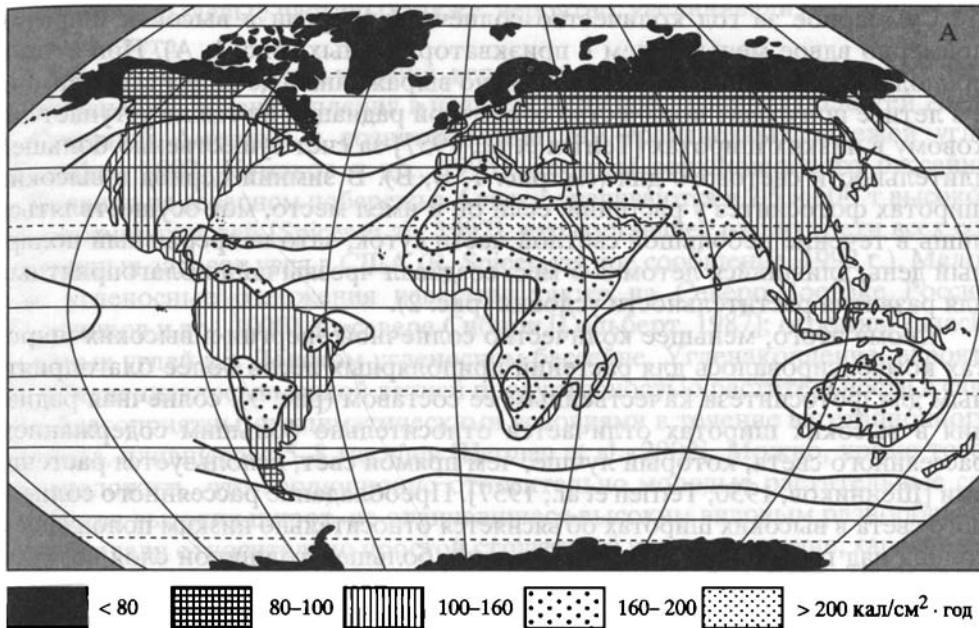
Исследование было поддержано грантом НШ-1615.2003.5 государственной программы поддержки исследований научных школ Российской Федерации, грантом Программы № 25 фундаментальных исследований Президиума РАН и Госконтрактом № 100002-251/ОНЗ-06/183-181/270603-908.

### **ПОЗДНЕМЕЛОВОЙ КЛИМАТ ВЫСОКИХ ШИРОТ СЕВЕРНОЙ ПАЦИФИКИ**

В высоких широтах Северного полушария на протяжении среднего и позднего мела преобладал климат, который по области его распространения – в интервале палеоширот 60–85°, – температурам и влажности можно назвать высокоширотным гумидным умеренным [Герман, 1994], а соответствующий ему палеоклиматический пояс – северным высокоширотным умеренным гумидным поясом [Чумаков и др., 1995].

Этот климат характеризовался необычной, не существующей ныне, комбинацией климатических условий. Температурный режим был аналогичен таковому современного теплоумеренного климата: температуры наиболее теплого месяца, рассчитанные по физиономии листьев двудольных позднемеловой Арктики, составляли 17–22 °С, наиболее холодного – от –2 до +9 °С, среднегодовые температуры – в пределах 7–14 °С [Herman et al., 2002]. В пределах высокоширотного умеренного пояса умеренно теплый климат, по-видимому, преобладал, особенно во внешних приполярных зонах, а умеренно холодный был обычен в более высоких широтах и вблизи полюса [Чумаков и др., 1995]. Меловой высокоширотный климат отличался значительной влажностью: среднемесячное количество осадков за вегетационный период составляло примерно 100–160 мм [Herman et al., 2002]. Между тем, спецификой высокоширотного умеренного пояса было расположение в значительно более высоких, чем современные умеренные пояса, широтах и, как следствие этого, ббльшая световая сезонность.

Световому режиму высоких широт присущи специфические особенности, которые следуют из географической широты местности и поэтому не свойственны современному умеренному климатическому поясу. Эти особенности касаются [Герман, 1994] количества световой энергии, качественного состава света и суточного и годового фотопериодизма (сезонности).



**Рис. 1.** Солнечная радиация на различных широтах

А – годичная солнечная радиация (300–2200 нм), падающая на поверхность Земли (по: [Лархер, [1978]); Б – продолжительность светлой части суток в наиболее короткий зимний и наиболее длинный летний дни (по: [Хромов, 1968]); В – приток солнечной радиации на горизонтальную поверхность (без учета поглощения и рассеивания атмосферой) в течение зимнего и летнего полугодий и суммарно за год (по: [Хромов, 1968])

Суммарное за год количество солнечной энергии в высоких широтах примерно вдвое меньше, чем в приэкваториальных (рис. 1, А). При этом в приполярных районах наблюдается явно выраженный дефицит света зимой, а в летнее полугодие количество солнечной радиации почти не уступает таковому в низких широтах [Terrien et al., 1957] за счет существенно большей длительности светового дня (см. рис. 1, Б, В). В зимний период в высоких широтах фотосинтез у растений, если он и имел место, мог осуществляться лишь в течение небольшой светлой части суток, зато непрерывный полярный день, длившийся летом 3–5 мес, создавал чрезвычайно благоприятные для развития растительности условия (рис. 2).

Кроме этого, меньшее количество солнечной энергии в высоких широтах компенсировалось для растений приполярных лесов более благоприятным для фотосинтеза качественным ее составом (рис. 3): солнечная радиация в высоких широтах отличается относительно большим содержанием рассеянного света, который лучше, чем прямой свет, используется растениями [Шенников, 1950; Terrien et al., 1957]. Преобладание рассеянного солнечного света в высоких широтах объясняется относительно низким положением солнца над горизонтом и, следовательно, большей толщиной слоя воздуха, через который проходят солнечные лучи, высоким содержанием водяных паров в атмосфере приполярных областей, частой облачностью и туманами [Terrien et al., 1957]. Кроме того, на Северо-Востоке России на конец раннего и на поздний мел приходится мощная вулканическая деятельность; выбрасываемые в атмосферу продукты вулканических извержений (водяные



Рис. 2. Распределение светлого и темного времен суток в течение года в высоких широтах Северного полушария в настоящее время (по: [Анопутов, 1978], с изменениями)

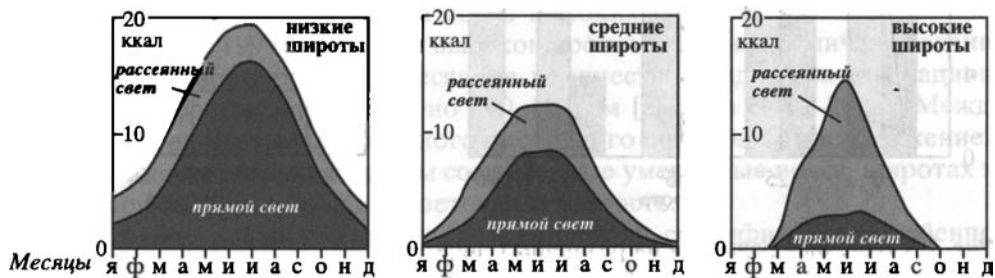


Рис. 3. Изменение в течение года количества прямой и рассеянной солнечной радиации на разных широтах (по: [Шенников, 1950])

пары, газы, пылевые частицы) также, вероятно, увеличивали рассеяние солнечного света.

Такие климатические условия, вероятно, способствовали широкому распространению угленакопления в позднем мелу приполярных областей Азии и Северной Америки и возникновению там грандиозных залежей угля [Krassilov, 1992; Чумаков и др., 1995]. Ресурсы верхнемелового бассейна р. Колвилл на северном побережье Аляски оцениваются в  $2,5 \times 10^{12}$  т высококачественных углей [Spicer et al., 1992], что составляет около трети всех современных запасов угля в США (R. Spicer, устное сообщение, 1992 г.). Меловые угленосные отложения известны также на Северо-Востоке России [Сальников и др., 1990], на севере Сибири [Гольберт, 1987]; огромны запасы меловых углей и в Ленском угленосном бассейне. Угленакопление, вероятно, обеспечивалось высокой летней продуктивностью растительности в связи с благоприятными климатическими условиями в течение вегетационного периода, длившегося 5–8 месяцев [Netman et al., 2002]. Можно, кроме того, предположить, что эволюционно относительно молодые растительные сообщества высоких широт, не отличавшиеся высоким видовым разнообразием, обладали относительно простой структурой и, как следствие, характеризовались более высоким производством мортмассы [Красилов, 1992]. Аналогичные свойства наблюдаются в современных сообществах с простой структурой (тундровых, пустынных), тогда как сложные экосистемы отличаются более замкнутым круговоротом органических веществ и сокращением «биогенных отходов». Быстрый переход к более холодной полярной ночи снижал процессы биологической и химической деструкции отмершей растительной массы и способствовал ее захоронению: по наблюдениям Р.Э. Спайсера [Spicer et al., 1992], у ископаемых листьев из верхнего мела Аляски не обнаружены следы разложения после их сбрасывания в конце вегетационного периода, что говорит о значительном замедлении зимой микробной активности.

### **ЛИСТОПАДНЫЕ И ВЕЧНОЗЕЛЕННЫЕ РАСТЕНИЯ ВЫСОКИХ ШИРОТ АРКТИКИ: ДВЕ СТРАТЕГИИ ПЕРЕЗИМОВЫВАНИЯ**

На современной Земле экологического аналога поздне меловой флоры Северной Пацифики нет. По составу входящих в нее растений эта флора может характеризоваться как хвойная и хвойно-широколиственная листопадная (или преимущественно листопадная), но само существование ее в высоких (вплоть до палеошироты  $82^\circ$  с.ш.: [Smith et al., 1981]) широтах Арктики необъяснимо с точки зрения современной климатической ситуации: сейчас аналогичные леса в Азии и Северной Америке не заходят севернее широты  $55\text{--}60^\circ$  [Берг, 1927; Wolfe, 1987; Philip's..., 2002]. Более теплый, чем в настоящее время, глобальный климат мелового периода существенным образом сказался на распределении типов растительности [Krassilov, 1981; Красилов, 1985; Вахрамеев, 1988; Willis, McElwain, 2002], и произрастание листопадных хвойных и хвойно-лиственных лесов в высоких широтах Арктики было

одной из особенностей биосферы этого времени, отражавшей влажный умеренный (или умеренно теплый) высокоширотный климат, характеризовавшийся специфическими световыми условиями, о которых говорилось выше.

Приполярные растения арктических лесов мелового периода, по-видимому, не испытывали недостатка тепла и влаги в течение длительного (5–8 мес.) вегетационного периода, а благодаря продолжительному световому дню (см. рис. 1) и повышенному содержанию в высоких широтах рассеянного света в общем потоке солнечной радиации (см. рис. 3) получали достаточное для эффективного фотосинтеза количество световой энергии, вполне сопоставимое с тем, которое получают растения низких и средних широт. Следовательно, вопреки распространенному мнению, не недостаток света летом, а недостаток тепла ныне ограничивает распространение лесной растительности в Арктике.

Наклон земной оси в середине мелового периода существенно не отличался от современного [Parrish, Spicer, 1988; Spicer, Herman, 1996], а следовательно позднемеловая флора Арктики произрастала в условиях резко сезонного по световому режиму климата (см. рис. 2): сейчас на 75° с.ш. полярная ночь с полным отсутствием света продолжается около шести недель, до и после которых примерно в течение трех недель в дневное время суток наступают сумерки, но солнце все же не поднимается над горизонтом [Anonimous..., 1978]. Находки позднемеловых ископаемых древесин Чукотки и Северной Аляски с хорошо выраженными годичными кольцами свидетельствуют о сезонности роста растений, контролируемой, вероятно, зимним недостатком света. Средняя температура наиболее холодного месяца, реконструируемая по морфологии листьев покрытосеменных позднемеловых флор Арктики [Herman et al., 2002], редко опускалась ниже 0 °С и достигала минимальных величин –2,0 °С, но для большинства флор была положительной и составляла 4–7 °С, доходя почти до 9 °С. Как известно, скорость метаболизма, как и всех химических реакций, пропорциональна температуре. Следовательно, отсутствие света зимой в комбинации с положительной зимней температурой ставило растения позднемеловых флор Арктики в сложные условия, когда фотосинтез невозможен, а температура воздуха недостаточно низка для существенной приостановки метаболизма в листьях. Такие условия могли вести к чрезмерному расходу ресурсов растений за счет не прекращавшегося зимой метаболизма, что особенно пагубно могло сказаться на молодых растениях. Организация периода зимнего покоя (перезимовывания) в условиях сравнительно высоких зимних температур – значительно более трудная задача, чем при низких температурах.

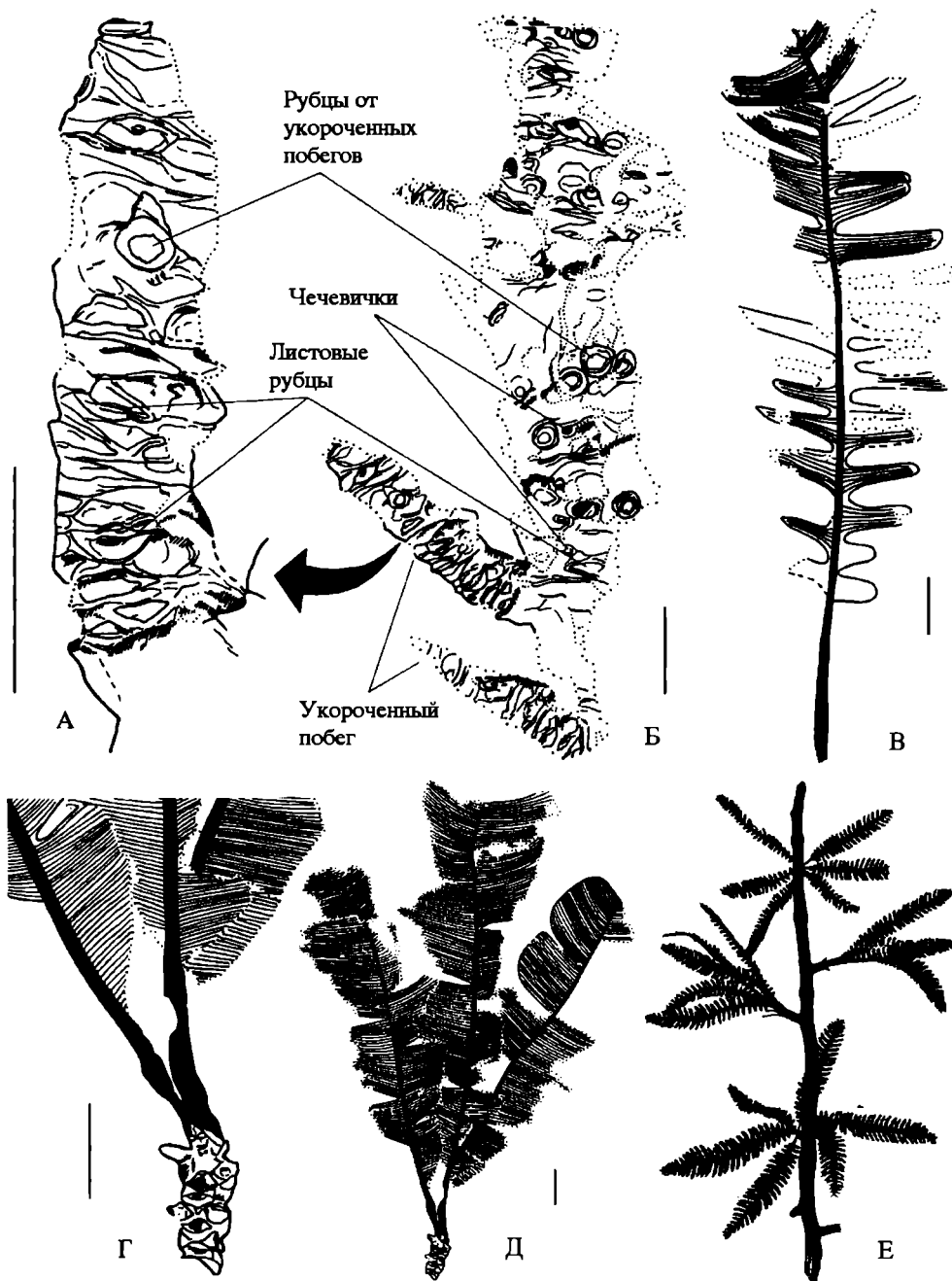
Большая часть растений позднемеловых флор Арктики была ветко- и листопадной, т.е. сбрасывала листву на неблагоприятный для роста период. Это относится к кейтониевым, гинкговым, чекановскиевым, многим хвойным. Вероятно, меловые цикадофиты приполярных районов (по крайней мере часть из них) также не были вечнозелеными: будучи гораздо более многочисленными и разнообразными по сравнению с современными вечно-

зелеными цикадовыми, они несомненно обладали более широким, чем у последних, адаптивным диапазоном [Kimura, Sekido, 1975; Красилов, 1967; Takimoto et al., 1997] и включали растения, приспособленные к существованию в резко сезонном приполярном климате [Spicer, Parrish, 1986].

Р.Э. Спайсер и автор [Spicer, Herman, 1996] описали два вида цикадофитов *Nilssoniocladus* – *N. alaskensis* Spicer et Herman из верхнего альба Северной Аляски (бассейн р. Колвилл) и *N. chukotensis* Spicer et Herman из верхнего альба – нижнего сеномана Северо-Востока России (бассейн р. Анадырь). Первый из них представлен системой удлинённых и укороченных побегов и ассоциирующими с ними листьями *Nilssonia alaskana* Hollick, причем на побегах встречены многочисленные удлинённо-ромбические рубцы от опавших листьев и более крупные округлые рубцы от опавших укороченных побегов (рис. 4). Второй вид представлен укороченным побегом с ромбической формы рубцами от опавших листьев и тремя листьями *N. serotina* Heeg, прикрепленными к верхушке побега (см. рис. 4). Находки этих *Nilssoniocladus* в высоких широтах Северной Пацифики красноречиво свидетельствуют о том, что по крайней мере часть листьев цикадофитов, многочисленных в средне-позднемеловых флорах этого региона, если не все они, принадлежали листо- и веткопадным растениям, которые в конце вегетационного периода сбрасывали не только индивидуальные листья, но и облиственные укороченные побеги.

Из приведенной на рис. 4 реконструкции системы удлинённого и укороченных побегов *Nilssoniocladus* видно, что это растение существенно отличалось от современных цикадовых. Легко заметить, что отдельный укороченный побег *Nilssoniocladus* напоминает целое растение цикадового, которое по сути и является укороченным побегом. В эволюционной теории известно явление гетеротопии – морфологического преобразования, в результате которого какой-либо орган приобретает признаки другого органа. При этом происходит преобразование регуляторных генов, структурные же гены остаются неизменными, и существующая генетическая программа включается при формировании органа, в котором в норме она участвовать не должна. Можно высказать гипотезу, что признаки одиночного укороченного побега растений типа *Nilssoniocladus* посредством гетеротопии распространились на растение в целом, дав в результате жизненную форму современных цикадовых.

В позднемеловую эпоху смена летнего радиационного режима (длинный световой день) на зимний (сумерки и полярная ночь), по-видимому, происходила, как и ныне, достаточно быстро [Anonymous..., 1978; Parrish, Spicer, 1988; Spicer, Herman, 1996], в течение нескольких недель (см. рис. 2). Листопадные растения поэтому должны были выработать приспособительный механизм, позволявший им быстро избавляться от нежелательной зимой листвы и таким образом резко снижать метаболизм на время полярной ночи. Нами было высказано предположение [Spicer, Herman, 1996], что у *Nilssoniocladus alaskensis* и *N. chukotensis* таким механизмом была способность сбрасывать в конце вегетационного периода не только отдельные листья, но и укороченные побеги с листьями. Вероятно, подобный механизм





был и у некоторых других меловых растений Арктики: представители таких родов хвойных, как *Cephalotaxopsis*, *Taxites*, *Elatocladus*, некоторые *Sequoia*, *Parataxodium* в неблагоприятный период сбрасывали облиственные побеги, остатки которых многочисленны в захоронениях. Интересно отметить, что у представителей *Nilssoniocladus* из средних широт Северного полушария (Япония) отсутствуют рубцы от сброшенных побегов, следовательно, механизма сбрасывания укороченных побегов с прикрепленными листьями у них не было [Takimoto et al., 1997].

Современные листопадные покрытосеменные со сложными листьями обычно сбрасывают их целиком с прикрепленными листочками только тогда, когда температура неожиданно и резко падает ниже нуля градусов. Если этого не происходит, растения в конце вегетационного периода, как правило, сбрасывают отдельные листочки. По аналогии можно предположить, что растения с побегами *Nilssoniocladus* сбрасывали укороченные побеги с прикрепленными к ним листьями при резком падении температуры ниже точки замерзания. Если это предположение справедливо, то тот факт, что вместе с многочисленными индивидуальными листьями *Nilssonia* в среднемеловых захоронениях Чукотки и Аляски встречены, хотя и редкие, побеги *Nilssoniocladus* с прикрепленными листьями, может свидетельствовать о наличии в этом регионе заморозков в конце вегетационного периода. Об этом же говорят находки в тех же захоронениях отпечатков как сложных листьев покрытосеменных (*Scheffleraephyllum*, *Dalembia*, *Sorbites* и др.), так и, более часто, их индивидуальных листочков.

Среди покрытосеменных, входивших в меловые арктические флоры, отсутствуют достоверные представители современных вечнозеленых таксонов, а также форм, близких к ним, что, по-видимому, позволяет считать эти ископаемые растения листопадными. Тафономические особенности захоронений подтверждают такой вывод: часто в местонахождениях встречаются прослойки, состоящие из плотно наслоенных друг на друга отпечатков листьев. Среди последних встречаются представители цикадофитов (*Cycadites*, *Nilssonia*), гинкговых (*Ginkgo*), хвойных (*Cephalotaxopsis*, *Sequoia*) и покрытосеменных (платанообразные, *Menispermities*, *Dalembia*, *Scheffleraephyllum* и др.). В.А. Вахрамеев [1988, с. 130] полагал, что в этих случаях мы имеем дело с «захороненным “листопадом”, т.е. листьями, сброшенными... в конце вегетационного периода». О листопадности растений рассматриваемых флор, по-видимому, говорит также отсутствие во многих местонахождениях свидетельств разрушения, переноса и сортировки листьев различных растений до их захоронения, т.е. все листья, вероятно, практически одновременно сбрасывались в конце вегетационного периода и быстро засыпались осадком [Spicer et al., 1992].



**Рис. 4.** *Nilssoniocladus* из позднего альба – сеномана Северо-Востока России и Северной Аляски

А, Б – *N. alaskensis* Spicer et Herman, укороченный побег (А) и система удлиненного и укороченных побегов (Б); В – лист *Nilssonia alaskana* Hollick, ассоциирующийся с *Nilssoniocladus alaskensis*; Г, Д – укороченный побег *N. chukotensis* Spicer et Herman с прикрепленными к его верхушке листьями *Nilssonia serotina* Heer; Е – реконструкция *Nilssoniocladus alaskensis*. Длина линейки 1 см

Листопадность растений позднемиоценовых флор Арктики представляет собой одну из стратегий преодоления ими продолжительных теплых полярных ночей, позволяющую им экономить ресурсы в зимний период за счет прекращения метаболизма в листьях, однако весной эти растения, естественно, были вынуждены затрачивать ресурсы для того, чтобы формировать новые кроны.

Некоторые хвойные позднемиоценовых флор Арктики, такие как *Araucarites anadyrensis*, *Pagiophyllum triangulare*, *Sequoia* ex gr. *ambigua*, *S.* ex gr. *reichenbachii*, *Cupressinocladus cretaceus*, и, возможно, некоторые цикадофиты были, по всей видимости, вечнозелеными: в захоронениях остатки этих растений иногда представлены толстыми и явно многолетними облиственными побегами и, в то же время, сброшенные годичные побеги этих растений встречены не были. Характерно, что перечисленные хвойные обладали мелкими чешуевидными или жесткими крючковидными листьями. Во внутриконтинентальных районах Азии в составе растительности сеноманского возраста (из средней и верхней частей тимердяхской свиты Виллюйской впадины) встречаются жестко- и мелколистные, с кожистыми листьями, возможно, вечнозеленые покрытосеменные, такие как *Macclintockia*, некоторые *Zizyphoides*, *Trochodendroides* и др. [Буданцев, 1979; Вахрамеев, 1988]. Ксероморфизм листьев и побегов этих растений находится в видимом противоречии со значительной влажностью климата, реконструируемого как по морфологии листьев покрытосеменных позднемиоценовых флор Арктики [Herman et al., 2002], так и по литологическим признакам [Чумаков и др., 1995].

Однако ксероморфизм этих хвойных и покрытосеменных был, по-видимому, связан не с сухостью климата, а с иной стратегией их перезимовывания, без сбрасывания листьев или облиственных побегов в неблагоприятный для роста период. В этом случае растения теряли часть своих ресурсов за счет не прекращавшегося в относительно теплый зимний период метаболизма при отсутствии в течение полярной ночи фотосинтеза, но экономили их весной, поскольку не были вынуждены вновь формировать фотосинтезирующие органы. При такой стратегии растениям выгодно как можно сильнее снизить зимний метаболизм. По-видимому, приобретение их побегами и листьями ксероморфных признаков способствовало этому: предотвращая чрезмерную потерю влаги в течение зимнего периода, растения тем самым достигали уменьшения скорости метаболизма за счет снижения интенсивности функционирования корневой и проводящей систем.

Можно, кроме того, предположить, что меловые вечнозеленые растения Арктики обладали и иными физиологическими механизмами снижения зимнего метаболизма, судить о которых по ископаемым остаткам невозможно. Следует заметить, что у современных вечнозеленых кустарничков *Ericaceae* (*Calluna*, *Erica*, *Andromeda*, *Rhododendron*, *Vaccinium* и др.) и *Empetraceae* (*Empetrum*), широко распространенных в зонах северных таежных и хвойно-лиственных лесов и зимующих под снегом в облиственном состоянии, ксероморфизм листьев связан с иной причиной, а именно: с недоступностью воды зимой из-за ее замерзания. Помимо этого, реконструируе-

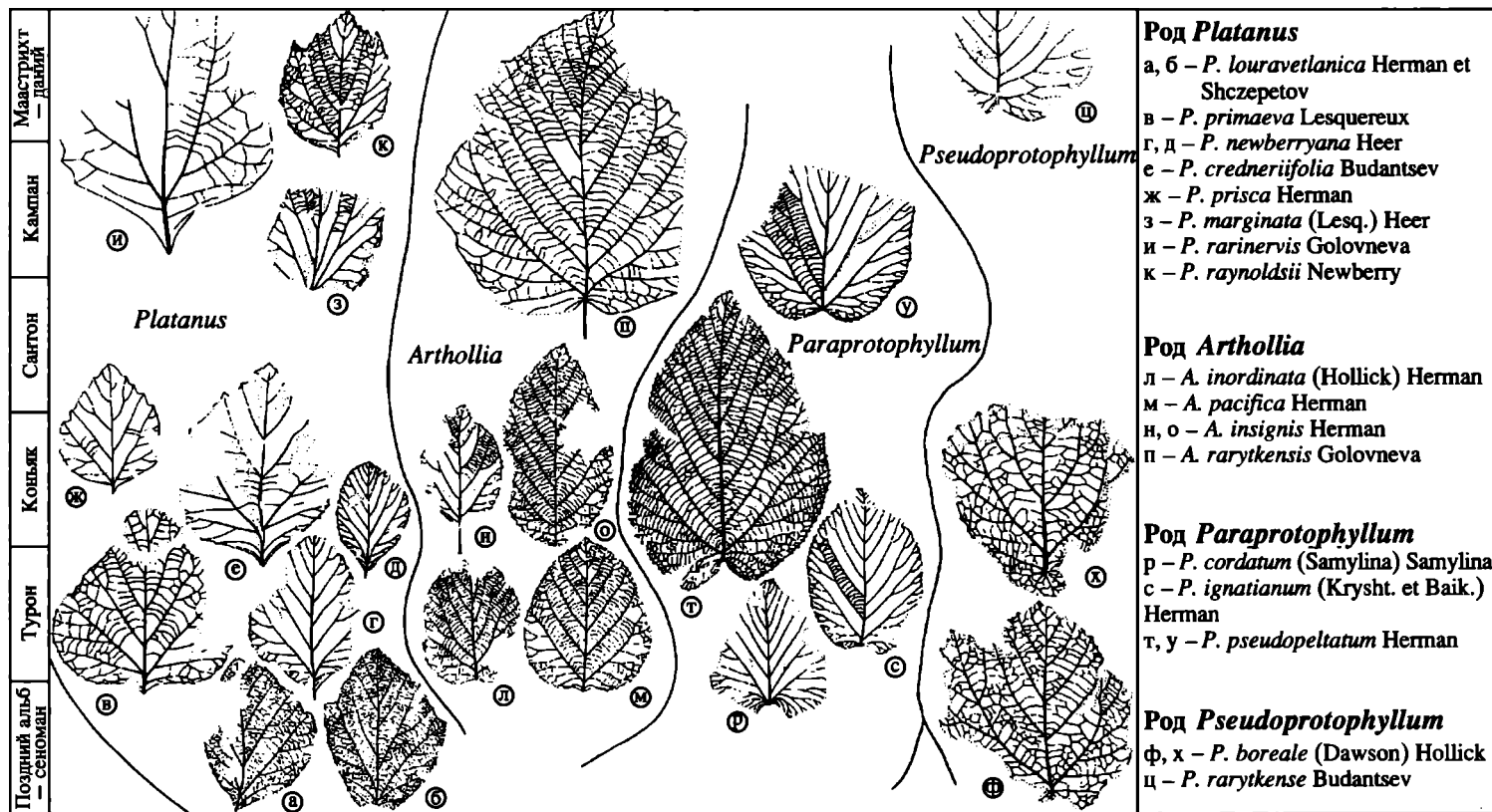
мая для большинства позднемеловых флор Арктики зимняя температура (см. выше) вероятно была все же достаточно низкой для существенного ослабления, если не остановки, метаболизма у вечнозеленых растений: экспериментальные данные свидетельствуют, что современные растения, помещенные в условия искусственной «темной полярной зимы» с отсутствием света в течение 10 недель, в целом хорошо перенесли темный период, причем меньшее отмирание тканей наблюдалось у растений, содержащихся при температуре +4 °С, по сравнению с теми, которые «зимовали» при +15 °С [Read, Francis, 1992].

Таким образом, растениям позднемеловых флор Арктики были присущи две стратегии перезимовывания: в безлистном и в облиственном состояниях. Каждая из них обладала своими преимуществами и недостатками, и трудно сказать, какая из них сэкономила растениям больше ресурсов. В древних высокоширотных флорах, не подвергавшихся в неблагоприятный сезон значительному стрессу, способному погубить листву (например, зимнему морозу при отсутствии снежного «укрытия» зимующих листьев), преимущества листопадности над вечнозеленостью можно ожидать там, где зимы были относительно теплыми, а в течение вегетационного периода растения не испытывали недостатка в ресурсах или тепле, необходимых им для интенсивной ассимиляции и формирования новой кроны [Read, Francis, 1992]. Соотношение листопадных растений и вечнозеленых в таких флорах, по-видимому, отражает доступность ресурсов в начале вегетационного периода, а преобладание в позднемеловых флорах Арктики первых, вероятно, свидетельствует о том, что условия для интенсивного роста растений весной были благоприятны. Напротив, преимущества перезимовывания в облиственном состоянии (вечнозеленость) над листопадностью можно ожидать там, где зимние температуры снижались до отметок, при которых у растений существенно замедлялся метаболизм.

## **КРУПНОЛИСТНОСТЬ РАСТЕНИЙ СЕВЕРНОЙ ПАЦИФИКИ**

Наиболее широко распространенной и характерной группой среди позднемеловых приполярных покрытосеменных были формы, обладавшие крупными широкими листьями с зубчатым краем. Растения с лопастными, цельнокрайними и мелкими листьями были, как правило, более редки. Существование листопадных широколиственных лесов в высоких широтах Арктики было одной из специфических особенностей растительного покрова этой эпохи. Широколиственный компонент позднемеловых арктических флор Азии и Северной Америки включал платанообразные растения и некоторые другие таксоны двудольных, причем первые были наиболее многочисленны и разнообразны. Меловая история платанообразных наглядно прослеживается [Герман, 1991, 1994] на примере ископаемых флор Анадырско-Корякского субрегиона (АКСР) (рис. 5).

Платанообразные в АКСР появляются во флорах позднего альба – сеномана (гребенкинский этап) и представлены одним видом рода *Platanus* [Гер-



**Рис. 5.** Разнообразие платанообразных в позднем мелу Анадырско-Корякского субрегиона (по: (Герман [1994], с дополнениями)

ман, 1994]. Эти растения еще не доминируют во флористических комплексах, но их остатки встречаются в местонахождениях более или менее постоянно. Лишь в одном захоронении на р. Гребенка, сложенном аллювиальными песчаниками кривореченской свиты, отпечатки листьев *Platanus* были встречены в большом количестве и образовывали «листовые кровли». В гребенкинской тафофлоре указываются также листья *Platanus* sp. и *Platanaceae* gen. et sp. indet., возможно, не принадлежащие к этому виду [Щепетов и др., 1992], а также единичный фрагмент листа *Pseudoprotophyllum* sp. с пельтатным основанием [Spicer et al., 2002].

В туронской пенжинской флоре платанообразные доминируют и определяют весь облик этой флоры. Они представлены родами *Platanus* (три вида, из которых наиболее многочисленны *P. newberryana* Heeg и *P. primaeva* Lesquereux), *Arthollia* (два вида, доминирует *A. pacifica* Herman) и *Paraprotophyllum* (два вида, из которых *P. ignatianum* (Krysh. et Baik.) Herman наиболее часто встречается). Коньякскую кайваямскую флору также отличает доминирование платанообразных, но роль *Platanus* (два вида) уменьшается, часто встречаются *Arthollia* (два вида) и *Paraprotophyllum* (два вида), а также *Pseudoprotophyllum* (один вид). На туронский и коньякский века позднего мела (время существования пенжинской и кайваямской флор) приходится, таким образом, максимум разнообразия платанообразных (4 рода, 11–12 видов), причем остатки листьев этих растений существенно преобладают в захоронениях, часто образуя «листовые кровли» и определяя характерный облик тафофлор [Герман, 1991]. В отличие от флор позднего альба – сеномана, в турон-коньякских флорах платанообразные встречаются не только в относительно грубых русловых песчаниках, но и в более тонких осадках речных пойм и старичных озер [Копорулин, Вознесенский, 1969]. Это, вероятно, отражает расширение адаптивного диапазона рассматриваемых растений в данное время, сопровождавшее рост их разнообразия.

Флора сантона и раннего кампана (барыковский этап) отличается от предыдущих существенным сокращением разнообразия и количества платанообразных. В сантоне (валижгенская тафофлора: [Герман, 1991]) известен единственный вид *Platanus*, остатки которого малочисленны; в раннем-среднем? кампане (верхнебыстринская и барыковская тафофлоры: [Герман, 1991]) редко встречаются представители одного вида *Paraprotophyllum*. В маастрихтской горнореченской флоре указывается единственный вид *Platanus* [Головнева, 1990]. Во флоре позднего маастрихта и, возможно, начала палеогена (корякский этап) количество и разнообразие платанообразных вновь возрастают, но они не столь значительны, как в пенжинской и кайваямской флорах: здесь встречены по одному виду *Platanus*, *Arthollia* и *Pseudoprotophyllum*, не достигавших, однако, доминирующего положения [Головнева, 1990; Головнева, Герман, 1992; Герман, 1993].

Позднемеловые платанообразные АКСП представлены, таким образом, 17 видами четырех родов (см. рис. 5).

Род *Platanus* наиболее разнообразен и включает восемь видов. В позднем альбе – сеномане встречен один вид *Platanus*, в туронский и коньякский века –

по три вида, причем два вида пенжинской флоры доминируют в флористических комплексах. В сантоне и раннем кампане известно два вида *Platanus*, но их остатки немногочисленны, как и остатки единственного маастрихтского вида. Во флоре позднего маастрихта и, возможно, начала палеогена присутствует один вид *Platanus*, остатки которого встречаются довольно часто, причем в некоторых местонахождениях он играет роль субдоминанта [Герман, 1993].

Род *Arthollia* включает четыре вида. В туронский и коньякский века известны по два вида этого рода, причем все они, за исключением *A. inordinata* (Hollick) Netman, достаточно многочисленны. В сантоне–маастрихте растения с листьями *Arthollia* не найдены, а во флоре позднего маастрихта – начала палеогена известен один вид, представленный значительным количеством отпечатков [Герман, Головнева, 1988].

Род *Paraprotophyllum*, включающий три вида, наиболее многочислен и разнообразен в туроне (два вида) и коньяке (два вида), когда растения этого рода играют роль доминантов или субдоминантов. В раннекампанское время единственный вид *Paraprotophyllum* встречается нечасто.

Род *Pseudoprotophyllum* представлен двумя видами. Он появляется в позднем альбе – сеномане и представлен единственным, не определимым до вида отпечатком, сомнения в родовой принадлежности которого, однако, нет. Более широко род распространен в коньякское время (в тыльпэгыргынайской тафофлоре хребта Пекульней), где он достаточно многочислен в одних и отсутствует в других местонахождениях этого уровня [Терехова, Филиппова, 1983, 1984]. В сантоне–маастрихте этот род не найден, а во флоре позднего маастрихта – начала палеогена известен единственный отпечаток *Pseudoprotophyllum* [Буданцев, 1975], причем нельзя исключить, что в действительности он принадлежит уклоняющемуся (с пельтатным основанием) экземпляру *Arthollia rarytkense* Golovn. – виду, многочисленному в том же местонахождении. Немногочисленность и малое разнообразие рода *Pseudoprotophyllum* в мелу АКСР позволяют предположить его североамериканское происхождение и миграцию через Берингийскую сушу из районов Аляски и Западной Канады, где этот род играет заметную роль в меловых (главным образом, сеноманских) флорах [Hollick, 1930; Bell, 1963]. Следует отметить присутствие немногочисленных представителей этого рода в позднеальбской–сеноманской арманской флоре Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, примерно одновозрастной гребенкинской флоре АКСР.

Таким образом, в АКСР платанообразные появляются в позднем альбе – сеномане, максимальные разнообразие и количество этих растений наблюдаются в туроне и коньяке, в сантоне – среднем маастрихте их разнообразие и количественное участие в тафофлорах существенно снижаются, но вновь, хотя и не столь значительно, возрастают к концу мелового периода (см. рис. 5). Рост разнообразия платанообразных, вероятно, сопровождался расширением адаптивного диапазона этих растений.

Помимо платанообразных растений, покрытосеменные некоторых других родов обладали листьями крупного размера и часто были доминирую-

щими или субдоминирующими компонентами позднемеловых северных приполярных флор. К таким растениям относятся *Menispermites*, *Trochodendroides*, *Corylites*, *Rarytkinia*, «*Pterospermites*», *Grewiopsis* и др.

Широкое распространение в позднем мелу приполярных районов Азии и Северной Америки крупнолистных покрытосеменных растений, по-видимому, объясняется особенностями высокоширотного климата того времени, который был влажным умеренным или умеренно теплым и характеризовался специфическим световым режимом – резкой световой сезонностью (см. рис. 1) с недостатком солнечного излучения зимой и продолжительным в течение суток, сравнительно слабым и преимущественно рассеянным освещением (см. рис. 2, 3) в течение летнего вегетационного периода [Герман, 1994; Чумаков и др., 1995].

Рассеянный свет лучше, чем прямой, используется растениями и поглощается ими почти полностью [Шенников, 1950; Terrien et al., 1957]. В рассеянном солнечном свете практически отсутствуют инфракрасные лучи, которые практически не поглощаются хлорофиллом [Лархер, 1978], но могут вызвать перегрев крупных листьев. Давно было замечено, что у многих современных видов Северного полушария размер листьев увеличивается у особей, растущих в более северных местностях, что Е. Варминг [1902] объясняет более продолжительным воздействием сравнительно слабого освещения. Сильный прямой солнечный свет задерживает рост побегов и листьев. Хорошо известно, что теневые листья растений, как правило, более широкие и крупные, чем световые [Лархер, 1978]: так, у *Majantemum bifolium* (L.) F. Schmidt листья, выросшие на свету, примерно втрое меньше листьев, развившихся в затененном месте [Варминг, 1902]. Наиболее крупнолистные растения современной флоры обитают под пологом леса в тропических дождевых лесах [Васильев и др., 1978], где преобладает слабый рассеянный свет, а прямые солнечные лучи почти полностью отсутствуют. Максимальная интенсивность фотосинтеза у широколиственных деревьев достигается при относительной освещенности 30% от полной и меньше [Спурр, Барнес, 1984]. Экспериментальные данные показали, что наибольшая скорость роста сеянцев *Platanus occidentalis* L. наблюдается при частичной (около 20% от полной) освещенности [Спурр, Барнес, 1984].

Помимо количества и качественного состава света, влажность также влияет на размер листьев растений: формирование крупных листьев возможно лишь при высокой влажности воздуха, ограничивающей транспирацию, и при обильном снабжении растений водой, обеспечивающем интенсивный рост листьев [Parkhurst, Loucks, 1972; Wolfe, 1994]. Приполярные растения позднемеловой эпохи, по-видимому, не испытывали недостатка увлажнения: среднемесячное количество осадков за вегетационный период было высоким и составляло примерно 100–160 мм [Herman et al., 2002].

Д. Паркхорст посредством экспериментов и математического моделирования физиологических процессов в листе попытался выяснить, в каких условиях листья какого размера наиболее выгодны растению для большей продуктивности фотосинтеза на единицу потери воды [Parkhurst, Loucks,

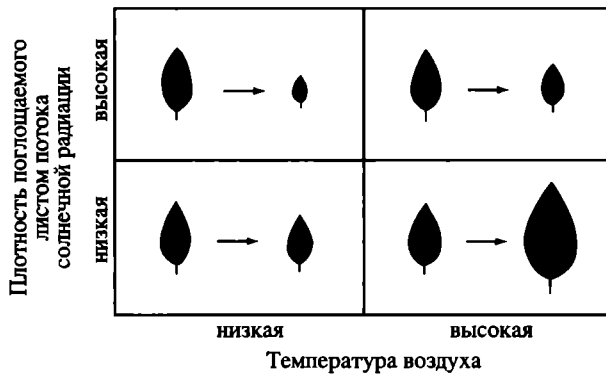


Рис. 6. Ожидаемые, согласно модели Д. Паркхорста, тенденции отбора по размеру листьев в зависимости от условий освещенности и температуры воздуха (по: [Wintsch, 1979])

1972; Wintsch, 1979]. Им была предложена «модель эффективности использования воды», согласно которой (рис. 6) более крупные листья, как правило, обладают преимуществом над мелкими при высокой температуре воздуха и низкой освещенности. При этих условиях крупные листья способны оставаться более холодными, чем мелкие, и, следовательно, меньше терять воду посредством испарения. Эта модель, в частности, объясняет, почему теневые листья крупнее световых, а растения с мелкими листьями наиболее характерны для районов с холодным климатом и в областях, где интенсивность солнечной радиации высока (степи, пустыни).

Как было показано на примере меловой истории широколиственных платанообразных Анадырско-Корякского субрегиона, максимумы количества и разнообразия этих растений в приполярных областях Северного полушария приходятся на турон–коньяк и конец мелового периода. В позднем альбе – сеномане платанообразные были обычными, но не очень разнообразными компонентами некоторых арктических флор, а в сантоне–кампане на рассматриваемой территории наблюдается существенное сокращение количества и разнообразия этих растений. Такая картина в распространении и разнообразии платанообразных, вероятно, объясняется тем, что в позднем альбе – сеномане и в сантоне–кампане севера Сибири и Северо-Востока России наблюдаются потепления климата [Герман, 1991]; можно предположить, что они вызвали уменьшение облачности, туманов и содержания водяных паров в атмосфере приполярных районов, что повлекло возрастание доли прямой солнечной радиации в общем ее потоке, отрицательно сказавшееся на крупнолистности растений. Это, по-видимому, и сыграло ключевую роль в редукции широколиственных лесов. Значительное рассеяние солнечного света, благоприятное для крупнолистных растений, возможно, было также вызвано вспышкой в туронском и коньякском веках вулканизма в северной части Охотско-Чукотского вулканического пояса (вулканогенная чаунская серия: [Kelley et al., 1999]): выбрасываемые в атмосферу продукты вулканических извержений (водяные пары, газы, пыле-



вые частицы) также должны были увеличивать рассеяние солнечного света.

Характерной особенностью поздне меловых покрытосеменных арктических районов был, помимо большого абсолютного размера листьев, также значительный диапазон изменчивости размеров листовой пластинки в пределах одного вида [Герман, 1990; Spicer et al., 1992; Моисеева, 2003]. Так, у *Paraprotophyllum ignatianum* [Krysht. et Baik.] Негман из турона Северо-Западной Камчатки длина листа варьировала в широких пределах от 3,3 см до приблизительно 50 см [Герман, 1984, 1990]. Соответственно изменялись также ширина, конфигурация листа, количество вторичных жилок и ответвлений от базальных жилок. Зачастую такой полиморфизм листьев может приводить к таксономическим ошибкам, избежать которые можно лишь при внимательном изучении монотопных выборок и достаточно полных сборах ископаемых растений [Герман, 1984].

Большая вариабельность размера листьев в пределах одного вида, типичная для большинства поздне меловых арктических широколиственных покрытосеменных, может быть связана с наличием листовой мозаики, варьированием размеров листьев на побегах текущего года и многолетних, на вегетативных и генеративных побегах, на обычных и прикорневых побегах (“волчках”). Дж. Вулф [Wolfe, 1987] предположил, что объяснение этому может быть в расположении листьев в кроне деревьев: крупные листья, возможно, развивались на затененных под пологом леса частях растений, тогда как мелкие листья происходят из верхних, хорошо освещенных крон деревьев. Этому, однако, противоречит представление о том, что большинство, если не все, поздне меловые покрытосеменные не были крупными деревьями, формировавшими полог леса, а скорее представляли собой кустарники или небольшие деревья. Помимо сказанного, широкий диапазон изменчивости размеров листьев этих растений мог быть вызван сезонным характером развития годичных побегов.

Автором была предложена реконструкция годичного побега *Paraprotophyllum ignatianum* (Krysht. et Baik.) Негман из турона Северо-Западной Камчатки [Герман, 1990]. Если принять за модель для такой реконструкции современный граб *Carpinus betulus* L., у которого наблюдаются сходные с *P. ignatianum* соотношения длины, относительной ширины и симметричности листьев, можно предположить, что у ископаемого растения (рис. 7, А) на побеге ранние весенние листья были короткие, широкие, часто асимметричные; более поздние весенние и летние листья становились длиннее, их относительная ширина уменьшалась, а симметричность возрастала; листья последних узлов годичного побега, возможно, были несколько меньше предыдущих, симметричные. Такая реконструкция неплохо согласуется с предложенной Д. Паркхорстом моделью (см. рис. 6): в отличие от крупных листьев середины побега, развивавшихся при достаточно высоких весенне-летних температурах, более мелкие ранние весенние и летне-осенние листья, вероятно, росли при более низких температурах воздуха, а весенние – еще и при более интенсивном

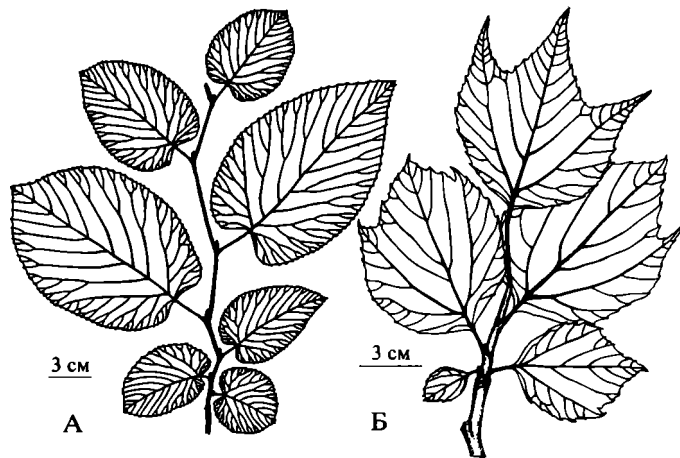


Рис. 7. Реконструкция годичных побегов *Paraprotophyllum ignatianum* (Krysht. et Baik.) Herman (А) (по: [Герман, 1990], с изменениями) и «*Platanus*» *raynoldsii* Newberry (Б) (по: [Моисеева, 2003], с изменениями)

солнечном свете, не ослаблявшемся хорошо развитыми кронами соседних деревьев или кустарников. На рис. 7, Б показана аналогичная реконструкция годичного побега другого платанообразного растения – «*Platanus*» *raynoldsii* Newberry из маастрихта Корякского нагорья, у которого также наблюдается большая вариабельность размеров и формы листьев [Моисеева, 2003].

### «ПОЛЯРНЫЕ» ДИНОЗАВРЫ

Ранее нами отмечалось, что в заполярных палеоширотах Северного полушария располагался климатический пояс, который по многим признакам можно охарактеризовать как теплоумеренный гумидный. Теплоумеренный климат здесь реконструируется [Чумаков и др., 1995] по отсутствию ледниковых отложений и следов многолетней мерзлоты, широкому развитию угленосных отложений, распространению умеренно теплолюбивой морской и наземной фаун, составу наземной растительности, а также по количественной оценке температур по физиономии листьев двудольных растений [Herman et al., 2002]. Между тем, некоторыми исследователями позднемеловая растительность северной части рассматриваемой области была классифицирована как холодноумеренная [Красилов, 1985; Willis, McElwain, 2002], т.е. существовавшая в климате, температура наиболее холодного месяца которого опускалась ниже  $-3^{\circ}\text{C}$ . Вопрос о зимних температурах в меловом Заполярье представляется весьма важным в связи с находками здесь крупных растительноядных и хищных динозавров.

Остатки динозавров были обнаружены в среднемаастрихтских породах Чукотки (район оз. Пекульнейское) [Несов, 1992, 1995, 1997; Несов, Головнева, 1990] и в верхнекампанских – нижнемаастрихтских отложениях Северной Аляски [Brouwers et al., 1987; Clemens, Nelms, 1993]. Эти остатки принадлежат растительноядным гадрозавридам, или утконосым динозаврам (сем. *Nadrosauridae*, подсем. *Lambeosaurinae*), как крупным (до 9–10 м длиной), так и мелким, и хищным тираннозавридам (сем. *Tyrannosauridae*) и троодонтидам (сем. *Troodontidae*). Хотя перечисленные местонахождения относятся главным образом к кампанскому–маастрихтскому ярусам, находки «полярных» динозавров отмечены также и в раннем мелу, например, остатки панцирных динозавров известны из сангарской серии р. Кемпендйя (бассейн р. Виллюй) (см.: [Несов, 1995; Несов, Головнева, 1990]), поэтому данная проблема является общей для всего мелового периода. Вопрос состоит в том: могли ли динозавры быть постоянными обитателями Заполярья или же они были кочевыми животными, совершавшими дальние миграции. У обеих этих точек зрения есть свои сторонники и противники.

Обилие в захоронениях остатков молодых гадрозавров и значительное расстояние до районов, в которых в позднем мелу существовала вечнозеленая субтропическая растительность, позволяют, по мнению некоторых исследователей [Несов, Головнева, 1990; Несов, 1992; Brouwers et al., 1987; Константин и др., 1999], предположить, что эти животные круглогодично жили в высоких широтах, не мигрируя на юг, и пережидали зиму в состоянии пониженной активности. В подтверждение «оседлости» динозавров авторы ссылаются на то, что в сеноне вместе с остатками взрослых особей были найдены зубы детенышей, в том числе недавно вылупившихся [Clemens, Nelms, 1993]. Длительные миграции, по мнению этих исследователей, не оставляли бы времени для выведения и выращивания молоди и, кроме того, отрывали бы травоядных динозавров от привычных и безопасных мест обитания и питания. В этом случае требуется объяснить, как динозавры могли переносить длительные (до трех месяцев) полярные ночи, низкие, иногда отрицательные температуры и отсутствие зеленой растительной пищи при очевидной невозможности для гигантских (до 10 м длиной – [Brouwers et al., 1987]) стадных животных найти убежища для зимовок.

Л.А. Несов, изучавший чукотских динозавров [Несов, Головнева, 1990; Несов, 1992, 1995], полагает, что присутствие среди них молодых утконосых и некрупных хищных динозавров свидетельствует о том, что зимой температура могла снижаться лишь до 0 °С или до величин, близких к нулевым. Мягкие зимы, по мнению Л.А. Несова [1995; Несов, Головнева, 1990], позволяли динозаврам существовать в высоких широтах круглый год, возможно, с откочевкой зимой в районы Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и с перезимовыванием на теплом грунте кальдер или в воде теплых источников. Температуры же (точнее, сумма тепла) летнего периода определенно должны были быть достаточно высоки для инкубации яиц динозавров. Несов не исключает, что динозавры высоких широт Северной Пацифики могли использовать для гнездования участки грунта, подогреваемые вулканическим

теплом. Так делают, например, некоторые примитивные тропические формы современных сорных кур *Megalopodiidae* на Зондском архипелаге. Во время зимних периодов растительноядные динозавры могли питаться лиственной вечнозеленых цикадовых, растительным детритом и опадом древесных растений, в основном листопадных покрытосеменных [Несов, Головнева, 1990].

Другие сторонники «оседлости» динозавров предполагают, что «полярные» динозавры были теплокровными животными [Clemens, Nelms, 1993; Константин и др., 1999], что позволяло им существовать в относительно холодные зимние периоды. О последнем и о достаточно холодном климате, по мнению У. Клеменса и Л. Нелмса, свидетельствует полное отсутствие в захоронениях остатков амфибий и нединозавровых рептилий, небольшое разнообразие позвоночных в местонахождениях Северной Аляски и преобладание в них динозавров (50% родов от состава комплекса) и млекопитающих (почти 30% родов от состава комплекса). Как отмечает Л.А. Несов [1995; Несов, Головнева, 1990], гетеротермия, по-видимому, развивалась по крайней мере у продвинутых гадрозавров и некоторых теропод, что снижало зависимость этих животных от температурных колебаний. В последнем, а также «... в относительно высокой энергии жизнедеятельности и климатических условиях мела, а не в способности совершать необычайно далекие миграции “вслед за теплом”... может заключаться причина существования динозавров в высоких широтах» [Несов, Головнева, 1990, с. 202]. В пользу гипотезы о круглогодичном обитании «полярных» динозавров в высоких широтах, по мнению Э. Константина с соавторами [Константин и др., 1999], свидетельствуют увеличенные зрительные доли мозга гипсилофодонта из апт-альба Юго-Восточной Австралии, что интерпретируется как адаптация, повышающая остроту зрения во время зимней темноты для облегчения активного питания в это время.

Однако представления о теплокровности динозавров кажутся сейчас многим исследователям недостаточно обоснованными [Татаринов, 1987; Раутиан, 1990], гипотеза об использовании «полярными» динозаврами для перезимовывания и инкубации яиц участков грунта и водоемов, подогреваемых вулканическим теплом, представляется довольно экстравагантной и лишеной серьезных доказательств, а увеличенные зрительные доли мозга могут свидетельствовать просто о ночном образе жизни животного. Цикадофитовые кустарники и водная или полуводная растительность, известные на Чукотке, теоретически могли служить зимней кормовой базой для растительноядных гадрозаврид, но представляется маловероятным, что растительность Северной Аляски, существовавшая там в то же время, что и динозавры, могла быть источником их пищи зимой: в этой растительности, отличавшейся малым таксономическим разнообразием, доминировали хвойные *Parataxodium*, представленные небольшими деревьями, а подлесок состоял из папоротников и травянистых покрытосеменных, листва которых отмирала в конце вегетационного периода [Spicer, Parrish, 1987; Brouwers et al., 1987]. Поэтому более предпочтительной мы полагаем гипотезу о том, что «полярные» динозавры вели кочевой или полуко-

чевой образ жизни, мигрируя зимой в южном направлении. Высказывалось предположение [Cuprie, 1989], что эти животные были способны к сезонным миграциям на большие расстояния и могли передвигаться с большой скоростью.

Хорошим примером современных сезонно мигрирующих в высоких широтах животных можно считать северных оленей, ежегодный путь которых от летних пастбищ в тундре до мест зимовок в таежной или лесотундровой зонах часто превышает 1000 км, причем за день стадо (как взрослые особи, так и молодежь) могут пройти до 70 км. Сходство систематического состава динозавров Северной Аляски и Чукотки, возможно, свидетельствует о способности динозавров к значительным перемещениям и об обмене фаунами этих животных между указанными регионами. По мнению Н.М. Чумакова [Чумаков и др., 1995], динозавры, остатки которых находят в высоких широтах Арктики, могли пастись и за период бодрствования, не спеша, по 15–20 км в день, продвигаться вместе с весной в более высокие широты (а осенью – обратно) вдоль морских побережий, приморских низменностей или речных долин, не отрываясь от необходимых им пищевых угодий и убежищ. Такие перемещения на 150–250 км с севера на юг и обратно занимали бы около полугода, а 3–5 месяцев полярного лета оставались бы для выращивания детенышей. При этом динозавры, не торопясь, уходили бы от полярной ночи и полностью бы использовали преимущества полярного дня, весьма продуктивного для роста растений и благоприятного для гнездования. Большинство пастбищ они посещали бы один или два раза в году с большим перерывом, и пастбища успевали бы за это время восстанавливаться. В Северной Америке в меловой период прекрасными путями для таких миграций могли быть берега меридионального Западного Внутреннего пролива-моря [Чумаков и др., 1995]. Не исключено, как полагает Н.М. Чумаков, что отсутствие сквозных и пресноводных путей миграции было второй, кроме холодного климата, причиной отсутствия на севере Аляски амфибий.

Интересно отметить, что наиболее северные находки остатков поздне-меловых динозавров на Чукотке и Северной Аляске приходится на территорию Северо-Тихоокеанского рефугиума, ограничивающего также распространение позднемеловых цикадофитов [Вахрамеев, 1981, 1988]. Сохранение этих растений в рефугиуме В.А. Вахрамеев [1978] объясняет более влажным и мягким приморским климатом с теплыми зимами, существовавшим в указанном районе. Вероятно, эти же условия, а также трофическая связь растительноядных динозавров с цикадофитами [Krassilov, 1981] позволили позднемеловым динозаврам расселиться на территории Северо-Тихоокеанского рефугиума.

Стадный образ жизни и внушительные размеры свидетельствуют о том, что динозавры не были настоящими лесными обитателями, поскольку леса не способны быстро восстанавливать биомассу после выедания и поэтому могут поддерживать лишь небольшое количество крупных животных [Красилов, 1985]. В.А. Красилов [Krassilov, 1981; Красилов, 1985] выдвинул предположение, что основной кормовой базой этих животных были нелесные

биотопы, представленные цикадофитовыми кустарниками и папоротниковыми маршами, которые, быстро восстанавливаясь, могли поддерживать существование значительных популяций меловых растительноядных динозавров. Совместное нахождение в маастрихте Чукотки остатков этих животных и крупнолистных цикадофитов *Encephalartos* и, видимо, листопадных цикадофитов *Nilssonia* [Красилов и др., 1990; Несов, Головнева, 1990] подкрепляет данное предположение, по крайней мере в отношении гадрозавров Северо-Восточной Азии: не исключено, что именно цикадофитовые заросли способствовали их выживанию в высоких широтах, круглогодично обеспечивая динозавров кормом. Исчезновение в конце мела этой растительной формации послужило, вероятно, одной из причин вымирания динозавров [Красилов, 1985].

### ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Климатическая зональность, существовавшая на Земле в среднем–позднем мелу, существенно отличалась от современной. В полярных областях отсутствовали постоянные ледниковые или ледовые шапки и многолетняя мерзлота. В высоких широтах Земли в это время преобладал влажный умеренный климат, аналога которому нет на современной Земле. Его специфическими особенностями была резкая световая и температурная сезонность и периодические колебания температурного режима от умеренно теплого до умеренно холодного.

Отсутствие света зимой в комбинации с положительной зимней температурой ставило позднемеловые растения Арктики в сложные условия, когда фотосинтез невозможен, а температура воздуха недостаточно низка для существенной приостановки метаболизма в листьях. Этим растениям были присущи две стратегии перезимовывания: в безлистном и в облиственном состояниях. Листопадность позволяла растениям экономить ресурсы в зимний период за счет остановки метаболизма в листьях, однако весной они были вынуждены затрачивать ресурсы для формирования новой кроны. Напротив, вечнозеленые растения теряли часть своих ресурсов за счет не прекращавшегося в зимний период метаболизма при отсутствии фотосинтеза, но экономили их весной, поскольку не были вынуждены вновь формировать фотосинтезирующие органы. В последнем случае у растений вырабатывались ксероморфные признаки, препятствовавшие чрезмерной потере влаги зимой и позволявшие тем самым снизить расходы ресурсов на метаболизм.

Широкое распространение в позднем мелу приполярных районов Азии и Северной Америки крупнолистных покрытосеменных растений, по-видимому, объясняется особенностями высокоширотного климата того времени, который был влажным умеренным или умеренно теплым и характеризовался специфическим световым режимом – резкой световой сезонностью с недостатком солнечного излучения зимой и продолжительным в течение суток, сравнительно слабым и преимущественно рассеянным освещением в

течение летнего вегетационного периода. Эти особенности светового режима высоких широт, вероятно, объясняют морфологическую специфику поздне меловых приполярных широколиственных покрытосеменных: большой абсолютный размер их листовых пластинок, наряду со значительным диапазоном изменчивости размеров листьев в пределах одного вида. Первое, вероятно, связано с преобладанием в высоких широтах в течение вегетационного периода сравнительно слабого и рассеянного света, второе – с сезонным характером развития годичных побегов и, возможно, расположением листьев в кроне дерева.

В поздне меловых отложениях Северо-Востока России и Северной Аляски известны находки крупных растительоядных и хищных динозавров. Для объяснения существования этих животных в высоких широтах Арктики выдвигаются две гипотезы: сторонники «оседлости» динозавров предполагают, что полярные зимы в меловой период были достаточно теплыми или что «полярные» динозавры обладали теплокровностью – свойством, позволявшим им существовать в относительно холодные зимние периоды; более предпочтительной мы полагаем гипотезу о том, что «полярные» динозавры вели кочевой или полукочевой образ жизни и совершали дальние миграции вдоль морских побережий, приморских низменностей или речных долин.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Берг Л.С. Основы климатологии. М. ; Л.: Госиздат, 1927. 265 с.
- Буданцев Л.Ю. Морфология листьев и таксономия родов *Protophyllum* Lesq. и *Pseudoprotophyllum* Hollick // Вопросы сравнительной морфологии семенных растений. Л.: Наука, 1975. С. 90–107.
- Буданцев Л.Ю. Фитостратиграфические комплексы позднего мела Лено-Вилюйского и Чулымо-Енисейского бассейнов как основа для межрегионального сопоставления континентальных отложений // Стратиграфия нижнемеловых отложений нефтегазоносных областей СССР. Л.: Недра, 1979. С. 149–162.
- Варминг Е. Распределение растений в зависимости от внешних условий: (Экологическая география растений). СПб.: Брокгауз и Ефрон, 1902. 260 с.
- Васильев А.Е., Воронин Н.С., Еленевский А.Г., Серебрякова Т.И. Ботаника: Анатомия и морфология растений. М.: Просвещение, 1978. 480 с.
- Вахрамеев В.А. Климаты Северного полушария в меловом периоде и данные палеоботаники // Палеонтол. журн. 1978. № 2. С. 3–17.
- Вахрамеев В.А. Развитие флор в средней части мелового периода и древние покрытосеменные // Там же. 1981. № 2. С. 3–14.
- Вахрамеев В.А. Юрские и меловые флоры и климаты Земли. М.: Наука, 1988. 214 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 430).
- Герман А.Б. Новый род платанообразных покрытосеменных из верхнемеловых отложений Камчатки // Палеонтол. журн. 1984. № 1. С. 71–79.
- Герман А.Б. Изменчивость листьев и реконструкция годичного побега *Paraprotophyllum ignatianum* // Региональная геология: Тектоника, литология и стратиграфия. М.: ГИН АН СССР, 1990. С. 79–83.
- Герман А.Б. Меловые покрытосеменные и фитостратиграфия Северо-Западной Камчатки и полуострова Елистратова // Герман А.Б., Лебедев Е.Л. Стратиграфия и флора меловых отложений Северо-Западной Камчатки. М.: Наука, 1991. С. 5–141.
- Герман А.Б. Этапность и цикличность развития поздне меловой флоры Анадырско-Корякского субрегиона // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1, № 1. С. 87–96.

- Герман А.Б. Разнообразие меловых платанообразных Анадырско-Корякского субрегиона в связи с изменением климата // Там же. 1994. Т. 2, № 4. С. 62–77.
- Герман А.Б., Головнева Л.Б. Новый род поздне меловых платанообразных Северо-Востока СССР // Ботан. журн. 1988. Т. 73, № 10. С. 1456–1467.
- Головнева Л.Б. Маастрихт-датская флора хребта Рарыткин (Корякское нагорье): Автореф. дис. ... канд. биол. наук. Л., 1990. 16 с.
- Головнева Л.Б., Герман А.Б. Новые данные о составе и возрасте флоры корякской свиты (Корякское нагорье) // Ботан. журн. 1992. Т. 77, № 7. С. 60–71.
- Гольберт А.В. Основы региональной палеоклиматологии. М.: Недра, 1987. 222 с.
- Жарков М.А., Мурдмаа И.О., Филатова Н.И. Палеогеография середины мелового периода // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3, № 3. С. 15–41.
- Жарков М.А., Мурдмаа И.О., Филатова Н.И. Палеогеография берриас-барремского веков раннего мела // Там же. 1998а. Т. 6, № 1. С. 49–72.
- Жарков М.А., Мурдмаа И.О., Филатова Н.И. Палеогеография второй половины мелового периода // Там же. 1998б. Т. 6, № 3. С. 1–15.
- Константин Э., Чинсами А., Викерс-Рич П., Рич Т.Х. Перигляциальные обстановки и полярные динозавры // Палеонтол. журн. 1999. № 2. С. 59–65.
- Копорулин В.И., Вознесенский А.И. Некоторые черты литологии верхнемеловых отложений побережья Пенжинской губы // Литология и полез. ископаемые. 1969. № 6. С. 65–77.
- Красилов В.А. Раннемеловая флора Южного Приморья и ее значение для стратиграфии. М.: Наука, 1967. 365 с.
- Красилов В.А. Меловой период: Эволюция земной коры и биосферы. М.: Наука, 1985. 240 с.
- Красилов В.А. Охрана природы: Принципы, проблемы, приоритеты. М.: ВНИИ «Природа», 1992. 174 с.
- Красилов В.А., Головнева Л.Б., Несов Л.А. Цикадофит из местонахождения поздне меловых динозавров в Северной Корякии // Континентальный мел СССР. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 213–215.
- Лархер В. Экология растений. М.: Мир, 1978. 384 с.
- Моисеева М.Г. Морфологическая изменчивость листьев «*Platanus raynoldsii* Newberry из маастрихта Корякского нагорья // Палеонтол. журн. 2003. № 3. С. 98–107.
- Несов Л.А. Значение смен вертикальной циркуляции в океане для исторических перемен в планетарном балансе тепла, региональных климатах и биосе // Вестн. СПбГУ. Сер. 7. 1992. Вып. 1, № 7. С. 3–10.
- Несов Л.А. Динозавры Северной Евразии: Новые данные о составе комплексов, экологии и палеобиогеографии. СПб.: Изд-во СПбГУ, 1995. 156 с.
- Несов Л.А. Неморские позвоночные мелового периода Северной Евразии. СПб.: БИН РАН, 1997. 218 с.
- Несов Л.А., Головнева Л.Б. История развития флоры и фауны позвоночных и климата в поздне меловом селене на Северо-Востоке Корякского нагорья // Континентальный мел СССР. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 191–212.
- Раутиан А.С. Эвристическая модель становления основ гомойотермии // 10-е Всесоюз. совещ. по эволюц. физиологии: Тез. докл. Л.: Наука, 1990. С. 31–32.
- Сальников Б.А., Сальникова Н.Б., Туренко Т.В. Корреляция угленосных толщ в морских отложениях Северо-Западной Пацифики // Континентальный мел СССР. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 167–175.
- Спурр С.Г., Барнес Б.В. Лесная экология. М.: Лесн. пром-сть, 1984. 480 с.
- Татаринов Л.П. Очерки по теории эволюции. М.: Наука, 1987. 251 с.
- Терехова Г.П., Филиппова Г.Г. О строении и возрасте поперечинской свиты (хребет Пекульней, Северо-Восток СССР) // ДАН СССР. 1983. Т. 269, № 4. С. 911–914.
- Терехова Г.П., Филиппова Г.Г. Тыльпэгыргынайская свита и ее флористический комплекс (хребет Пекульней, Северо-Восток СССР) // Там же. 1984. Т. 278, № 6. С. 1443–1446.
- Хромов С.П. Метеорология и климатология (для географических факультетов). Л.: Гидрометеоздат, 1968. 491 с.



- Чумаков Н.М., Жарков М.А., Герман А.Б. и др. Климатические пояса в середине мелового периода // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3, № 3. С. 42–63.
- Шенников А.П. Экология растений. М.: Сов. наука, 1950. 375 с.
- Шепетов С.В., Герман А.Б., Белая Б.В. Среднемеловая флора правобережья реки Анадырь: (Стратиграфическое положение, систематический состав, атлас ископаемых растений). Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1992. 166 с.
- Anonymous. C.I.A. handbook, polar regions atlas / National Foreign Assessment Center, C.I.A. USA. Wash. (D.C.), 1978. 66 p.
- Barron E.J., Fawcett P.J., Pollard D., Thompson S. Model simulations of Cretaceous climates: The role of geography and carbone dioxide: Palaeoclimates and their modelling with special reference to the Mesozoic Era // Philos. Trans. Roy. Soc. London B. 1993. Vol. 341, № 1297. P. 307–316.
- Bell W.A. Upper Cretaceous floras of the Dunvegan, Bad Heart, and Milk River formations of Western Canada // Geol. Surv. Canada Bull. 1963. N 94. P. 1–76.
- Brouwers E.M., Clemens W.A., Spicer R.A. et al. Dinosaurs on the North Slope, Alaska: high latitude, latest Cretaceous environments // Science. 1987. Vol. 237, N 4822. P. 1608–1610.
- Clemens W.A., Nelms L.G. Paleocological implications of Alaskan terrestrial vertebrate faunas in latest Cretaceous time at high paleolatitudes // Geology. 1993. Vol. 5, N 6. P. 503–506.
- Currie P.J. Long-distance dinosaurs // Natur. Hist. 1989. N 6. P. 61–65.
- Frakes L.A. Climates through geologic time. Amsterdam; New York: Elsevier, 1979. 310 p.
- Herman A.B. A review of Late Cretaceous floras and climates of Arctic Russia // Cenozoic plants and climates of the Arctic. Berlin; Heidelberg: Springer, 1994. P. 127–149. (NATO ASI Ser. 1; Global Environmental Change; Vol. 27).
- Herman A.B., Spicer R.A. Palaeobotanical evidence for a warm Cretaceous Arctic Ocean // Nature. 1996. Vol. 380, N 6572. P. 330–333.
- Herman A.B., Spicer R.A. New quantitative palaeoclimate data for the Late Cretaceous Arctic: Evidence for a warm polar ocean // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoec. 1997. Vol. 128. P. 227–251.
- Herman A.B., Spicer R.A., Kvacek J. Late Cretaceous climate of Eurasia and Alaska: a quantitative palaeobotanical approach // Aspects of Cretaceous stratigraphy and palaeobiogeography: Proc. of 6th Intern. Cretaceous symp., Vienna, 2000. Vienna, 2002. P. 93–108. (Osterr. Akad. der Wiss., Schriftenr. der Erdwissenschaft. Kommissionen; Bd. 15).
- Hollick A. The Upper Cretaceous floras of Alaska // U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1930. N 159. P. 1–123.
- Huber B.T. Tropical paradise at the Cretaceous poles? // Science. 1998. Vol. 282. P. 2199–2200.
- Kelley S.P., Spicer R.A., Herman A.B. New  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dates for Cretaceous Chauna Group tephra, North-Eastern Russia, and their implications for the geologic history and floral evolution of the North Pacific region // Cretaceous Res. 1999. Vol. 20, N 1. P. 97–106.
- Kimura T., Sekido S. Nilssoniocladus n. gen. (Nilssonioaceae n. fam.) newly found from the Early Lower Cretaceous of Japan // Palaeontographica. 1975. Vol. 153. P. 111–118.
- Krassilov V.A. Changes of Mesozoic vegetation and the extinction of dinosaurs // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1981. Vol. 34. P. 207–224.
- Krassilov V.A. Coal-bearing deposits of the Soviet Far East // Controls on the distribution and quality of Cretaceous coals. Boulder (Colo.), 1992. P. 263–267. (Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.; N 267).
- Parkhurst D., Loucks O. Optimal leaf size in relation to environment // J. Ecol. 1972. Vol. 60. P. 505–537.
- Parrish J.T., Spicer R.A. Middle Cretaceous wood from the Nanushuk Group, central North Slope, Alaska // Palaeontology. 1988. Vol. 31. P. 19–34.
- Philip's School Atlas. London: Chancellor press, 2002. 179 p.
- Read J., Francis J. Responses of some Southern Hemisphere tree species to a prolonged dark period and their implications for high-latitude Cretaceous and Tertiary floras // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1992. Vol. 99, N 3/4. P. 271–290.
- Smith A.G., Hurley A.M., Briden J.C. Phanerozoic paleocontinental world maps. Cambridge etc.: Cambridge Univ. press, 1981. 102 p.
- Spicer R.A., Ahlberg A., Herman A.B. et al. Palaeoenvironment and ecology of the middle Cretaceous Grebenka flora of northeastern Asia // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 2002. Vol. 184, N 1/2. P. 65–105.

- Spicer R.A., Herman A.B.* Nilssoniocladus in the Cretaceous Arctic: New species and biological insights // Rev. Palaeobot. and Palynol. 1996. Vol. 92. P. 229–243.
- Spicer R.A., Parrish J.T.* Paleobotanical evidence for cool north polar climates in middle Cretaceous (Albian-Cenomanian) time // Geology. 1986. Vol. 14, N 8. P. 703–706.
- Spicer R.A., Parrish J.T., Grant P.R.* Evolution of vegetation and coal-forming environments in the Late Cretaceous of the North Slope of Alaska // Controls on the distribution and quality of Cretaceous coals. Boulder (Colo.), 1992. P. 177–192. (Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.; N 267).
- Takimoto H., Ohana T., Kimura T.* Two new Nilssoniocladus species from the Jurassic (Oxfordian) Tochikubo Formation, Northeast Honshu, Japan // Paleontol. Res. 1997. Vol. 1, N 3. P. 180–187.
- Terrien J., Truffant G., Carles J.* Light, vegetation and chlorophyll. London: Hutchinson, 1957. 228 p.
- Willis K.J., McElwain J.C.* The evolution of plants. Oxford: Oxford Univ. press, 2002. 378 p.
- Wintsch S.* Ecology – changing portraits of the present // Res. and Creative Activity Indiana Univ. 1979. Vol. 3, N 2. P. 17–24.
- Wolfe J.A.* Late Cretaceous-Cenozoic history of deciduousness and terminal Cretaceous event // Paleobiology. 1987. Vol. 13, N 2. P. 215–226.
- Wolfe J.A.* Alaskan Paleogene climates as inferred from the CLAMP database // Cenozoic plants and climates of the Arctic / Ed. by M.C. Boulter, H.C. Fisher. Berlin; Heidelberg: Springer, 1994. P. 223–237. (NATO ASI Ser. 1, Global Environmental Change; Vol. 27).

**ЧАСТЬ ЧЕТВЕРТАЯ  
РАСШИФРОВКА  
ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЧЕСКИХ  
СИТУАЦИЙ  
В КАЙНОЗОЕ**

**В.Н. Беньямовский**

Палеобиогеографические сценарии  
позднемиоценового–раннепалеогенового времени  
в пределах северной периферии Тетиса

**С.В. Попов, Л.А. Невеская, И.А. Гончарова, Л.Б. Ильина**

Биогеография Восточного Паратетиса  
в неогене по моллюскам

**А.Ю. Гладенков**

Развитие диатомовых комплексов кайнозоя Северной Пацифики  
и изменения океанической экосистемы

**К.Б. Барин**

Моллюски, биогеография и климатические обстановки  
морского плиоцена Северо-Западной Пацифики

**А.Н. Симакова, А.Ю. Пузаченко**

Реконструкции растительного покрова Русской равнины  
второй половины позднего неоплейстоцена и среднего голоцена

**ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ СЦЕНАРИИ  
ПОЗДНЕМЕЛОВОГО–РАННЕПАЛЕОГЕНОВОГО ВРЕМЕНИ  
В ПРЕДЕЛАХ СЕВЕРНОЙ ПЕРИФЕРИИ ТЕТИСА**

Рассматриваются 20 рубежей экосистемных перестроек, которые являлись границами этапов эволюции палеосреды и биоты (главным образом, фораминифер). Анализируются геологические и палеогеографические события и факторы, вызывавшие экосистемные перестройки и кризисы, а также их палеобиогеографические последствия. Приводится палеобиогеографическое и батиметрическое районирование Северо-Западной Евразии по планктонным и бентосным фораминиферам. Дается характеристика палеоценовых экозон бентосных фораминифер различных батиметрических поясов.

**V.N. Beniamovski**

**LATE CRETACEOUS–EARLY PALEOGENE  
PALAEOBIOGEOGRAPHIC SCRIPTS  
FOR THE NORTHERN PERIPHERY OF TETHYS**

20 boundaries of ecosystem reorganizations which were borders of stages of evolution paleoenvironment and biota (mainly foraminifera) are considered. Are analyzed geological and palaeogeographic events and the factors caused ecosystem reorganizations and crises, and also their palaeobiogeographic consequences. It is resulted palaeobiogeographic and bathymetric division into districts of Northwest Eurasia on planktonic and benthic forams. The characteristic of Paleocene benthic foraminiferal ecozones various belts is given.

**ВВЕДЕНИЕ**

В.В. Меннер придавал большое значение палеобиогеографическим исследованиям. Он писал, что «пространственная протяженность стратонов устанавливается только по результатам палеобиогеографического анализа» [Меннер, 1971]. При этом он разъяснял, что это касается стратонов провинциального ранга, поскольку их географическое распространение и границы площади развития полностью адекватны обуславливающим их биохориям. В другой статье В.В. Меннер [1979] дает краткий анализ некоторых известных палеобиогеографических исследований и показывает, что на их основе было: во-первых, выработано зональное расчленение, во-вторых, проведены уточнение и детализация стратиграфических схем, в-третьих, охарактеризованы особенности биофациального строения, этапность развития бассейнов и реконструирован ход тектонических преобразований регионов.

В.В. Меннер и его ученики считали, что стратиграфия и палеогеография (в том числе и палеобиогеография) взаимосвязаны и дополняют друг друга. Д.П. Найдин [1973] писал: «без палеогеографии нет стратиграфии», а

Ю.Б. Гладенков [2004] считает, что «стратиграфия XXI века все больше становится стратиграфией экосистем».

Эти положения иллюстрируются данной статьей.

Один из разделов ее (наибольший по объему) посвящен анализу перестроек и кризисов экосистем в интервале от сеномана до олигоцена. Этот раздел построен на материале Северо-Восточного Перитетиса и его окружения. Для оценки масштабов абиотических и биотических изменений привлечены материалы из других регионов, в частности Дальневосточного. Освещение основных рубежей экосистемных перестроек и кризисов позволяет наметить периодизацию геологических событий, свершавшихся в рассматриваемом регионе на протяжении конца меловой и начала палеогеновых эпох.

В этом, так же как и в следующих двух разделах данной статьи, посвященном батиметрической зональности бентосных фораминифер палеоцена данной территории и опыту построения палеобиогеографических карт и схем, затрагиваются различные палеобиогеографические аспекты, как-то: палеобиогеографическое районирование (пояса, области, провинции, батиметрические зоны и связанные с ними различные водные массы), проливы и их динамика (влияние проливов и их систем, а также течений для взаимообмена водными массами и биотами), климатические флуктуации и миграции планктонных фораминифер.

### РУБЕЖИ ЭКОСИСТЕМНЫХ ПЕРЕСТРОЕК

В пределах рассматриваемой территории в течение позднего мела – начала кайнозоя (от сеномана до приабона) выделяются 20 перестроечных экосистемных рубежей разного масштаба (от региональных до глобальных). Они приурочены к границам подъярусов, ярусов и зон.

**1. Рубеж сеномана и турона.** Этот рубеж соответствовал пику глобальной эвстатической трансгрессии [Наг et al., 1987], с которой в Северном Перитетисе было связано распространение характерного вида белемнителлид с весьма узким вертикальным диапазоном – *Actinocamax (Preactinocamax) plenus* (Blainville), прослеживаемого через всю Европейскую палеобиогеографическую область (ЕПО) от Англии на западе до Туркмении (Копетдаг) на востоке [Найдин, 1996]. Единичные ростры вида обнаружены за пределами ЕПО в Среднеазиатской палеобиогеографической области на границе Таджикистана и Афганистана. Появление пленусов так далеко на юго-восток от основных районов их обитания произошло в результате внедрения в Таджикское море относительно холодных вод ЕПО [Джалилов и др., 1986].

Рассматриваемый рубеж отмечен глобальным событием – ОАЕ2 (Oceanic Anoxic Event – всесветное океаническое бескислородное событие под номером 2, в отличие от апт-альбского под номером 1). В многочисленных разрезах Перитетиса, Тетиса, Пацифики как в шельфовых, так и в пелагических фациях на рубеже сеноман/турон присутствуют сапропелевидные темные битуминозные прослои, обогащенные  $C_{org}$  [Веймарн и др., 1998]. В Крыму (разрез Аксудере) общее содержание  $C_{org}$  колеблется от

0,12–0,16 до 5,9–7,2%. Некоторые прослои содержат повышенные концентрации Cu, Zn, V и некоторых других биофильных металлов [Веймарн и др., 1998]. Образование сапропелевидных черных битуминозных прослоев в Крыму происходило в понижениях на террасах материкового склона. Изотопный шифт  $\delta^{13}\text{C}$  – 4–5‰ объясняется влиянием холодного океанического апвеллингового течения, действовавшего вдоль южнокрымского склона [Кораевич, Kuzmicheva, 2002].

Граница сеноман/турон по планктонным фораминиферам располагается внутри зоны *Whiteinella archeocretacea*, которая характеризуется массовостью многокамерных высокотроходных *Praeglobotruncana*, *Whiteinella*, *Brittonella*, а также *Hedbergella* и *Dicarinella*. Как показывают наблюдения в крымских разрезах [Веймарн и др., 1998], состав бентосных фораминифер в образцах вблизи черных прослоев резко обедняется, а в черных прослоях они практически отсутствуют. Таксономическое разнообразие планктонных фораминифер также снижается по мере приближения к сапропелевидному слою. Сначала полностью исчезают представители рода *Rotalipora*, затем – *Praeglobotruncana* и *Dicarinella*, потом *Whiteinella* и в конце концов остаются лишь мелкие *Hedbergella* или *Heterohelix*. Следует подчеркнуть, что исчезновение рода *Rotalipora* было стимулировано ОАЕ2.

Д.П. Найдин [1995] выделяет турон–коньяк как отдельную секвенцию в верхнемеловой толще Восточно-Европейской платформы (ВЕП).

Рубеж сеномана и турона на северо-востоке Западно-Сибирской провинции (ЗСП) Арктической области (Усть-Енисейский регион) отмечен некоторыми событиями [Захаров, Лебедева, Маринов, 2003]. К абиотическим относятся, во-первых, образование толщи черных глин мощностью около 20 м, а, во-вторых, смена континентальных условий (в предпозднесеноманское время) на относительно глубоководные – в позднем сеномане и раннем туроне. Переходное сеноман-туронское время отвечает пику тепла. К биотическим событиям отнесены: появление в конце сеномана представителей тихоокеанской ветви *Inoceramus* (*Inoceramus*) *ginterensis* Perg. и космополитных крупнораковинных аммонитов рода *Placentiaceras* и более мелких *Borrasiaceras*, иноцерамов *Inoceramus* (*I.*) *pictus* Sow., «шипастых», гастропод рода *Aporrhais*. В раннем туроне отмечены появление в массовом количестве космополитного рода митилоидных иноцеромов *I. (Mytiloides) labiatus* Sow. и миграция в Заполярье (Карское море) планктонных фораминифер рода *Hedbergella* [Василенко, 1997]. На фоне позднесеноман-раннетуронской трансгрессии и выравнивания климата развиваются сходные в различных регионах Северного полушария альгофлоры.

Бореальные водные массы через Тургайский пролив сообщались с перитетическими, о чем свидетельствует присутствие в Северном Приаралье в верхнесеноманских–нижнетуронских отложениях типичных для Западной Сибири бентосных фораминифер *Gaudryina filiformis* и *Haplophragmoides semiinvolutus* [Липман, Хохлова, 1964]. Первый из этих видов был космополитен, поскольку широко распространен в ЕПО: Московская синеклиза, север Средней Азии, Англия [Жукова, 1963; Олферьев и др., 2000; Hart, 2000]. Определенное сходство между комплексами бентосных фораминифер За-

падно-Сибирского моря и бассейнов Средней Азии в конце сеномана – начале турона отмечала В.М. Подобина [1975]. Таким образом, с этого времени начинает действовать меридиональная (долготная) коммуникационная система между Тетисом (Перитетисом) и Арктикой, включающая внутренние эпиконтинентальные бассейны – Западно-Сибирское море и Тургайский пролив [Подобина, 1975; Найдин, 2001, 2003; Беньямовский, 2003; Beniamovskii, Koraeovich, 2002a, б]. Возникшая на рубеже сеномана и турона указанная долготная система с некоторыми перерывами или ослаблениями (например, в коньяке и кампане) продолжала функционировать до начала среднего олигоцена. В позднем мелу и в раннем палеогене различные морские организмы – аммониты, водоплавающие (нелетающие) птицы, остракоды, диатомеи, фораминиферы перемещались по этому пути из евразийских морей в бассейны Северной Америки и в противоположном направлении через водные пространства Арктики [Подобина, 1975, 2000; Найдин, 2001, 2003; Barton, 1985; Marinkovich et al., 1990].

О.А. Корчагин на основании обобщения опубликованных данных и собственных наблюдений по ряду среднеазиатских разрезов охарактеризовал ряд событий планетарного масштаба, произошедших в конце сеномана – начале турона [Кузнецова, Корчагин, 2004]. Он отмечает: 1) потепление климата, что отразилось в высоких температурах поверхностных вод не только в низких широтах (Израиль – до 32–33 °С), но и в средних (Англия – 27–28 °С); 2) замедление вертикальной циркуляции водных масс (по ограниченному распространению в это время однокилевых спирально-уплощенных планктонных фораминифер), следствием которого могло быть, возможно, накопление «черных сланцев»; 3) образование двух систем латеральной циркуляции поверхностных вод: одной в Западном полушарии, где теплые воды перемещались с юга на северо-запад и вместе с ними в этом направлении мигрировали булавовидные тепловодные *Clavhedbergella*, а другой в Восточном полушарии – умеренно холодные глубинные воды перемещались с северо-запада на юго-восток (по миграции белемнитов *Praeaectinocamax plenus*). На фоне теплого климата ряд седиментационных признаков указывает на кратковременные похолодания, с глобальностью которых некоторые исследователи связывают образование «черных сланцев». Присутствие бора в отложениях терминального сеномана – основания турона на юге Таджикистана (зона *Sciponoceras gracile*) О.А. Корчагин связывает с кратковременным похолоданием и последующим опреснением донных вод.

**II. Начало среднего турона (зона бентосных фораминифер *Gavelinella moniliformis*).** В это время произошло следующее преобразование палеолабшафтов и биоты, которое было связано с обширной эвстатической трансгрессией.

Последняя последовала после регрессии, охватившей ВЕП, на которой нижнетуронские отложения почти повсеместно размыты, а среднетуронские залегают несогласно на отложениях альба–сеномана и более древних породах. Углубление морей ВЕП и Мангышлака в середине турона обусловило миграции в эти бассейны глубоководных килеватых уплощенных глуботрункан. Начало среднего турона – поворотная веха в истории осадконакопления ВЕП и



Мангышлака, поскольку с этого времени здесь начинается карбонатный этап осадконакопления. До среднего турона на очерченной территории разрезы сложены терригенными разностями – некарбонатными глинами, песками и песчаниками, а со среднетуронского уровня и выше (вплоть до середины палеоцена) они представлены мергелями, известковыми глинами, мелом и известняками. Это сопровождалось появлением и расселением богатых и разнообразных комплексов бентосных и планктонных фораминифер, моллюсков и иглокожих. Необычайное сходство верхнемеловой фауны запада и востока ЕПО поражает и было давно подмечено ранними исследователями стратиграфии верхнего мела ВЕП и Закаспия. На обширнейшей территории ЕПО распространены одни и те же фораминиферы, белемниты, мшанки, иноцерами, иглокожие и другие группы фауны. Это обстоятельство позволило выделить или легко сопоставить зональное деление по различным группам микро- и макрофауны в западной и восточной частях ЕПО [Найдин и др., 1984; Беньямовский, Копаевич, 2001].

**Ш. Рубеж коньяка и сантона.** Этот рубеж отвечает очередной эвстатической трансгрессии. Сантон, по Д.П. Найдину [1995], – отдельная секвенция в цепочке позднемеловых секвенций ВЕП. Одним из реперных явлений этого времени в бассейне Нижнего Поволжья следует считать широкое расселение и значительное разнообразие поселений кремниевых губок: гексактинеллид и в меньшей степени – демоспонгий. Этот этап выражен радиацией губок на видовом и родовом уровне [Первушов, 1998] в связи с изменениями в перемещении водных масс [Волков, Найдин, 1994], трансгрессивными тенденциями в развитии бассейна. Из организмов с кремниевыми элементами скелета кроме губок бурное развитие получили радиолярии, которые осваивали наиболее спокойные мелководные и глубоководные участки Поволжского бассейна [Ахлестина, Иванов, 2002]. Среди радиолярий Волгоградского Поволжья присутствуют виды как тетических бассейнов, так и Западно-Сибирского моря [Брагина и др., 1999].

О палеобиогеографических связях европейской и западносибирской биот свидетельствует одновременное появление как в ЕПО, так и в Западно-Сибирской провинции двустворчатых моллюсков рода *Sphenoceramus* и вида *Oxytoma tenuicostata*, а также максимальное развитие на северо-востоке Западно-Сибирского моря диноцист родов *Chatangiella*, *Trithyrodinium*, *Spinidinium*, *Alterbidinium*, *Isabelidinium* и др. [Захаров, Лебедева, Маринов, 2003; Беньямовский, Копаевич, 2004].

Возникает вопрос: как шло сообщение бореального Западно-Сибирского моря с бассейном Восточно-Европейской платформы? Г.Н. Папулов [1974] гипотетически допускал путь из Западно-Сибирского моря в бассейн Восточно-Европейской платформы через сравнительно короткий широтный пролив на территории Среднего Урала, «поскольку в районе г. Тагила известны наиболее восточные выходы осадков сантонского моря Западной Сибири и они расположены всего в 200 км от крайнего северного выхода отложений залива Русской платформы, у г. Красноуфимска». Вероятно, пролив возник на рубеже коньяка и сантона. Этот пролив назван Э.О. Амоном [2001] «среднеуральским» и показан им для позднекампан-

ского времени. По нему осуществлялось в раннем сантоне взаимное влияние бореальных и перетитических вод [Беньямовский, Копаевич, 2004].

Во время позднеконьякско-раннесантонского эвстатического повышения уровня Мирового океана на север Тургайского пролива устремились южные воды Туранского моря и вместе с ними туда вселились космополтный иноцерам *Sphenoceramus cardissoides* и среднеазиатские тригонииды двух родов *Korobkovitrigonia* и *Apitrigonia*, которые найдены в нижнесантонских песках в карьере окрестностей г. Кустанай [Пояркова, 1990]. Коробковитригонии – это теплолюбивые моллюски с толстой массивной раковиной. Их родиной считаются меловые бассейны Мангышлака и Средней Азии. Они не известны в акваториях Восточно-Европейской платформы. Апитригонии охватывают гораздо более широкий ареал, поскольку более эвригалы. В пределах бывшего СССР они известны в меловых отложениях Северной Пацифики (Приморье, Сахалин и Камчатка) и Средней Азии. Таким образом, на двух позднемеловых рубежах Тургайский пролив служил путем внедрения в Западно-Сибирское море видов не только ЕПО, но и Среднеазиатской области, а также возможной связью с Северо-Тихоокеанской областью по южному Гималайско-Афганскому направлению. Этот сценарий повторился, как будет показано ниже, и в раннем палеогене.

**IV. Граница сантона и кампана.** Эта граница связана с удивительным феноменом очень узкого стратиграфического и широчайшего географического распространения бесстебельчатых морских лилий – уинтакринусов *Uintacrinus socialis* Grinnell и сменяющих их выше марзупитов *Marsupites testudinarius* Schloth. Этот дубль бесстебельчатых морских лилий известен из терминального сантона в различных палеобиогеографических поясах, областях и провинциях: в Северной Америке, западной части Евразии (от Англии до Копетдага), Южной Индии, Северной Африки, на Мадагаскаре и даже в Восточной Австралии [Gale et al., 1995]. Отложения с *Uintacrinus socialis* и *Marsupites testudinarius* в пределах Северо-Восточного Перитетиса прослежены в Крыму, на Северном Кавказе, Мангышлаке, в Восточном Прикаспии и в Копетдаге [Атлас..., 1959; Найдин и др., 1984].

Отложения с *Uintacrinus* и *Marsupites* отвечают эвстатической глобальной трансгрессии конца сантона, которая в литературе известна под названием «марзупитовая трансгрессия» [Hancock, 1992]. В Европе развивалась одновременно с вернигеродской фазой субгерцинского орогенеза [Найдин, 1995]. За ней после кратковременной глобальной регрессии следует следующая раннекампанская трансгрессия, которая на востоке ЕПО, по мнению Д.П. Найдина [1995], отвечает «птериевым слоям», залегающих в солянокупольных структурах Восточного Прикаспия с угловым несогласием. В Западной Европе для раннекампанской трансгрессии применяется термин «*pilula*-трансгрессия», по появлению характерного для основания кампана мелкого морского ежа – *Ofaster pilula*.

Позднесантонская «марзупитовая» и раннекампанская «*pilula*» трансгрессии также прослеживаются и во Внутреннем бассейне Северной Америки [Hancock, 1992].

На севере Западно-Сибирской провинции Арктической области в Усть-Енисейской и Хатанской впадинах рубежу сантон/кампан отвечает интервал стандартной последовательности иноцерамов. В нижней части появляется *Sphenoceramus pinniformis*, выше – *S. patootensis* и, наконец, – *S. patootensiformis* [Хоментовский и др., 1999]. Выше иноцерамы в Западной Сибири неизвестны. Исчезновение иноцерамов в начале кампана является событийным маркером, и этот уровень хорошо прослеживается в Западной Сибири [Захаров, Лебедева, Маринов, 2003].

Южная часть Западно-Сибирского моря на границе его с Тургайским проливом представляла собой экотонную зону, в которой водные массы были стратифицированы на донные с бореальными (западносибирскими) бентосными фораминиферами [Амон, 1990] и поверхностные, в которых плавали тетические акулы *Anocorax*, *Paraanocorax*, *Pseudoisurus*, *Eostriatolamia*, *Hybodus* [Железко, 1989].

В Дальневосточном регионе (Сахалин) сантон-кампанское событие тоже было отмечено кардинальными изменениями в развитии аммоноидей и иноцерамид [Языкова, 2000]. Среди аммонитов в самом конце сантона появляются первые представители семейства *Pachydiscidae*, которое затем продолжало господствовать до конца мелового периода. На смену груборебристым толстостенным раковинам акантоцератид пришли более тонкостенные пахидисциды. Среди иноцерамид исчезают плоские раковины со сглаженной ребристостью и двойной струйчатостью. На смену им приходят овально-вытянутые формы с четкой равномерной ребристостью, а также появляются первые представители иноцерамид с радиально-ребристой скульптурой раковины и уникальным строением связочного аппарата.

**V. Рубеж раннего и позднего кампана.** Этот рубеж ознаменовался эвстатической трансгрессией, которой предшествовала регрессивная обстановка. Следствием этих процессов является то, что во многих разрезах востока ЕПО (особенно в прибрежной зоне) между нижне- и верхнекампанскими отложениями наблюдается крупное несогласие, а в Западном Примугоджарье отложения верхнего кампана трансгрессивно залегают на палеозойских породах [Найдин, 1995]. В рассматриваемый интервал в Восточно-Прикаспийском море мергельный тип осадконакопления сменился глинистым.

На этом рубеже происходят заметные изменения среди фораминифер и белемнителлид в ЕПО, которые связаны с исчезновением среди фораминифер аномлинид *Gavelinella stelligera*, *G. dainae*, *Pseudogavelinella clementiana clementiana* и появлением *P. clementiana laevigata*, *Brotzenella monterelensis*; увеличением доли агглютинирующих и планктонных фораминифер, среди которых доминантами становятся планомалиниды и хетерохелициды; повсеместным распространением среди белемнитов *Belemnitella mucronata*.

В этот отрезок геологического времени отмечается вторая экспансия южных планктонных фораминифер (четыре рода: *Hedbergella*, *Heterohelix*, *Globigerinelloides* и *Rugoglobigerina*) на северо-восток Западно-Сибирского моря [Захаров и др., 2003].

По О.А. Корчагину, широчайшее расширение в позднем кампане ареала планктонных орнаментированных фораминифер вида *Rugoglobigerina*

*rugosa* в Северном полушарии (до широты севера Западной Сибири, о-ва Ванкувер, Манитобы) и в Южном полушарии (до побережья Антаркиды) может свидетельствовать о низком температурном градиенте между поверхностными водами из разных широт и о проникновении теплых субтропических поверхностных вод в высокие широты [Кузнецова, Корчагин, 2004].

**VI. Начало второй половины позднего кампана (нижняя граница зоны *Belemnitella langei* – по белемнитам или зона *Globorotalites emdyensis* s.l. – по бентосным фораминиферам).** Это граница следующего этапа в развитии морской биоты.

В зоне *Globorotalites emdyensis* s.l. появляется комплекс фораминифер, который характеризуется значительным обновлением и гораздо более тесной связью с последующим комплексом, нежели с предшествующим.

Начиная с этого уровня, в ассоциациях бентосных фораминифер севера Тургайского пролива и юга Западной Сибири резко возрастает число европейских видов и становится возможным прямая корреляция зонального деления по бентосным фораминиферам Южного Зауралья и восточной части ЕПО [Кисельман, 1969; Амон, 1990; Beniamovski, Koraevich, 2002a, b].

**VII. Переходный интервал от кампана к маастрихту.** Этот период охарактеризован частыми изменениями уровня моря и серией несогласий в разрезах Восточно-Европейской платформы [Найдин, 1995; Найдин и др., 1984]. В ЕПО в маастрихте повсеместно получает распространение писчий мел. А среди белемнитов прослеживается внезапная смена рода *Belemnitella* родом *Belemnella*. Среди бентосных фораминифер фиксируется вымирание представителей родов *Pseudogavelinella* и *Globorotalites*, которые являлись типичными и широко распространенными компонентами сообществ в предшествующее время. Исчезновение этих родов на рубеже кампан/маастрихт является первым «звонком» ступенчатого вымирания ряда групп морской биоты к концу мела.

Открывается Аятский пролив, располагавшийся в Орском грабене между Южным Уралом и Мугоджарами [Амон, 2001]. Через Аятский и Тургайский проливы увеличивается поступление тетических водных масс в южную половину Западно-Сибирского моря, где кремнисто-терригенные отложения сантона–кампана сменяются вверх карбонатно-терригенными образованиями ганькинской свиты маастрихта [Умова и др., 1968]. Число европейских видов в северотургайских комплексах достигает 50% [Амон, 1990; Beniamovski, Koraevich, 2002a, b]. Часть из них расселилась севернее – в Западно-Сибирском море [Кисельман, 1969]. Среди них отмечаются виды, характерные для нижнего кампана ЕПО: *Bolivinoidea decoratus*, *B. laevigatus*, а другие – для верхнего кампана: *Heterostomella foveolata*, *Neoflabellina praereticulata*, *Bolivinoidea miliaris* и нижнего маастрихта: *Neoflabellina reticulata*, *Brotzenenella complanata*. Комплексы этой части Западно-Сибирского моря носят экотонный характер, так как, наряду с европейскими иммигрантами, в подавляющем количестве встречаются местные западносибирские виды (среди которых преобладают агглютинирующие формы). Северная часть Западно-Сибирского моря продолжала оставаться под влиянием бореальных вод Арктической области, в микробиоте которой господствовали агглюти-

нирующие виды фораминифер и радиолярии [Фораминиферы..., 1964; Клясельман, 1969; Beniamovski, Koraevich, 2002b).

**VIII. Рубеж маастрихта и дания (или мела и палеогена).** Это крупнейший глобальный биотический кризис, который привлекал и продолжает привлекать внимание исследователей различного профиля.

Граница между маастрихтскими и датскими отложениями на большей части Северного Перитетиса располагается в единой карбонатной формации (циклотема). В подавляющем большинстве разрезов на белых пясчых мелах маастрихта несогласно залегают отложения датского яруса, чаще всего представленные светлыми известняками и уплотненным мелом. На большей части Западной Сибири также наблюдается литологическая близость глинистых отложений ганькинского горизонта маастрихта и талицкого горизонта палеоцена, между которыми отмечается нерезко выраженное несогласие [Шацкий, 1978].

Литологическая близость маастрихтских и датских отложений резко контрастирует с кризисной перестройкой в биоте на рубеже маастрихта и палеогена, которая уже давно была подмечена стратиграфами. Она выражается в исчезновении почти всей маастрихтской биоты и появлении новых таксонов – родоначальников палеогеновых групп морской и наземной фауны. Это хорошо демонстрируется по планктонным и бентосным фораминиферам Северного Перитетиса и его южного обрамления.

Почти все планктонные фораминиферы вымерли в конце маастрихта [Маслакова, 1978; Caron, 1985]. Лишь единичные низко специализированные виды исчезли в самом начале раннего дания [Pardo et al., 1999]. Бентосные фораминиферы – обитатели шельфовых морей – тоже в подавляющем числе вымирают к началу палеоцена. Хотя отдельные виды, которые начали свое развитие в конце мела, перешли в даний и либо закончили свое существование в палеоцене или дали начало адаптивным морфологическим преобразованиям [Маслакова, Нгуен ван Нгок, 1975; Бугрова, 1999].

В противоположность шельфовым глубоководные (батыаль-абиссальные) бентосные фораминиферы разных палеобиогеографических поясов и областей демонстрируют низкую скорость вымирания на рассматриваемом рубеже [Мятлюк, 1970; Kaiho, 1992; Spreijer, 1994]. Например, такая картина наблюдается в глубоководных отложениях двух очень удаленных друг от друга регионов – Карпат и о-ва Хоккайдо [Мятлюк, 1970; Kaiho, 1992]. С этим согласуются данные по бентосным фораминиферам п-ова Ильпинский на юге Корякского нагорья, где одна и та же зона бентосных фораминифер Rzehakina kakiuneisa охватывает терминальный мел и низы палеоцена [Волбуева и др., 1994].

К. Кайхо [Kaiho, 1992] обосновывает слабые изменения среди глубоководных фораминифер на рубеже мел–палеоген тем, что глубже 150 м (в афотической зоне) фораминиферы мало или почти не подвергались воздействию губительных кислотных импактных дождей и поэтому смогли выжить в этот критический интервал геологической истории Земли.

В Северо-Западной Евразии рубеж маастрихт–даний отмечен обширной глобальной эвстатической регрессией. Морские условия сохранились толь-

ко в Североморско-Датской впадине, в юго-западной части Туранской плиты, в Тетисе и в некоторых местах пограничной с ним зоны [Беньямовский, 2003]. Осушение Западно-Сибирского моря позволило троходендроицесовой флоре Центральной Сибири распространиться на запад до Северо-Восточного Урала (район среднего течения р. Лозьвы), откуда А.Н. Криштофовичем описана троходендроицесовая флора [Ахметьев, 1995]. Прерывание морских условий является одной из причин кризиса морской биоты на мел-палеогеновом рубеже [Алексеев, 1998].

Терминальный маастрихт отмечен значительным глобальным потеплением поверхностных вод Мирового океана, длившимся 400 тыс. лет и сменившимся на похолодание (последние 50 тыс. лет маастрихтского века), которое продолжилось в раннем дании. В фазу температурного оптимума, которое сопровождалось эвстатической трансгрессией, тепловодный вид планктонных фораминифер *Pseudotextularia elegans* расширил свой ореал как в Южном, так и в Северном полушарии на 16–20°. Появление *Pseudotextularia elegans* в терминальном маастрихте четко фиксируется в разрезах Восточно-Прикаспийского и Мангышлакских бассейнов. В Поволжском водоеме этот вид появляется в сопровождении тепловодного нанопланктона [Alekseev et al., 1999] и тетического вида радиолярий *Amphipyndax tylotus* [Тур, Казинцова, 2004]. Холодноводными условиями раннего дания объясняется вымирание редких и неспециализированных маастрихтских форм планктона в самом начале дания [Pardo et al., 1999].

Оригинальную гипотезу, объясняющую массовое вымирание планктонных позднемеловых фораминифер, высказал О.А. Корчагин. По его мнению, повышение палеотемпературы глубинных вод в гидросфере на рубеже мела и связанное с этим событием понижение вязкости вод могли явиться причиной быстрого вымирания практически всех позднемеловых планктонных глоботрунканид, обладавших тяжелыми орнаментированными раковинами. Низкая вязкость стала препятствием к их флотации – фораминиферы просто «тонули» в воде [Кузнецова, Корчагин, 2004].

**IX. Рубеж раннего и среднего дания (начало зоны *Globoconusa daubjergensis*).** В это время произошла обширная глобальная эвстатическая трансгрессия и море вновь возвратилось в те географические рамки, которые оно занимало в маастрихте [Беньямовский, 2003]. Характерные виды среднетатского планктона (*Globoconusa daubjergensis*, *Globanomalina pseudobulloides*, *Subbotina varianta*) мигрируют на север и почти достигают центральной части Западной Сибири [Амон, 1987, 1990]. Показательно, что такой же процесс миграции тепловодных планктонных фораминифер синхронно происходил в морях, омывавших Евразию с северо-востока. Здесь отмечена миграция среднетатских планктонных фораминифер *Subbotina triloculinoides*, *S. aff. fringa*, *Globanomalina pseudobulloides*, *G. trinidadensis* приблизительно на 2000 км севернее своего постоянного проживания – до Анадырской впадины на севере Корякского нагорья [Алабушева, 1989; Беньямовский, Гладенков, 1996].

В среднетатское время в Северо-Западной Евразии установился тот режим течений и палеобиогеографических связей, который сохранился до

середины ипра [Беньямовский, 2003]. Обмен водными массами и биотами между Арктикой и Тетисом происходил по долготной коммуникационной системе (Западно-Сибирское море, Тургайский пролив и Орский пролив-ворота) и между Тетисом и Атлантикой осуществлялся по широтной коммуникационной системе (Днепровско-Донецкое море, Припятский и Польский проливы). Установилась система течений меридиональной и широтной ориентации. К меридиональным течениям относились: северное – вдоль восточного склона Урала по вектору север–юг, «поставлявшее» из Арктического водоема бореальную водную массу и кремнистую биоту, и южное течение из Тетиса через Тургайский пролив по вектору юг–север, способствовавшее расселению перететических фораминифер и остракод. Течения широтной ориентации с востока на запад вдоль берега Перитетического бассейна и в противоположном направлении с запада на восток способствовали обмену водными массами и биотой западных и восточных бассейнов ЕПО и окружающих акваторий. Эти течения уже изображались на мезойско-кайнозойских палеогеографических картах Северо-Западной Евразии [Умова и др., 1968; Гольберт и др., 1968; Волков, Найдин, 1994].

К этому времени в Северном Перитетисе сформировались два комплекса бентосных фораминифер. Один – северный – был распространен в бассейнах Дании, Польши, Крыма и более восточных морей ЕПО. Другой – более тепловодный (тропический) был распространен в водоемах Северной Франции, Бельгии (Монский бассейн), Южной Голландии (Лимбург). На основании различий этих двух ассоциаций польскими микропалеонтологами К. Пожарыской и Я. Шехура [Pożaryska, Szczechura, 1968, 1970; Szczechura, Pożaryska, 1971] выделялись в датское время две провинции – «бореальная», охватывавшая бассейны Дании, Южной Швеции и Южной Прибалтики, Днепровско-Донецкого моря и Крыма, и «меридиональная», которая располагалась в пределах Парижско-Бельгийского бассейна и водоема Южной Голландии. Разница была столь значительна, что возникло предположение о существовании физического барьера между бассейнами с тропическим и «бореальным» комплексами не только у микропалеонтологов [Pożaryska, Szczechura, 1968], но и у О.В. Амитрова [1993], исследующего гастроподы. Граница водных масс была столь резка, что исследователи невольно приходили к мысли о существовании сухопутной перемычки.

**Х. Рубеж среднего и позднего дания (нижняя граница зоны Praemurica inconstans).** Этот (монский) этап характеризовался расширением ареалов распространения тропических (монских) бентосных фораминифер, чему, по-видимому, способствовали: 1) монская эвстатическая трансгрессия, 2) западное течение и 3) потепление. О наступлении монского моря после некоторой регрессии в конце датского времени свидетельствует несогласное залегание монских отложений на датских в Юго-Западном Крыму [Горбач, 1972, с. 41]. Залегание лузановских слоев с монской фауной гастропод на кристаллическом фундаменте Украинского щита [Амитров, 1993] является еще одним подтверждением монской трансгрессии. О потеплении в монское время, по мнению Л.П. Горбач и В.В. Шехоткина, говорит распространение своеобразного окремнения типа кремневых кор – силькретов в самых верх-

них слоях кремневых нижнепалеоценовых фораминиферовых известняков по долинам рек Бельбек и Кача в Горном Крыму. Наличие в Юго-Западном Крыму силькретов в кровле монских известняков, как считают упомянутые авторы, свидетельствует о существовании здесь в монское время субэкральных условий с жарким климатом и чередованием засушливых и влажных периодов [Горбач, Шехоткин, 1979, с. 1175].

В монский этап отмечается проникновение теплолюбивых форм на территорию Северной Польши – разрез скважины в Поментово на Поморье [Pożaryska, Szczechura, 1968, 1970]. Здесь раковины тропических фораминифер мельче и имеют хуже развитую скульптуру, чем раковины тех же видов в Монском бассейне. Процент теплолюбивых форм невелик. Они встречаются в отношении 1 : 6 к остальным видам, что свидетельствует о незначительном влиянии теплого моря. Экспансия теплого моря через Польский пролив достигла Крыма.

Детальный анализ тропических фораминифер, произведенный Я. Шехура и К. Пожарыской [Szczechura, Pożaryska, 1971] после работ Е.К. Шуцкой [1958] и М.В. Ярцевой [1966], показал, что 70% видов, распространенных в Крыму, свойственны и монскому комплексу Бельгии. В Крыму в конце монса создались, как считают Я. Шехура и К. Пожарыска, оптимальные условия существования тропических фораминифер, поскольку они в монских отложениях Бельгии мельче, чем в Крыму [Szczechura, Pożaryska, 1971, с. 388]. Монские фораминиферы и остракоды распространились далее на северо-восток от Крыма в Причерноморский бассейн, где они отмечены в верхних частях нижнепалеоценовых отложений окрестностей г. Мелитополя [Коненкова, 1977; Коненкова, Шеремета, 1968].

«Биостратиграфическое ядро» монского яруса, установленное в окрестностях г. Монса, образовано своеобразным комплексом двустворчатых и брюхоногих моллюсков. Оно прослеживается на огромном протяжении в широтно ориентированной полосе, протягивающейся от европейского побережья Атлантики на западе, через Днепровско-Донецкий и Поволжский бассейны, Крым, Закаспий до Амударьи и Таджикской депрессии [Архангельский, 1905; Каханова, Яркин, 1966; Горбач, 1982; Давидзон и др., 1982; Амитров, 1993].

Среди планктонных фораминифер происходят существенные изменения, связанные с появлением и развитием группы *Praemurica inconstans* – *P. uncinata*.

**XI. Рубеж дания и зеландия.** Этот рубеж отвечает смене карбонатного осадкопления, продолжавшегося с позднего мела, на терригенное и терригенно-карбонатное, что хорошо демонстрируется разрезами Североморско-Датской впадины (стратотипический и другие разрезы Ютландии и Южной Швеции) и Северного Каказа (например, опорный разрез по р. Хеу). Таким образом, зеландское время стало поворотным в истории палеоценового осадконакопления. Нижняя граница зеландия соответствует появлению рода *Morozovella* – глобально прослеживаемого маркера. Отложения зеландия во многих разрезах Северного Перитетиса лежат несогласно с размывом части подстилающих пород, поскольку их образование связано с глобальной эвстатической трансгрессией, последовавшей после обширной регрессии.



**ХII. Рубеж раннего и позднего зеладия (основание зоны *Igorina djanensis*).** Рубеж отвечает новой трансгрессивной фазе, с которой начинаются образования некоторых свит и горизонтов (например, качинского горизонта в Крыму).

Показательны в этом отношении исследования фораминифер, проведенные нами по разрезу р. Хеу Минераловодского района Северного Кавказа. Здесь в нижней части нальчикской свиты палеоцена наблюдается слой коричневых сапропелевидных глин, мощностью 0,9 м. В образце непосредственно ниже сапропеля содержится комплекс батиальных бентосных фораминифер экозоны *Nutallides truempyi* с преобладанием секреторных бентосных фораминифер. В сапропелевидном слое комплекс полностью меняется: секреторные виды исчезают и появляются многочисленные агглютинированные фораминиферы из астроризид, аммодисцид, литуолид, трохамминид и текстуляриид. Резко перестраиваются комплексы планктонных фораминифер – ассоциация с морозовеллами, субботинами и глобаномалинами зоны *Morozovella conicotruncata* сменяется комплексом зоны *Igorina djanensis* с единичными субботинами и игоринами.

Столь кардинальная перестройка (биотический кризис) объясняется апвеллингом водной массы, обедненной кислородом, из глубоководной флишево-турбидидно-олигостромной зоны Северо-Западного Кавказа в сторону более мелководной ступени Минераловодского района [Беньямовский, Щерба, 1999]. «Толчком» для апвеллинга явилась позднезелаандская трансгрессия зоны *Igorina djanensis*. Анаэробные условия водной среды вызвали мгновенную кризисную перестройку среди бентосных и планктонных фораминифер.

Следует отметить, что в Северо-Восточном Перитетисе с уровня *Igorina djanensis* начинается новый (качинский) этап развития планктонных фораминифер и абиотической среды [Щуцкая, 1970].

**ХIII. Рубеж зеладия и танета.** Этот рубеж отвечает нижней границе зоны планктонных фораминифер *Acarinina subsphaeica* и отмечен миграцией тепловодных тетическо-перитетических акаринин и субботин на север до широты нижнего течения р. Тобол [Беньямовский и др., 1995]. Такой же процесс миграции тепловодных планктонных фораминифер на север зафиксирован и в Северо-Тихоокеанской области, где танетские планктонные акаринины и субботины распространились далеко (более 2000 км) на север и достигли района п-ова Ильпинский Корякского нагорья [Беньямовский, Гладенков, 1996].

Синхронное расширение ареалов обитания тепловодных планктонных фораминифер в эпиконтинентальных морях Северо-Западной Евразии и в зоне перехода континента в океан Северной Пацифики объясняется, во-первых, глобальным потеплением, а, во-вторых, эвстатической трансгрессией, стимулировавшей перемещение тетических форм в бореальный пояс.

В Северо-Восточном Перитетисе отложения зоны *Acarinina subsphaeica* в подавляющем числе разрезов залегают трансгрессивно с размывом. Начало зоны отвечает крупной глобальной фазе развития планктонных фораминифер, характеризующейся началом массового развития акаринин [Щуцкая, 1970; Olsson et al., 1999].

В танете в результате эвстатического повышения уровня Мирового океана в Северо-Западном Предуралье образовалось обширное Тимано-Печорское море, открывавшееся в Арктический водоем и свободно сообщавшееся с Западно-Сибирским морем. В этом бассейне накапливались кремнисто-терригенные отложения с комплексами диноцист и диатомей, прослеживаемыми в Западной Сибири и в Северном Перитетисе [Орешкина и др., 1998; Iakovleva et al., 2000]. На этом рубеже в Западно-Сибирском бассейне повсеместно устанавливается кремнистое осадконакопление, представленное опоками и опокovidными глинами, реже диатомитами – люлинворская кремнисто-терригенная циклотема.

**XIV. Рубеж танета и ипра.** Известно, что на рубеже танета и ипра произошла серия глобальных событий, следы которых отчетливо прослеживаются в морях Северо-Восточного Перитетиса и его обрамлении [Гаврилов, Щербинина, 2004].

К абиотическим событиям относятся: 1) кратковременные эвстатические трансгрессивно-регрессивные циклы; 2) образование темносланцевого сапропелелоподобного горизонта, прослеживаемого на значительной площади Северного Перитетиса от Северного Кавказа до Копетдага; 3) начало температурного оптимума.

К биотическим событиям, коррелятивно связанным с абиотическими, относятся: 1) вымирание бентосных палеоценовых фораминифер, которое зафиксировано как среди мелководных, так и среди глубоководных фораминифер; 2) начало развития новых таксономических группировок среди планктонных и бентосных фораминифер, нанопланктона, диатомей, радиолярий и млекопитающих; 3) активизация миграционных процессов.

Внедрение детализированной шкалы [Беньямовский, 2001], где зона *aspinata* разделена на три биостратона, во-первых, позволяет более точно определить положение границы палеоцена и эоцена, а, во-вторых, дать стратиграфическую оценку быстро сменяющихся на рассматриваемом рубеже абиотических и биотических событий. По пути детализации пошли также и мои коллеги, занимающиеся изучением кремниевых групп планктона – радиолярий и диатомей. В пограничной палеоцен-эоценовой зоне радиолярий *Petalospiris foveolata* и диатомей *Moissevia uralensis/Hemiaulus proteus* ими выделены тоже три биостратона – подзоны А, В и С [Радионова и др., 2004].

**XV. Рубеж раннего и среднего ипра (граница подзон *Mogozovella subbotinae* s.s. и *M. marginodentata*).** Этот рубеж ознаменовался редукцией широтных морских коммуникаций между западными и восточными эпиконтинентальными морями Северного Перитетиса вследствие осушения Припятского пролива, происходившего в результате региональных блоковых движений. Днепровско-Донецкое море постепенно начинает превращаться в полуизолированный бассейн-залив.

Вследствие этого единый комплекс бентосных фораминифер Северного Перитетиса (каков он был в конце палеоцена) в начале ипра распался на две группировки с минимальным числом общих видов. Одна сформировалась на востоке Северного Перитетиса [Крымский, Скифский, Северо-Кавказский, Восточно-Прикаспийский и Туранский бассейны). Ассоциации бентосных

фораминифер очерченного водоема были близки к комплексам ипрских бентосных фораминифер Средиземноморья [Бутрова, 1988, 2002; Беньямовский, 1994]. В западной части Северного Перитетиса возникла другая группировка. Она была распространена в Североморском бассейне и в окружающих его Лондонском, Северо-Французском, Бельгийско-Голландском, Северо-Германском и Датском морских водоемах. Данная группировка имела много общих форм с ассоциациями бентосных фораминифер Северной Атлантики [Бутрова, 2002; Kaasschieter, 1961; The Northwest European Tertiary Basin, 1988].

Если в северо-западном секторе Евразии водоем осушался и превращался в полузамкнутый бассейн, то остальная часть эпиконтинентального морского пространства Северо-Восточного Перитетиса и соседствующих территорий, наоборот, становилась более мористой, поскольку отложения подзоны *M. marginodentata* в разрезах Крыма, Северного Кавказа, Восточного Прикаспия и Тургайского прогиба залегают трансгрессивно на подстилающих образованиях [Беньямовский и др., 1989, 1993, 1995; Найдин, Беньямовский, 1994]. Вместе с эвстатическим повышением уровня моря на север начали мигрировать теплолюбивые морозовеллы, ареал которых расширился от Северного Кавказа до середины Тургайского пролива. Следует отметить, что синхронные миграции тропических морозовелл до 60° с.ш. отмечены в раннем ипре в Северо-Западной Пацифике [Беньямовский, Гладенков, 1996].

Миграции тропических форм в средние-высокие широты Северного полушария связаны с климатическими оптимумом, начавшимся в конце палеоцена и продолжавшимся в начале ипра. Важнейшим наземным (флористическим) индикатором субтропическо-тропического климата начала ипра в Перитетическом поясе является кастанопсис в сочетании с другими вечнозелеными буковыми и лавровыми, рецентные аналоги которых сосредоточены ныне в муссонной зоне Юго-Восточной Азии [Ахметьев, 2004]. В Камчатском регионе Северо-Востока Евразии ткаправоямский тропическо-субтропический комплекс моллюсков и чемурнаутская паратропическая флора свидетельствуют о климатическом оптимуме раннего-среднего ипра [Гладенков, Шанцер, 1993].

**XVI. Рубеж среднего и позднего ипра.** На этом рубеже, который соответствует границе зон *Morozovella subbotinae* s.l и *M. aragonensis*, завершилось преобразование Днепровско-Донецкого моря-пролива в полузамкнутый солоноватоводный бассейн – залив. В нем накапливались пески (каневская свита) с монотаксонной фауной мелководных двустворок и гастропод.

Образование сухопутной перемычки между западными и восточными морями Северного Перитетиса, изменение системы течений и обмена водными массами – все это, вероятно, способствовало образованию ритмично построенных толщ чередования темносланцевых сапропелелоподобных, обогащенных  $S_{org}$ , и более светлых межсапропелевых прослоев в разрезах верхнего ипра на громадных пространствах Центрального Предкавказья, Восточного Прикаспия и Западной Туркмении. В сапропелелоподобных и межсапропелевых прослоях контрастируют биотические и литолого-мине-

ралоогические компоненты [Музылев и др., 1989; Гаврилов, Музылев, 1991; Oberhaensli, Beniamovski, 2000]. Недавно было высказано предположение о возможной связи образования позднеипрской пары сапропелитовых циклитов с астрономическими циклами изменения эксцентриситета Земли в 120 тыс. лет [Shcherbinina, Gavrilov, 2003]. Д.П. Найдин [2004] показал, что каждая пара (мергель–известняк) ритмичной карбонатной позднемеловой толщи Крыма (на примере сеномана) формировалась на протяжении одного астрономического прецессионного цикла в 21 тыс. лет.

Комплексы фораминифер в сапропелевых и межсапропелевых прослоях резко разнятся, особенно в мелководных циклитах [Oberhaensli, Beniamovski, 2000]. В темных прослоях преобладают анаэробные формы, среди которых в массовом числе отмечаются булиминиды. Среди них увеличивается число представителей рода *Bulimina* и фиксируется начало развития родов *Hopkinsina* и *Uvigerina*. Заметим, что в разрезе п-ова Ильпинский Восточной Камчатки развитие *Uvigerina* также начинается с верхнего ипра [Волобуева и др., 1994].

**XVII. Рубеж раннего и среднего эоцена (ипра и лютета).** В начале лютета произошло региональное блоковое тектоническое опускание Брестской и Припятских впадин, а также Полесской седловины, которое совпало с эвстатическим повышением уровня Мирового океана [Naq et al., 1987]. Вследствие открытия Полесского пролива возобновилось соединение морских бассейнов запада и востока Северного Перитетиса. Возрастание мористости вызвало редукцию циклических сапропелитов, которые сохранились только в Западно-Приаральском море. Углубление бассейнов и некоторое похолодание вод являются причиной того, что в Крыму и на Мангышлаке позднеипрские нуммулитовые известняки сменяются мергельно-глинистыми более глубоководными отложениями с разнообразными мелкими бентосными фораминиферами.

В стандартной тетической (низкоширотной) шкале по планктонным фораминиферам граница между ипром и лютетом проводится по появлению родов *Clavigerinella* и *Hantkenina*. Однако из-за некоторого похолодания поверхностных вод Северо-Восточного Перитетиса эти формы в отложениях рассматриваемого рубежа отсутствуют. Это делает невозможным точное сопоставление регионального зонального деления Крымско-Кавказской области по планктонным фораминиферам и стандартного средиземноморского. Тем самым проведение границы между ипром и лютетом (нижним и средним эоценом) по планктонным фораминиферам становится проблемным для Северо-Восточного Перитетиса.

**XVIII. Рубеж раннего и среднего лютета (начало керестинского горизонта).** Этому рубежу отвечает фаза наиболее широких и открытых связей широтной ориентации. Среднелютетские (керестинские) комплексы бентосных фораминифер характеризовались таксономической близостью на всем пространстве Северного Перитетиса от Бельгии до Приаралья и Западной Туркмении [Каплан и др., 1977; Бугрова, 1988; Беньямовский, 1994; Радионова и др., 1994; Kaasschieter, 1961].

Средний лютет (зона *Hantkenina alabamensis*) – время миграции тепловодных планктонных фораминифер в Крымско-Кавказскую область из Сре-

земноморья. Оно было обусловлено перемещением тетических водных масс на север, связанным с климатическим оптимумом и серией эвстатических повышений уровня Мирового океана. Кстати, синхронная миграция среднелютетских тепловодных *Globigerinateka index* из средних широт в высокие зафиксирована в Северной Пацифики [Беньямовский, Гладенков, 1996].

В детализированной шкале палеогена Крымско-Кавказской области зона *Nantkenina alabatensis* поделена на три подзоны [Беньямовский, 2001]. Пик наибольшего потепления морских вод в Крымско-Кавказской области, отражающий климатический оптимум, приходится на первую фазу среднего лютета, отвечающую подзоне *Glibigerinateka subconglobata*. Тогда типично низкоширотные тропические булавовидные *Clavigerinella eocaenica* мигрировали на север и отмечены в разрезе Хеу, расположенном на широте 43° [Beniamovski et al., 2003].

В среднем лютете началось отделение Западно-Сибирского моря-пролива от Арктического водоема вследствие тектонического регионального воздымания севера Западно-Сибирской плиты и Полярного Урала [Ахметьев, 1995; Ахметьев и др., 2001; Беньямовский, 2003]. Это привело к осушению Печорско-Тиманского моря-залива и севера Западно-Сибирского моря-пролива. Западно-Сибирское море-пролив превратился в полузамкнутый гигантский морской залив. Через своеобразную «пуповину» – Тургайский пролив – оно соединялось с крайними морями Тетиса. Палеоландшафтные изменения привели к кардинальной перестройке в фациальных и биотических компонентах морской экосистемы Западной Сибири, что отражено в схеме палеогена Западно-Сибирской равнины [Унифицированные схемы..., 2001]. Комплекс кремнистых отложений (опоки, диатомиты и их глинистые разновидности) люлинворского горизонта сменялся глинистым комплексом тавдинского горизонта. В люлинворском этапе господствовали радиолярии и диатомеи, комплексы которых были весьма близки к восточноевропейским [Стрельникова, 1992; Глезер, 1996; Козлова, 1999]. В тавдинских отложениях они исчезают. Продолжают встречаться диноцисты, но состав их комплексов свидетельствует об опреснении и колебании солености бассейна [Ахметьев и др., 2004]. Редкие фораминиферы и появившиеся в большом количестве солоноватоводные остракоды свидетельствуют о возросшем влиянии Арало-Среднеазиатского бассейна [Беньямовский и др., 2002].

**XIX. Рубеж лютета и бартона.** В начале позднего лютета, соответствующего подзоне *Nantkenina australis*, на юге Северо-Восточного Перитетиса – в глубоководных Крымском и Северо-Кавказском бассейнах – началась анаэробная (кумская) стадия. Здесь отложения подзоны *N. australis* представлены кофейно-коричневато-бурыми мергелями кумской свиты, сформировавшимися в обстановке анаэробного глубоководного заостроводужного бассейна [Beniamovski et al., 2003]. В более северном разрезе Скифской плиты (балка Кереста) отложения данной подзоны представлены белыми мелоподобными мергелями керестинской свиты, отлагавшимися в аэробной обстановке шельфового бассейна.

На рубеже лютета и бартона полностью завершилось отделение Арктического бассейна от Перитетиса. Одновременно началась редукция широтного рукава. В итоге произошла полная перестройка системы течений, взаимоотношений водных масс и биотических связей. Следует отметить, что средний эоцен (бартон) соответствовал пику эруптивной активности вулканического пояса от Пантид до Ирана [Короновский и др., 1997]. В среднем эоцене происходит дальнейшее раскрытие Черноморской впадины и образование глубоководного задугового Крымско-Кавказского бассейна [Nikishin et al., 2001].

Перестройка меридиональных морских коммуникационных систем привела к формированию в средних широтах Западной Евразии субтропического климата, наиболее напоминающего современный зимневлажный средиземноморский, с сухим и жарким летом. В растительном покрове начали доминировать узколистные жестколистные дубово-лавровые леса с восковницами, вересковыми (*Leucothoe*) и пальмами (*Trachycarpus*, *Sabal*) [Макулбеков, 1977, 1997; Ахметьев, 2004].

Все эти события, вероятно, способствовали образованию обширного глубоководного анаэробного кумского бассейна (типа современного Черного моря, но гораздо большего по размерам), простиравшегося от Северного Причерноморья до Западной Туркмении [Beniamovski et al., 2003]. Отложения кумского горизонта на этой огромной территории представлены маркирующей толщей темносланцевых шоколадно-кофейных мергелей (до 100 м мощности). Характерными особенностями кумских отложений являются повышенное содержание органического углерода – от 2 до 15% [Айзенштадт и др., 1967; Gavrilov et al., 2000] и наличие пелловых (бентонитовых) прослоев, особенно в нижней части.

С началом кумского времени связан очень глубокий кризис фораминифер [Бугрова, 2000; Beniamovski et al., 2003]. Он выразился в исчезновении в кумских отложениях 40 родов нескольких отрядов секретирующих и агглютинирующих бентосных фораминифер, широко распространенных ниже в лютетских (керестинских) осадках, накапливавшихся в условиях нормально содержания кислорода в воде. Кумский комплекс бентосных фораминифер представлен обедненной ассоциацией с доминированием тонкостенных булиминид, выдерживавших неблагоприятную анаэробную обстановку. Доля их участия в формировании комплексов превышала 50%, а нередко достигала 75–100% [Beniamovski et al., 2003]. На основании статистического анализа бентосных фораминифер двух разрезов – Бахчисарайского (в Крыму) и на р. Хеу (Северный Кавказ) с использованием индекса содержания кислорода в воде по бентосным фораминиферам (oxygen index – OI [Kaiho, 1994]) были установлены четыре стадии динамики газового режима на дне кумского бассейна [Beniamovski et al., 2003]. I и II стадии соответствуют низам кумского горизонта, когда субоксическая обстановка (OI равен 1,5 мл/л) сменяется неустойчиво-анаэробной (OI колеблется от 1,5 до 0,3 мл/л). Большая часть кумских отложений (III стадия) формировалась в обстановке донной аноксии (индекс OI упал ниже 0,3 мл/л). IV стадия – верхняя часть кумских отложений – представлена пачкой чередования светлых и бурых прослоев. Коле-

бания индекса содержания кислорода в ней – от 0,3 до 1,5 мл/л с преобладанием последнего – отражают тренд к восстановлению аэробной обстановки на дне бассейна.

Весьма контрастные изменения произошли и среди планктонных фораминифер. Тепловодные глобигеринатеки, турбороталии, акаринины и ханткенины сменились космоплитными псеидохастегеринами, субботинами и холодноводными тениютеллами и катаксидраксами [Beniamovski et al., 2003; Ахметьев, Беньямовский, 2004]. Аналогичная картина смены тепловодных холодноводными зафиксирована и среди нанопланктона [Shcherbinina, 2000]. Синхронная смена тепловодного средне-позднеэоценового комплекса планктонных фораминифер холодноводным бартонским отмечена также и в дальневосточных морях Северной Пацифики [Беньямовский, Гладенков, 1996].

Добавим, что в бартоне отмечено первое кайнозойское оледенение Антарктиды [Baron, Baldauf et al., 1991; Baron, Larsen, Baldauf, 1991].

В среднебартонских отложениях Актюбинского Примугоджарья (шайдинская свита) встречена субтропическая флора предтургайского типа [Макулбеков, 1977].

**XX. Рубеж бартона и приабона.** Отмечен обширной эвстатической регрессией. Об этом свидетельствуют несогласное, трансгрессивное залегание приабонских отложений на бартонских и отсутствие нижней приабонской зоны нанопланктона NP18 в подавляющем большинстве разрезов Восточно-Европейской, Скифской и Туранской платформ. На этих платформах приабонское море образовалось в результате эвстатической трансгрессии, начавшейся в зоне NP19/NP20 [Музылев и др., 1996]. Отложения верхнего эоцена (белоглинского горизонта) слагаются светлыми, до белых, глинистыми известняками, мергелями и карбонатными глинами, которые к окраинам верхнеэоценового бассейна сменялись некарбонатными глинами и алевроитами чеганского и тавдинского горизонтов.

Фораминиферовая ассоциация бентосных и планктонных фораминифер приабонского (белоглинского) моря, простиравшегося от Причерноморья до Приаралья, сформировалась в основном благодаря миграции видов из Средиземноморья [Бугрова, 2001]. Усилилась миграция видов бентосных фораминифер и остракод в меридиональном направлении из Средней Азии и Арало-Тургайского региона в чегано-тавдинское море Тургайского пролива и Западной Сибири [Беньямовский и др., 1993, 1995, 2002].

Появление тепловодных глобигеринатек и турбороталий в белоглинских комплексах Крымско-Кавказской области свидетельствует о потеплении морских вод по сравнению с кумскими (бартонскими).

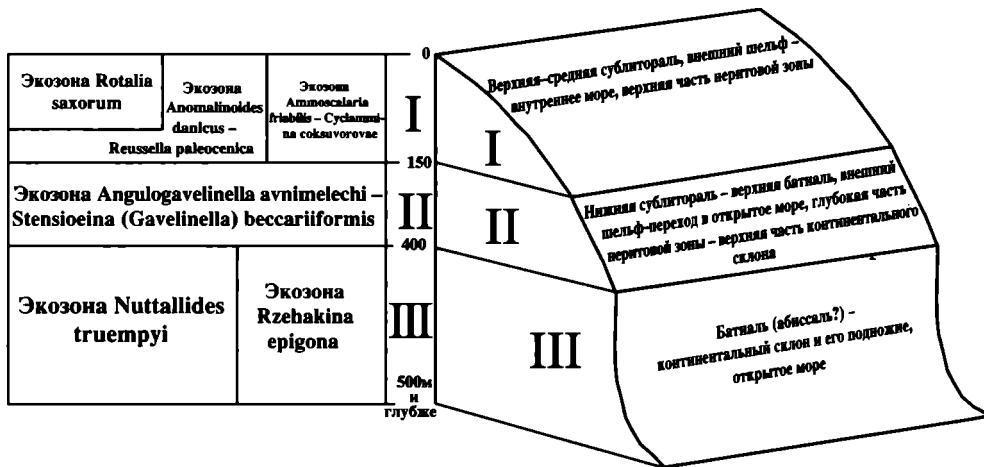
Сходные явления, выражающиеся в изменениях составов ассоциаций бентосных фораминифер и появлении тепловодных глобигеринатек, синхронно фиксируется и в отложениях верхнего эоцена п-ова Ильпинский Северо-Западной Пацифики [Волбуева и др., 1994; Беньямовский, Гладенков, 1996].

## БАТИМЕТРИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ПЕРИТЕТИСА И ЕГО ОБРАМЛЕНИЯ ПО БЕНТОСНЫМ ФОРАМИНИФЕРАМ ДЛЯ ПАЛЕОЦЕНА

По планктонным фораминиферам в позднем мелу и палеогене Северо-Западной Евразии выделяются два климато-палеобиогеографических пояса – Бореальный и Тетический [Беньямовский, 2003, 2004]. В Тетическом поясе располагались Средиземноморская, Крымско-Кавказская и Европейская палеобиогеографические области, а в Бореальном поясе помещалась Западно-Сибирская провинция Арктической области. Периферию Тетического пояса, составленную бассейнами Европейской и Крымско-Кавказской областей, принято называть Северо-Восточным Перитетисом.

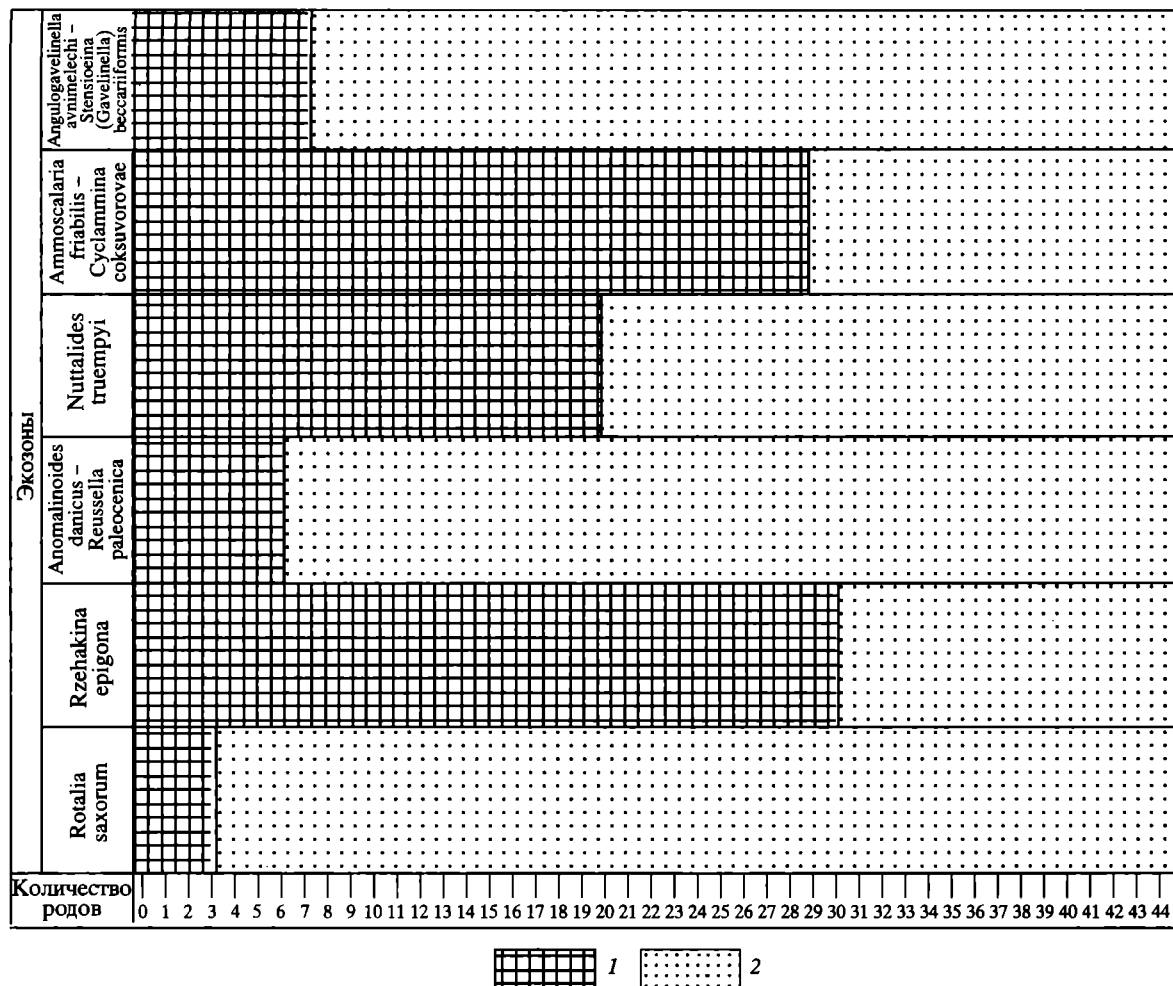
Наиболее резкая граница, прослеживаемая как в литологических, так и в биотических ассоциациях, существовала между Западно-Сибирской провинцией Арктической области и Европейской палеобиогеографической областью [Beniamovski, Koraevich, 2002a, b; Беньямовский, 2003, 2004]. Определенные различия в типах разрезов и их биотических компонентах существовали между Перитетисом и Средиземноморьем. Они увеличивались или уменьшались по мере сближения или удаления геологических и климатических условий [Беньямовский, 2001].

По бентосным фораминиферам намечаются три батиметрические зоны («этажи»): шельф (до глубины 150 м), батиналь (абиссаль?) (глубже 400 м) и переход между ними (батиметрическая зона, глубина которой от 150 до 400 м). Всем им соответствовали определенные экозоны бентосных фораминифер (рис. 1). Каждая экозона характеризовалась своеобразным таксономическим составом (рис. 2, см. вклейку; рис. 3 и 4), формировавшимся под воздействием условий среды: температуры, солености, газового режима, субстрата, пищевых ресурсов и т.д. [Беньямовский, 2003].



**Рис. 1.** Батиметрические зоны и экозоны бентосных фораминифер в палеоцене Северо-Восточного Перитетиса и его обрамления





**Рис. 3.** Сравнение количественного соотношения родов агглютинирующих и секреторных фораминифер в экозонах бентосных фораминифер палеоцена Северо-Восточного Перитетиса и его обрамления

Фораминиферы:  
1 – агглютинирующие,  
2 – секреторные

Отряд	Экозоны														
	Rzehakina epigona						Ammoscalaria friabilis – Cyclammina coksuvorovae								
Astrorhizida	■			■			■			■					
Ammodiscida	■					■	■			■					
Lituolida	■								■	■					
Rzehakinida	■		■						■	■					
Trochamminida	■				■					■	■				
Textulariida	■		■						■	■					
Ataxophragmiida	■								■		■		■		
Количество родов	1	2	3	4	5	6	7	8	9	1	2	3	4	5	6

Рис. 4. Сравнение количественного соотношения родов агглютинирующих фораминифер экозон *Ammoscalaria friabilis* – *Cyclammina soksuorovae* и *Rzehakina epigona*

**I. Зона шельфа.** В шельфовом батиметрическом «этаже» (до 150 м) отмечено распространение трех экозон, сменяющих друг друга по латерали.

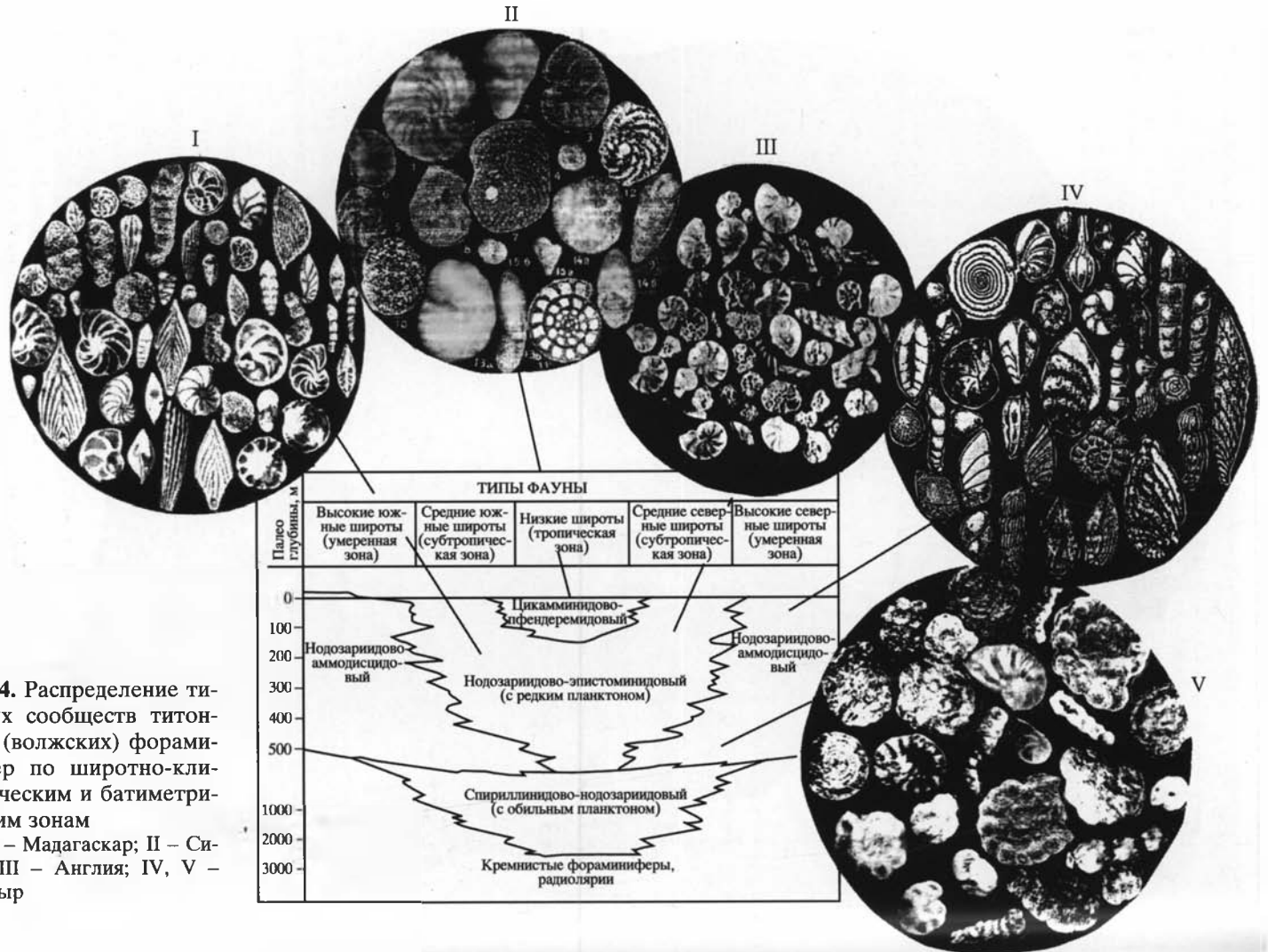
**Экозона *Rotalia saxorum*** была представлена значительным количеством форм тропического облика со сложно орнаментированными массивными раковинами родов *Rotorbinella*, *Rotalia*, *Pararotalia*, *Elphidiella*, *Thalmannita*, *Boldia*, *Vacuvalvulineria* и др. (см. рис. 2,А). Ассоциация подобного типа прослеживается в разрезах нижнего палеоцена Северной Франции, Монского бассейна Бельгии и Южной Голландии (Лимбург), Польши и Юго-Западного Крыма [Беньямовский, 2003; Beniamovski, 1998].

**Экозона *Anomalinoides danicus* – *Reussella paleocenica*** с преобладанием секреторных фораминифер (нодозариид, полиморфинид, дискорбаций,



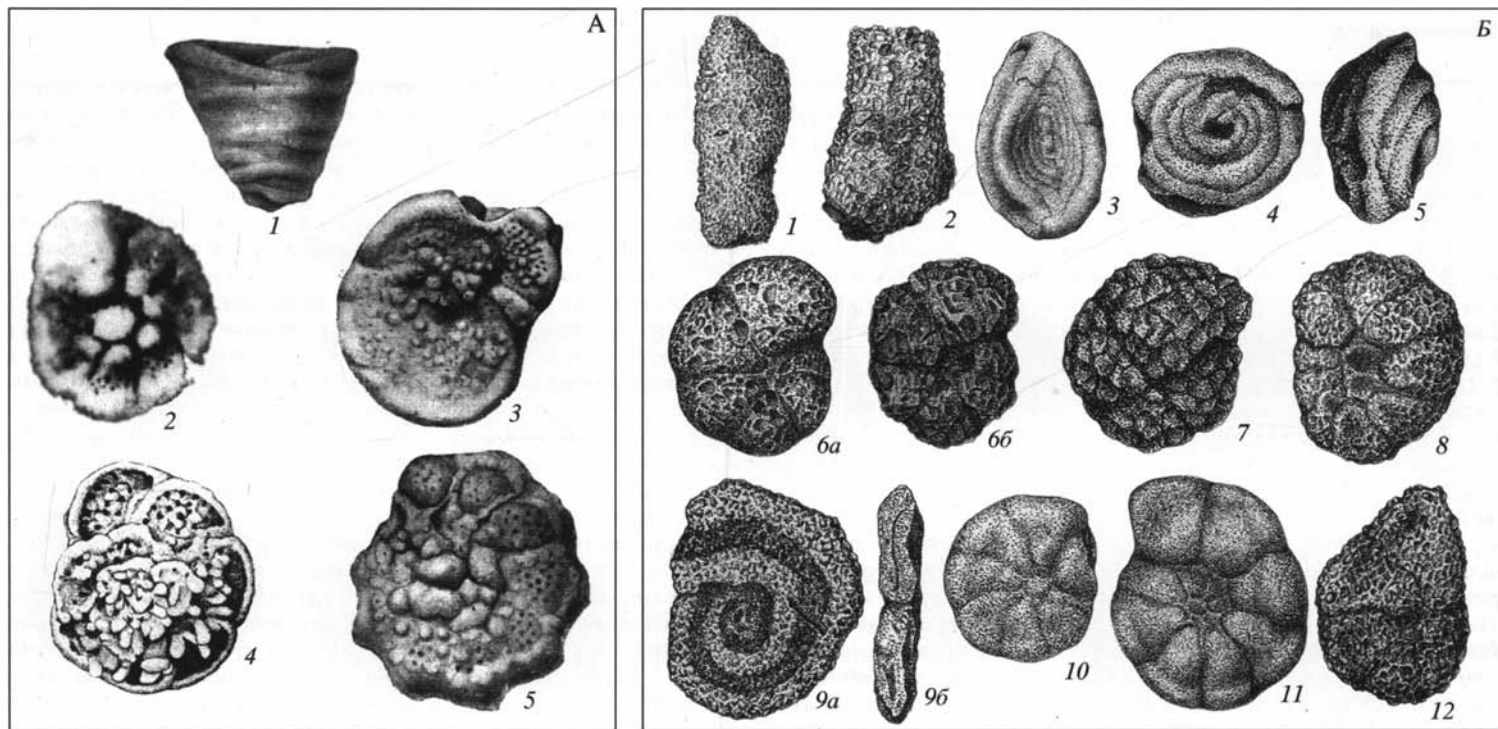
**Рис. 4.** *Franconites vimineus* (Schneid).

Выполненная в поле фотография экземпляра, обнаруженного в 5 см выше основания слоя 1/11 разреза Городищи



**Рис. 4.** Распределение типовых сообществ титонских (волжских) фораминифер по широтно-климатическим и батиметрическим зонам

I – Мадагаскар; II – Сирия; III – Англия; IV, V – Таймыр



**Рис. 2.** Характерные виды экозон бентосных фораминифер палеоцена Северо-Восточного Перитетиса и его обрамления

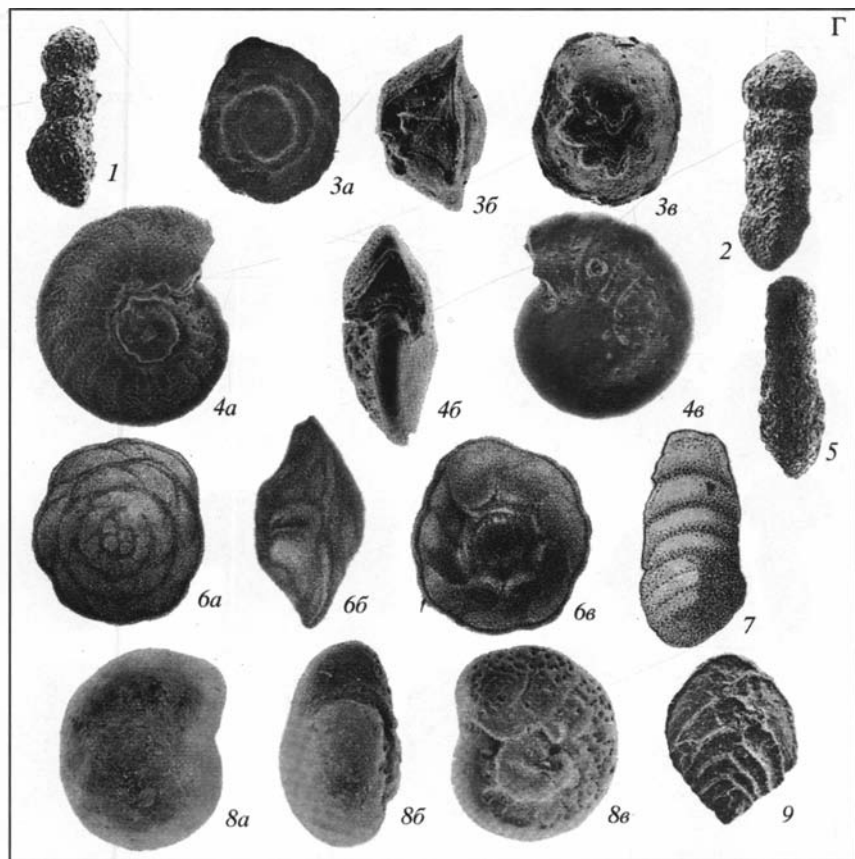
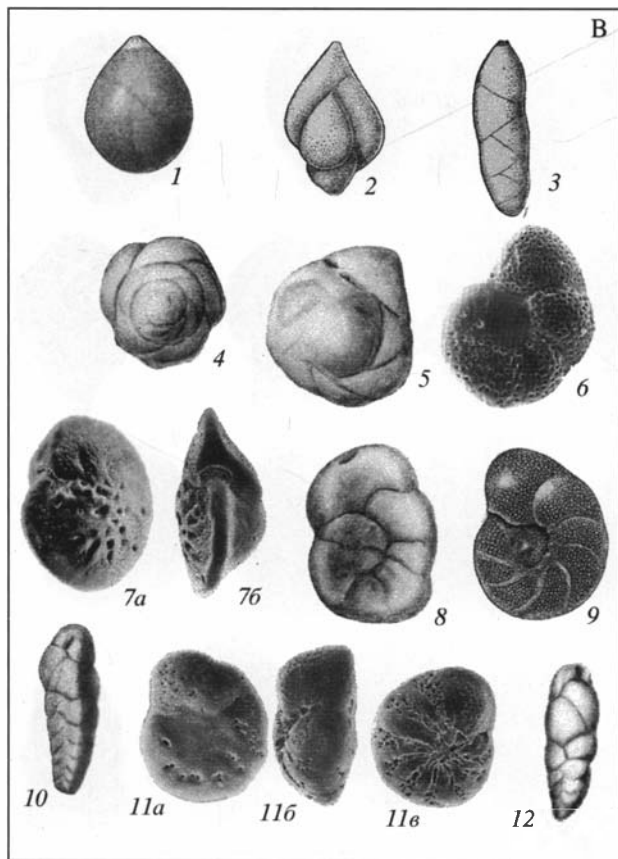
**А – эконона *Rotalia saxorum*:** 1 – *Vacuovalvulina keijzeri* (van Bellen), × 40; 2 – *Rotalia saxorum* d'Orbigny, × 70; 3 – *Rosalina parisiensis* d'Orbigny, × 25; 4 – *Rotorbinella mariei* (van Bellen), × 70; 5 – *Boldia rotundaeformis* (Schutzkaja), × 45; **Б – эконона *Ammoscalaria friabilis* – *Cyclammina coksuvorovae*:** 1 – *Bathysiphon nodosariaformis* Subbotina, × 35; 2 – *Hyperammina elongata* Brady, × 40; 3 – *Ammodiscus incertus* (d'Orbigny), × 40; 4 – *Glomospira gordialiformis* Podobina, × 40; 5 – *G. charoides* (Parker et Jones), × 60; 6 – *Labrospira granulosa* (Lipman): 6a – спиральная сторона, × 40; 6b – пупочная сторона, × 38; 7 – *Adercotryma horrida* (Grzybowski), × 60; 8 – *Trochamminoides lamentabilis* Podobina, × 38; 9 – *Ammoscalaria friabilis* (Ehremeeva): 9a – спиральная сторона, × 40; 9b – септальная сторона, × 40; 10 – *Asanospira grzybowski* (Mjatljuk), × 40; 11 – *Cyclammina coksuvorovae* Ushakova, × 40; 12 – *Amnomarginulina brevis* (Lipman), × 45; **В – эконона *Anomalinoidea danicus* – *Reussella paleocenica*:** 1 – *Globulina gibba* d'Orbigny, × 25; 2 – *Guttulina problema* d'Orbigny, × 30; 3 – *Purulina fusiformis* (Roemer), × 25; 4 –

(см. продолжение)

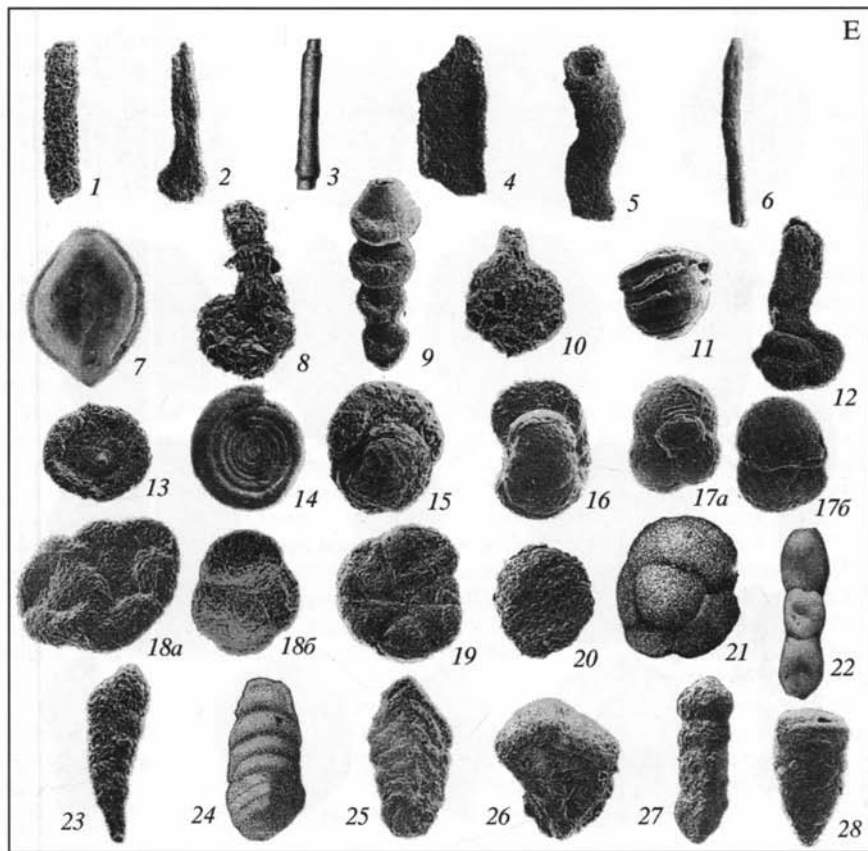
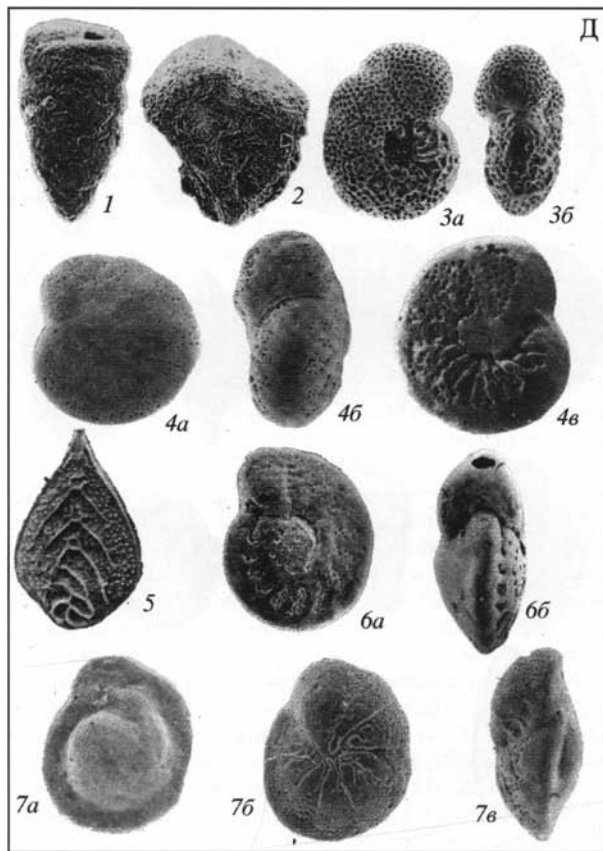
*Eponides lunatus* Brotzen, × 38; 5 – *Alabamina midwayensis* Brotzen, × 25; 6 – *Anomalinoidea danicus* Brotzen, × 25; 7 – *Cibicidoides howelli* (Toulmin) = *C. lectus* Vassilenko (7a – спиральная сторона, × 20; 7б – септальная сторона, × 20); 8 – *Karrereria fallax* Rzehak, × 50; 9 – *Cibicides favorabilis* Vassilenko, × 20; 10 – *Reussella paleocenica* (Brotzen), × 35; 11 – *Stensioeina parvula* ten Dam (11a – спиральная сторона, × 45; 11б – септальная сторона, × 32; 11в – пупочная сторона, × 30); 12 – *Bulimina rosenkrantzi* Brotzen, × 25; Г – экозона *Nuttalides truempyi*: 1 – *Clavulinoides globifera* (ten Dam et Sigal), × 20; 2 – *Clavulinoides aspera* (Cushman), × 13; 3 – *Nuttallinella florealis* (White): 3a – спиральная сторона, × 18; 3б – септальная сторона, × 24; 3в – пупочная сторона, × 28; 4 – *Cibicidoides dayi* (White): 4a – спиральная сторона, × 26; 4б – септальная сторона, × 32; 4в – пупочная сторона, × 26; 5 – *Clavulinoides amorpha* (Cushman), × 12; 6 – *Nuttalides truempyi* (Nuttal): 6a – спиральная сторона, × 40; 6б – септальная сторона, × 40; 6в – пупочная сторона, × 40; 7 – *Valvulina* sp., × 30; 8 – *Cibicidoides velascoensis* (Cushman): 8a – спиральная сторона, × 32; 8б – септальная сторона, × 32; 8в – пупочная сторона, × 32; 9 – *Aragonia velascoensis* (Cushman), × 35; Д – экозона *Angulogavelinella avnimelechi* – *Stensioeina (Gavelinella) beccariiiformis*: 1 – *Dorothia pupoides* Hillebrant, × 16; 2 – *Gaudryina pyramidata* Cushman, × 30; 3 – *Anomalinoidea rubiginosus* Cushman (3a – спиральная сторона, × 30; 3б – септальная сторона, × 28); 4 – *Stensioeina (Gavelinella) beccariiiformis* (White) = *S. caucasica* Subbotina (4a – спиральная сторона, × 45; 4б – септальная сторона, × 50; 4в – пупочная сторона, × 50); 5 – *Neoflabellina delicatissima* (Plummer), × 50; 6 – *Cibicidoides hyphalus* (Fisher): 6a – спиральная сторона, × 27; 6б – септальная сторона, × 31; 7 – *Angulogavelinella avnimelechi* (Reuss) = *Stensioeina whitei* Morozova (7a – спиральная сторона, × 30; 7б – пупочная сторона, × 32; 7в – септальная сторона, × 40); Е – экозона *Rzehakina epigona*: 1 – *Rhabdammina cylindrica* (Glaessner), × 9; 2 – *Hyperammmina elongata* Brady, × 16; 3 – *Bathysiphon nodosariaformis* Subbotina, × 12; 4 – *Dendrophrya excelsa* Grzybowski, × 12; 5 – *Rhizammina indivisa* Brady, × 12; 6 – *Kalamopsis grzybowski* (Dylazanka), × 8; 7 – *Rzehakina epigona* Rzehak, × 22; 8 – *Subreophax* sp., × 16; 9 – *Hormosina velascoensis* (Cushman), × 18; 10 – *Lagenammmina* sp., × 18; 11 – *Glomospira charoides* (Parker et Jones), × 18; 12 – *Lituotuba lituiformis* (Brady), × 23; 13 – *Saccammmina placenta* (Grzybowski), × 19; 14 – *Ammodiscus cretaceous* (Reuss), × 15; 15 – *Recurvoides* sp., × 19; 16 – *Cribrostomoides scitulus* (Brady), × 24; 17 – *Praecystammmina globigerinaeformis* Krashennikov (17a – спиральная сторона, × 25; 17б – пупочная сторона, × 50); 18 – *Trochammmina deformis* Grzybowski (18a – спиральная сторона, × 25; 18б – пупочная сторона, × 12); 19 – *Haplophragmoides walteri* (Grzybowski), × 28; 20 – *Psammosphaera scruposa* (Berthelin), × 13; 21 – *Ammosphaeroidina grandis* Cushman, × 22; 22 – *Nodellum velascoense* (Cushman), × 12; 23 – *Textularia* sp., × 19; 24 – *Valvulina* sp., × 25; 25 – *Spiroplectammmina dentata* (Alth), × 25; 26 – *Gaudryina pyramidata* Cushman, × 22; 27 – *Clavulinoides aspera* (Cushman), × 10; 28 – *Dorothia beloides* Hillebrandt, × 11; Ж – экозона *Rzehakina epigona* в разрезе Хеу Северного Кавказа: 1 – *Rhabdammina cylindrica* (Glass.), × 127; 2 и 3 – *Rhizammina indivisa* Brady, × 105 и × 37; 4 и 5 – *Psammosphaera scruposa* (Berth.), × 135; 6 и 7 – *Glomospira charoides* (Parker et Jones), × 97 и × 112; 8 – *Ammodiscus angustus* (Fried.), × 105; 9 – *A. cretaceous* (Reuss), × 90; 10 – *Haplophragmoides walteri* (Grzyb.), × 63; 11 – *Haplophragmoides* ? sp., × 62; 12 – *Ammosphaeroidina grandis* Cushman, × 90; 13 – *Trochammmina* ? sp., × 120; 14 – *Recurvoides* sp., × 90; 15 – *Nodogenerina* sp., × 90; 16 – *N. pseudocripta* (Cushm.), × 75; 17 – *N. midwayensis* (Cushm. et Todd), × 50; З – экозона *Angulogavelinella avnimelechi* – *Stensioeina (Gavelinella) beccariiiformis* в разрезе Хеу Северного Кавказа: 1 – *Brotzenella acuta* (Plumm.), пупочная сторона (× 90); 2 – *Cibicidoides* aff. *pseudoperlucides* (Быкова), спиральная сторона (× 90); 3 и 4 – *Nuttalides truempyi* (Nutt.): 3 – пупочная сторона (× 112), 4 – спиральная сторона (× 90); 5 и 6 – *Stensioeina beccariiiformis* (White): 5 – пупочная сторона (× 97), 6 – спиральная сторона (× 105); 7 и 8 – *Anomalinoidea rubiginosus* (Cushm.): 7 – спиральная сторона (× 90), 8 – пупочная сторона (× 90); 9 и 10 – *Anomalinoidea simplex* Brotzen: 9 – спиральная сторона (× 187), 10 – пупочная сторона (× 127); 11 – *Oridorsalis* ? sp., пупочная сторона (× 157), 12 – *Pullenia marssoni* Cushm. et Todd, × 150; 13 – *Angulogavelinella avnimelechi* (Reuss), × 90; 14 – *Arenobulimina* ? sp., × 50; 15 – *Clavulinoides globifera* (Ten Dam et Sigal), × 157, 16 – *Spiroplectammmina ex gr. dentata* (Alth), × 67.

В печати рис. 2 (А–Е) был несколько увеличен

(см. продолжение)

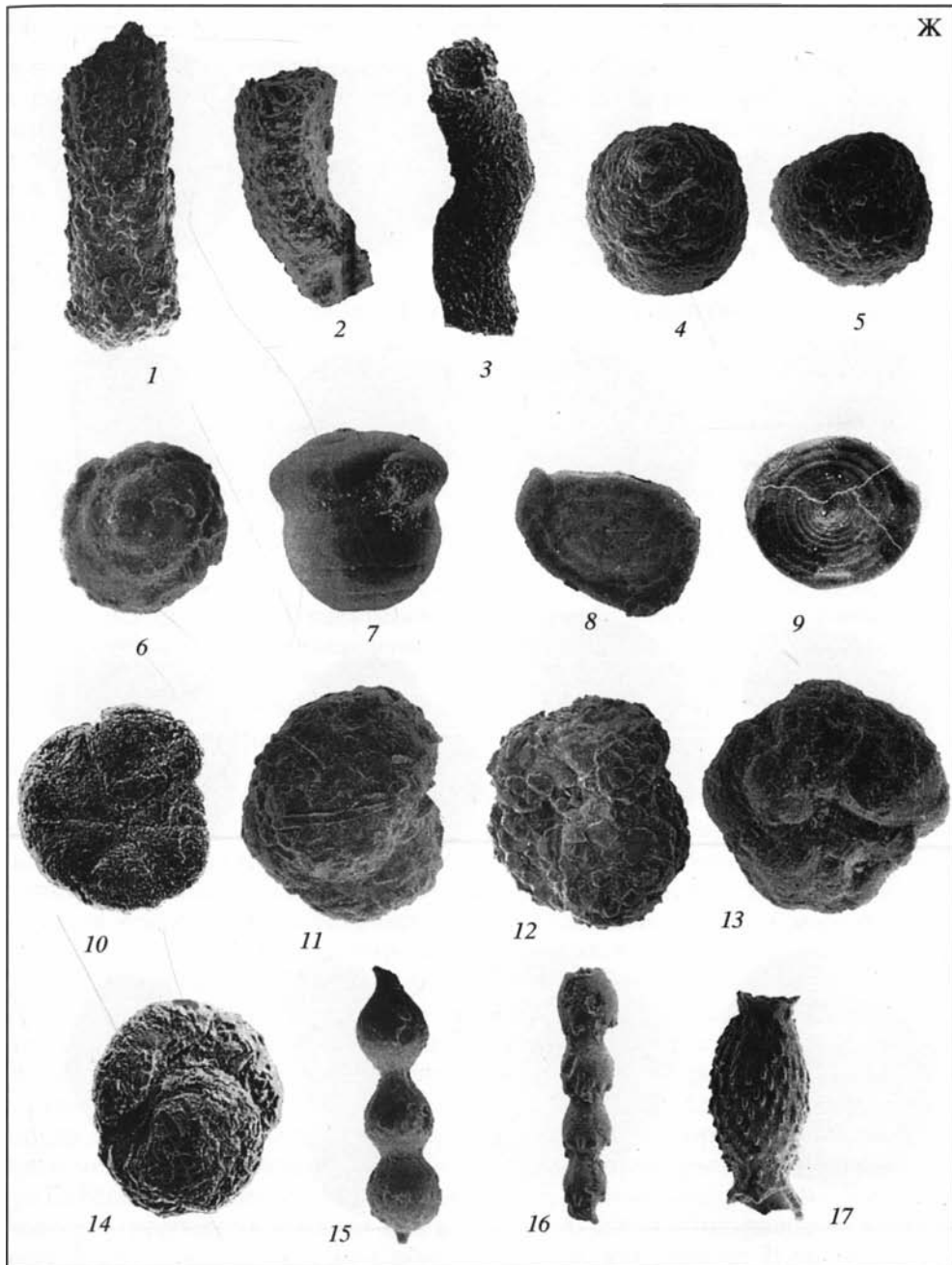


(см. продолжение)



(см. продолжение)







аномалинид и булимнид), с подчиненным числом видов агглютинирующих фораминифер (атаксофрагмнид и текстуляриид) (см. рис. 2, В). Данное сообщество соответствует «мидуэйскому» типу фауны бентосных фораминифер, выделенному У. Берггреном и Ж. Оберт в шельфовых мергельно-известняковых отложениях Атлантического побережья Северной Америки, Тетиса и Перитетиса [Berggren, Aubert, 1975]. Рассматриваемая экозона имеет самое широкое распространение в разрезах палеоцена Европейской палеобиогеографической области.

**Экозона *Ammoscalaria friabilis* – *Cyclammina soksuorovae*** представлена в основном «примитивными» формами с агглютинированной стенкой из родов *Proteonina*, *Ammoscalaria*, *Rhabdammina*, *Rhizammina*, *Bathysiphon*, *Hyperammina*, *Trochamminoides*, *Haplophragmoides*, *Cribrostomoides*, *Adercotryma*, *Rhabdammina*, *Ammobaculites*, *Glomospira*, *Ammodiscus*, *Cyclammina*, *Recurvoides* (см. рис. 2, Б). Данная экозона прослеживается в палеоценовых разрезах талицкого горизонта Западно-Сибирской провинции Арктической области (талицкий тип фауны бентосных фораминифер). Характерно, что свыше 50% талицкого комплекса составляют эндемичные виды [Фораминиферы..., 1964; Кисельман, 1969; Подобина, 1975, 1998, 2000; Беньямовский, 2003]. Присутствие в комплексе бентосных фораминифер «примитивных» агглютинированных фораминифер – астроризид, аммодисцид и литуолид – напоминает сообщество глубоководных флишевых отложений Карпат и Северного Кавказа (см. рис. 2 и 4). Однако глинистые и опоквые отложения талицкой, серовской свит и нижнелюлинворской подсвит формировались в условиях мелководного эпиконтинентального бассейна с максимальными глубинами до 100–150 м. В.А. Маринов [1997, 1998] связывает генезис ассоциаций подобного типа в Западно-Сибирском море с повышенным содержанием  $C_{org}$  гипоксией, дефицитом карбоната кальция и восстановительными условиями бассейна осадконакопления. Присутствие некоторых секреторных тетических мидуэйских видов среди массовых агглютинирующих в западносибирских комплексах, таких как *Gavelinella umbilicatula*, *Spirobolevina scania*, *Eponides lunatus*, *Cibicidoides favorabilis*, *Nonionella ovata*, *Bulimina ovata*, *Cibicidoides incognitus*, *Bulimina paleocenica* и других обусловлено их миграцией в Западно-Сибирское бореальное море из морей Европейской палеобиогеографической области. Внедрению и расселению тетических мидуэйских видов в бореальное Западно-Сибирское море способствовали циркум-североевропейское течение, которое «обеспечивало» связи между водными массами и биотами акваторий, располагавшихся вокруг Северо-Европейской суши, и южное меридиональное течение, вытекавшее из Тургайского пролива [Беньямовский, 2003]. Пик распространения мидуэйских видов в Западно-Сибирском море, как считает В.М. Подобина [1990], отмечается в зеландском веке.

**II. Зона перехода шельфа в континентальный склон.** На этом батиметрическом «этаже», который соответствовал глубинам нижней сублиторали – верхней части батиаля (150–400 м), были распространены ассоциации экозоны *Angulogavelinella avnimelechi* – *Stensioeina* (*Gavelinella*) *beccariiiformis*. Эта группировка (см. рис. 2, Д, З) близка к ассоциациям мидуэйского типа,

отличаясь от них постоянным присутствием более глубоководных видов *A. avnimelechi* и *S. (G.) beccariiformis*, верхний предел обитания которых ограничен глубинами перехода шельфа в батиналь. Данное сообщество прослеживается в разрезах южной части Европейской палеобиогеографической области – Причерноморский, Южно-Скифский и Закаспийский регионы.

**III. Батиналь-(абиссальная?) зона.** Отложения нижнего батиметрического «этажа», соответствующего континентальному склону и его подножию (с глубинами более 400 м), распространены в разрезах Альпийского геосинклинального пояса от Карпат до Копетдага и характеризуются двумя экозонами.

**Экозона *Nuttalides truempyi*** (см. рис. 2,Г) содержит космополитные глубоководные секретионные фораминиферы *Stensioeina beccariiformis* (s.s.), *Anomalinoidea rubiginosus*, *Gavelinella velascoensis*, *Nuttalides truempyi*, *Nuttalinella floralis*, *Aragonia velascoensis*, различные крупнопористые, грубоорнаментированные аномалиниды, а также предствителей родов *Bulimina*, *Stilostomella*, *Pleurostomella*. В состав комплексов входят агглютинированные атаксофрагмеиды родов *Gaudryina*, *Tritaxia*, *Dorothia*. Фораминиферовое сообщество экозоны *Nuttalides truempyi* соответствует «фауне Веласко» (VF) [Berggren, Aubert, 1975; van Morkhoven et al., 1986]. Глубины обитания варьировали в широких пределах – от верхней батинали до абиссали.

**Экозона *Rzehakina epigona*** представлена ассоциацией, в которой подавляющее число родов принадлежало агглютинирующим из астроризид, аммодисцид, литуолид, рзехакинид, трохамминид, текстуляриид и атаксофрагмиид (см. рис. 2,Е, Ж и рис. 3). Эти сообщества обозначались различными авторами под разными названиями: «флишевый тип» («flysch-type») по Ф. Градштейну и В. Бергререну [Gradstain, Berggren, 1981], или «*Rhabdammina* с *Cyclammina*», по Б. Ольжевской [Olszewska, 1984], или «глубоководные агглютинирующие фораминиферы [DWAF]», по В. Кунту [Khunt et al., 1989; Khunt, Kaminski, 1999]. Распространение данного сообщества связывают преимущественно с глубокими частями бассейнов (батиналь–абиссаль), дефицитом кислорода, стратификацией водной массы, падением карбонатности, возрастом  $CO_2$  и  $C_{org}$ . Эта обстановка чаще всего возникала в глубоководных зонах флишевых бассейнов, а также в зоне развития турбидитов [Маслун, 1973; Gradstain, Berggren, 1981; Khunt et al., 1989, Olszewska, 1984]. Комплексы агглютинирующих фораминифер палеоцена Северного Кавказа и Карпат экозоны *Rzehakina epigona* чрезвычайно близки к комплексам палеоценовых зон Восточной Камчатки и Корякии [Беньямовский и др., 1992; Волобуева и др., 1994]. Зона турбидитных осадков протягивалась от Альпид до Северо-Западной Пацифики [Жарков и др., 1998].

## ОПЫТ ПОСТРОЕНИЯ ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЧЕСКИХ КАРТ

Суммируя все вышесказанное по палеобиогеографическим сценариям позднего мела и раннего кайнозоя Северной периферии Тетиса и смежных акваторий, попробуем перейти к построению палеобиогеографических карт. Для этого прежде всего охарактеризуем принципы палеобиогеографического районирования, отметим особенности созданных палеогеографиче-

ских карт и схем, проанализируем смену палеогеографических обстановок во времени.

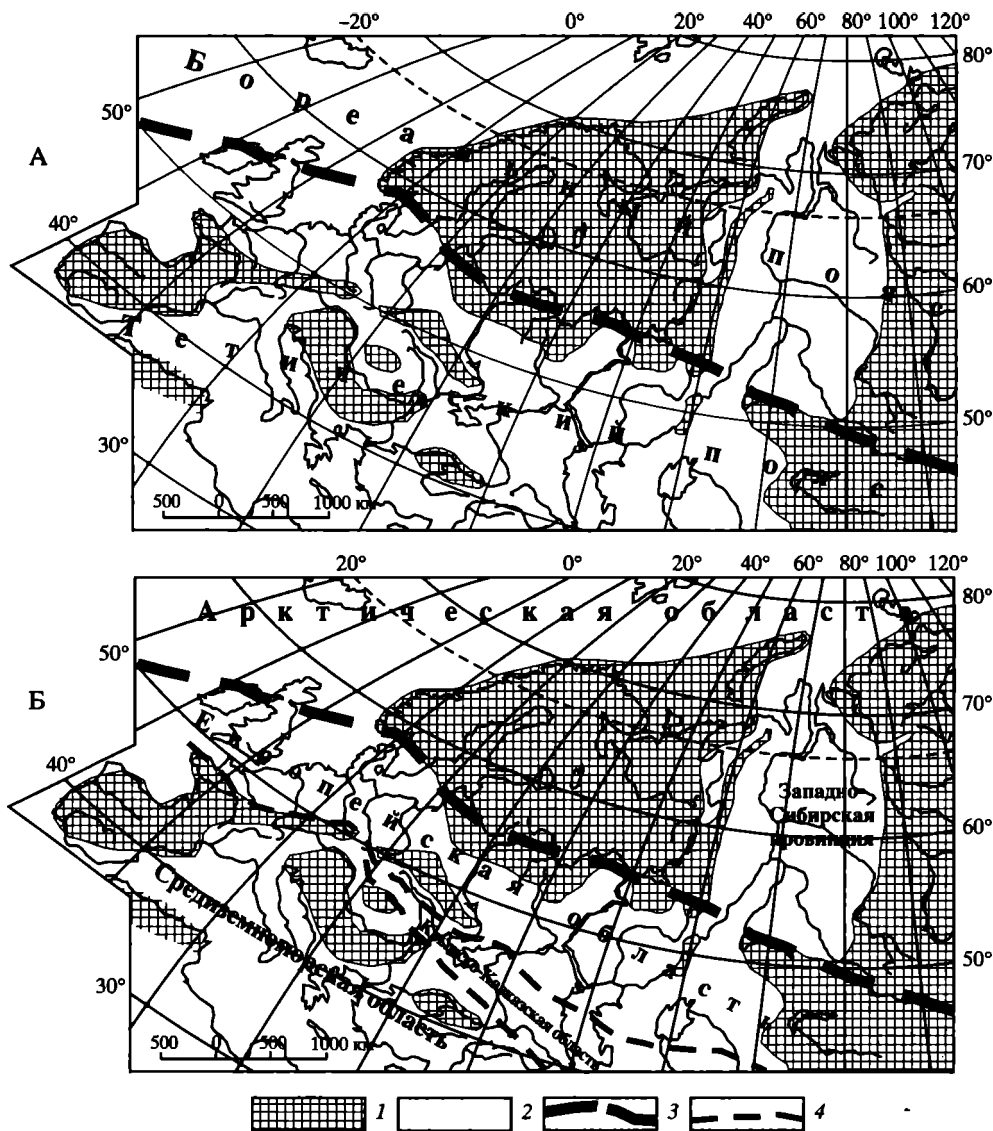
Достаточно подробно многие из этих вопросов освещены в недавних публикациях автора [Беньямовский, 2003; Беньямовский, Копаевич, 2001; Ахметьев, Беньямовский, 2004; Beniamovski, Kopaevich, 2002a, b]. Поэтому здесь мы ограничимся кратким рассмотрением затрагиваемых проблем.

**Палеобиогеографическое районирование.** В настоящее время еще не выработана и не принята единая иерархия палеобиогеографического районирования, однако по этому вопросу имеется обширная литература. Вслед за рядом исследователей [Юферов, 1969; Сакс и др., 1971; Гладенков, 1992; Барабошкин, 2001] автором использована следующая последовательность палеобиогеографических единиц: пояс, область, провинция. В отношении применения для палеогеографического районирования термина «пояс» имеются две точки зрения. Некоторые исследователи рассматривают пояс как чисто климатическую единицу и на этом основании не признают возможным его использование, заменяя его понятием «надобласть» [Захаров, Миледина, Шурыгин, 2003]. Мы же считаем вполне целесообразным использовать термин «пояс», рассматривая его не как чисто климатическую, а как климато-палеобиогеографическую единицу [Барабошкин, 2001; Беньямовский, 2003, 2004].

В рассматриваемом Северо-Западном секторе Евразии в позднем мелу – раннем палеогене по фораминиферам и другим группам морских организмов выделяются два пояса – Тетический и Бореальный (рис. 5,А). Их разделение базируется на относительной теплопроводности ассоциаций в Тетическом поясе и умеренной холодноводности их в Бореальном поясе. По фораминиферам различия между поясами были весьма резкими: Тетический пояс характеризовался широчайшим распространением богатых и разнообразных комплексов планктонных фораминифер, а в Бореальном поясе немногочисленные представители планктонных фораминифер были иммигрантами. Они проникали в бореальный пояс (иногда на сотни и тысячи километров в глубь его) во время потеплений. В отличие от Тетического микропланктон Бореального пояса был широко представлен богатыми и разнообразными группами кремниевого планктона – радиоляриями и диатомеями.

В Тетическом поясе выделяются три области, различающихся таксономическим составом на уровне классов – родов. Центральная часть пояса принадлежала Средиземноморской области, а периферию его – так называемый Перитетис – занимали Крымско-Кавказская и Европейская области. На рис. 5 границы между областями и поясами проведены пунктиром, так как они не оставались постоянными во времени, а перемещались под действием менявшейся абиотической (прежде всего климатической) обстановки.

Средиземноморская область выделялась полным набором тетических видов планктонных фораминифер и широким распространением крупных фораминифер – нуммулитид. Состав планктонных фораминифер Крымско-Кавказской области в некоторые отрезки позднемелового и раннепалеогенового времени был идентичен или очень близок средиземноморскому (сеноман–коньяк, поздний маастрихт, палеоцен, ранний и поздний эоцен), а



**Рис. 5.** Схема палеобиографического районирования Северо-Западной Евразии по планктонным фораминиферам для позднего мела и раннего палеогена [Беньямовский, 2004]

А – палеобиографические пояса; Б – области и провинции

1 – суша; 2 – море; 3, 4 – границы между палеобиогеографическими подразделениями: 3 – поясами, 4 – областями

в другие (сантон – ранний маастрихт, ранний лютет и бартон) – отличался в различной степени от средиземноморского. К тому же надо добавить, что некоторые низкоширотные (тропические) роды – *Planorotalites*, *Orbulinoides*, *Cribrorhantkenina* и некоторые виды из родов *Morozovella*, *Igorina*, *Globigerinatheka*, *Turborotalia* – отсутствовали в Крымско-Кавказской области [Беньямовский, 2001]. Крупные фораминиферы были распространены участками с танета по лютет. В Европейской палеобиогеографической области комплексы планктонных фораминифер сильно беднеют и представлены в основном видами с шаровидными камерами и ячеистой скульптурой родов *Hedbergella*, *Brittonella*, *Whiteinella*, *Rugoglobigerina*, *Globigerinoides*, *Subbotina*, *Acarinina*. Нуммулиты встречаются крайне редко.

В Бореальном поясе располагалась Арктическая область, на южном фланге которой находилась Западно-Сибирская провинция. Ее выделение базируется на эндемичности видов бентосных фораминифер (свыше 50 %). Редкие планктонные фораминиферы (в основном из малоспециализированных и космополитных родов *Globigerinelloides*, *Heterohelix*, *Subbotina*, *Catapsidrax*) поселялись в Западно-Сибирском море в периоды вторжения теплых вод Тетического пояса. Комплексы бентосных фораминифер резко отличались от европейских и были близки к канадско-алаянским ассоциациям Арктической области.

**Смена палеогеографической и биогеографической обстановок.** Важно отметить, что в течение рассматриваемого интервала времени (около 60 млн лет) палеогеографические обстановки значительно менялись. Для иллюстрации тенденций этих изменений были построены пять палеогеографических карт по трем временным срезам в палеоцене Северо-Западной Евразии (см.: [Беньямовский, 2003, рис. 4–6 и 8–10].

В основу их построения положены ареалы распространения комплексов бентосных фораминифер и различных групп известкового и кремниевого микропланктона, совмещенные с фациальными обстановками.

Для сравнения палеогеографических обстановок по планктону были выбраны два временных среза (трансгрессивные фазы) – среднего дания (время зоны *Globosopusa daubjergensis*) и раннего танета (время зоны *Acarinina subsphaerica*). Как в первом, так и во втором отрезке геологического времени вся изученная акватория делилась на две части – одна была занята тетическо-субтетическими поверхностными водными массами, в которой обитали планктонные фораминиферы, а другая – бореальной водной массой, с которой связаны кремниевые организмы (радиолярии и диатомеи). Причем, любопытно, что, если в среднем дании северная граница тетическо-субтетических вод находилась на широте 56° (г. Шадринск), то в начале танета она «спустилась» на 4° южнее (г. Кустанай). Затем, если в раннем палеоцене Датско-Североморский бассейн был заполнен тетическо-субтетической водной массой с планктонными фораминиферами, то в начале танета в нем размещались бореальные водные массы с диноцистами и диатомеями.

На картах, построенных по бентосным фораминиферам для трех временных срезов – дания, зеландия и танета, отчетливо проступают батиметрические зоны – «этажи». Нижний «этаж» соответствовал глубинам континентального склона и его подножия, средняя ступень – глубинам перехода бати-

али в сублитораль и самая верхняя батиметрическая зона (кстати, самая широкая по площади) – шельфовой части морского водоема. Граница между нижней и средней определялась на картах ареалом *Nuttalides truempyi* – вида, который не известен в шельфовых осадках, но зато, наряду с другими глубоководными индикаторами (которые изображены на рис. 2), является характерным видом в батиаля-абиссальных отложениях. Граница между средней и верхней батиметрическими зонами трассировалась по ареалу распространения *Angulogavelinella avnimelechi* и *Stensioeina (Gavelinella) beccariiformis*, а также характерных видов, в основном селившихся на этой глубине.

Следует обратить внимание на исчезновение в шельфовой зоне в начале позднего палеоцена (в зеландии) тепловодного комплекса экозоны *Rotalia saxorum*. Следующее изменение произошло в Западно-Сибирском бассейне в танете и заключалось оно в резком обеднении комплекса фораминифер экозоны *Ammoscalaria friabilis* – *Syclammia soksuvoorova* (вплоть до исчезновения).

### ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯВШИЕ СМЕНУ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ

Широко распространено мнение, что развитие морских бассейнов в Перитетисе регулировалась в основном трансгрессивно-регрессивными циклами [Мусатов и др., 2004; Radionova et al., 2003].

Однако весь приведенный выше материал по экосистемным перестройкам показывает, что, наряду с трансгрессивно-регрессивными циклами, которые, без сомнения, играли важную роль, существовал ряд факторов, которые не в меньшей, а подчас и в большей степени влияли на ход палеогеографических и палеоокеанографических изменений. Кратко остановимся на некоторых из них: водных массах, проливах, течениях и климатических флуктуациях.

**Водные массы.** В распределении биотических комплексов сказывался в первую очередь характер водных масс (ВМ), т.е. больших объемов воды, занимавших обширные акватории и обладавших только им присущей абиотической и биотической характеристикой (температурой, соленостью, газовым режимом и другими гидрологическими и гидродинамическими параметрами, а также пищевыми ресурсами и биотой). Границы между различными водными массами были весьма резкими.

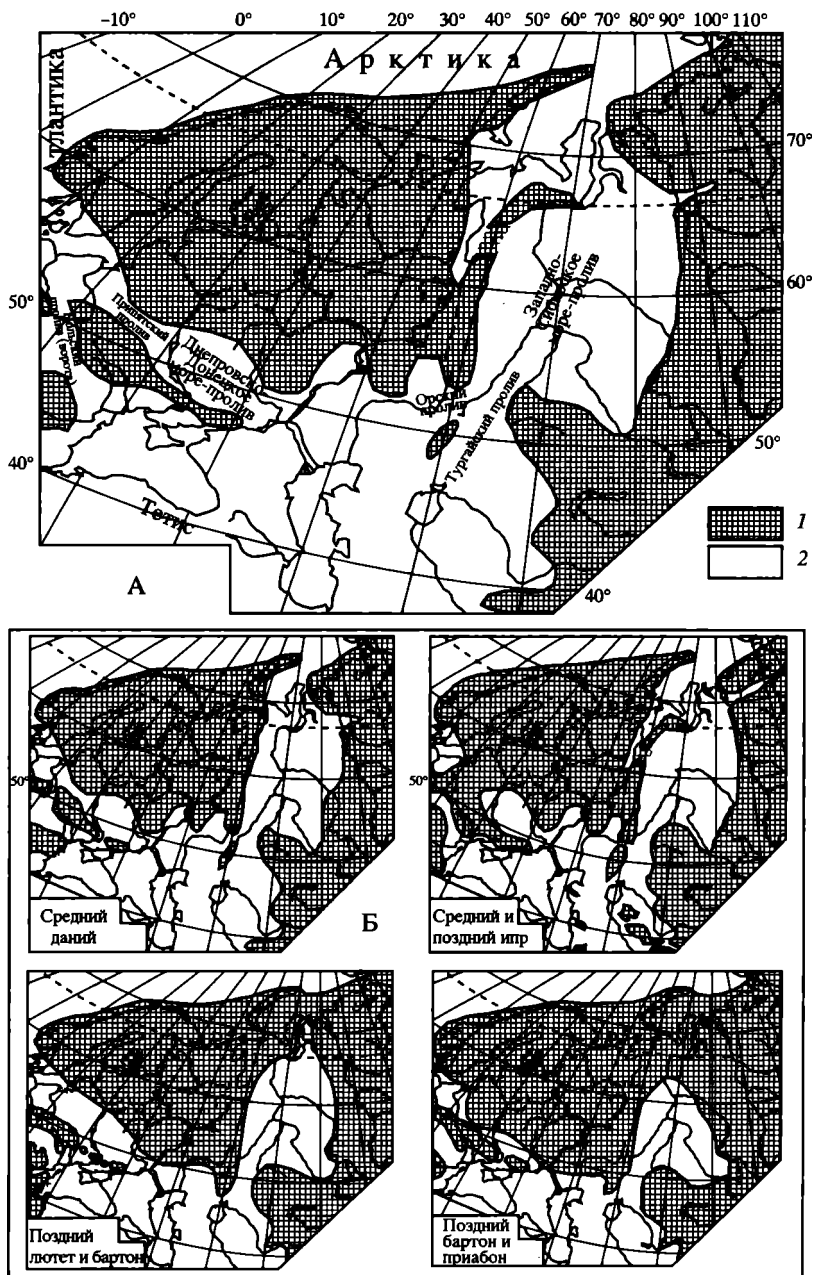
Для позднего мела и раннего палеогена в рассматриваемом секторе Северо-Западной Евразии могут быть выделены следующие ВМ.

1. Бореальная ВМ, формировавшаяся в пределах Западно-Сибирской провинции. Характеризовалась преобладанием фораминифер и других групп морской биоты, а также эндемиков бореального происхождения.

2. Субтетическая ВМ (европейская, перитетическая) распространялась в пределах Европейской области. Формирование ее было связано с самой Северной периферией Тетиса. Ее биота характеризовалась в основном присутствием и широким развитием форм фораминифер и макрофауны, типичных для эпиконтинентальных (внутренних) морей Европы и Закаспия.

3. Тетическо-субтетическая ВМ возникла на южной окраине Перитетиса в Крымско-Кавказской области в зоне соприкосновения тетической





**Рис. 6.** Меридиональная (Западно-Сибирское море-пролив, Тургайский пролив, Орский пролив) и широтная (Днепрово-Донецкое море-пролив, Припятский пролив и Польский пролив-ворота) коммуникационные системы (А) и схема развития морских бассейнов и систем проливов в раннем палеогене Северо-Западной Евразии (Б) (по: [Беньямовский, 2003], с изменениями)

1 – суша; 2 – море

(средиземноморской) и эпиконтинентальной (европейской) ВМ. В ее биоте преобладали средиземноморские элементы, смешанные с характерными европейскими формами.

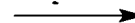
4. Тетическая (средиземноморская) ВМ формировалась в более низких широтах в пределах бассейна Тетис. Для нее характерно развитие тетической (средиземноморской) морской фауны.

**Проливы.** Эпиконтинентальные моря, покрывавшие значительную часть Северо-Западной Евразии, располагались между открытыми водными пространствами Арктики, Тетиса и Северной Атлантики.

В позднем мелу сложились меридиональная (в конце сеномана) и широтная (в маастрихте) коммуникационные системы, составленные из проливов и морей-проливов (термин, введенный Д.П. Найдиным [2001]), сохранявшихся в палеогене до начала олигоцена. Долготная система, включавшая Западно-Сибирское море-пролив, а также Тургайский, Тагильский (Среднеуральский) и Аятский (Орский) проливы (рис. 6 и 7) осуществляла в это время прямое взаимопроникновение бореальных и тетических водных масс и фауны по вектору юг–север и север–юг. Широтная коммуникационная система включала Припятский пролив, Днепровско-Донецкое море-пролив и Польский пролив (ворота) и обеспечивала взаимопроникновение близких по характеристикам ВМ в пределах Европейской палеобиогеографической области. Данная система влияла на палеогеографию в целом и на степень эндемизма фораминифер.

Наполнение водой и осадками, обмеление и осушение морей-проливов или их частей напрямую зависело от эвстатических колебаний, а также от разнонаправленных тектонических движений, сопровождавшихся палеогеографическими перестройками. Благодаря открытию и закрытию коммуникационных систем изменялся обмен водными массами и биотой.

В позднемеловой и раннепалеогеновой истории развития долготной системы выделяется три этапа взаимопроникновения бореальных и тетических водных масс – сантонско-раннекампанский, позднекампанско-ипрский и среднелютетско-приабонский (см. рис. 6 и 7). В первом благодаря открытию Тагильского (Среднеуральского) пролива бореальные радиолярии и моллюски проникли в юго-восточную часть Европейской области. Во втором в результате образования Аятского (Орского) пролива и расширения Тургайского пролива вся южная часть Западно-Сибирского моря-пролива очутилась под влиянием тетических (перететических) водных масс и, по-существу, перио-



**Рис. 7.** Развитие микробиоты Западно-Сибирского моря и системы проливов, соединяющих его с другими акваториями в сантоне–маастрихте

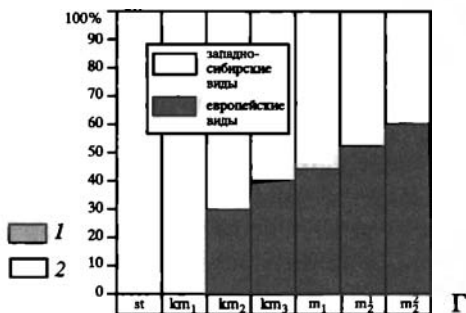
Время: А – сантон-кампанское, Б – позднекампанско-маастрихтское: 1 – море, 2 – суша. Отрады фораминифер (В) и динамика их развития (Г) в сантон-маастрихтское время. Д – маастрихтское море Западной Сибири: 1 – море; 2 – суша; 3 – прибрежно-опресненная часть бассейна; 4,5 – границы: 4 – между зонами (I и II), находящимися под влиянием южных (перететических) водных масс (ВМ) и северных (бореальных) ВМ, 5 – между подзонами с разными комплексами бентосных фораминифер (Ia, Ib, Ic); 6, 7 – течения: 6 – северное (бореальное), 7 – южное (перететическое); 8–11 комплексы бентосных фораминифер: 8 – “примитивных” агглютинирующих, 9 – атаксофрагмеид и текстуляриид, 10 – секретионных, 11 – планктонных планомалинид и хетерохелицид; 12 – радиолярии; 13 – нанопланктон; 14 – диатомеи

А



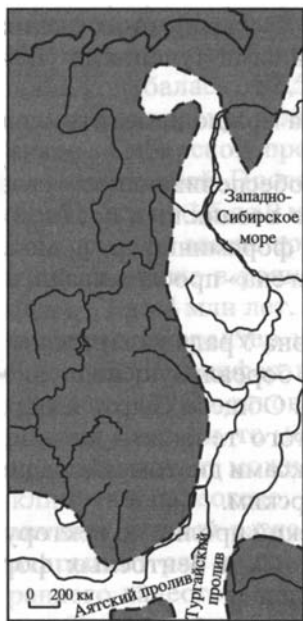
Отряд	st	km <sub>1</sub>	km <sub>2</sub>	km <sub>3</sub>	m <sub>1</sub>	m <sub>2</sub>	m <sub>3</sub>
Astrorhizida	26	26	10	5	2		
Ammodiscida	3	12	10				
Lituolida	55	45	22				
Textulariida		6	15	13	10	2	5
Trochamminida	8	6	2				
Ataxophragmiida	8	5	21	20	8	8	20
Miliolida					1		
Lagenida				18	18	16	10
Polymorphinida					3	3	
Rotallida			18	37	51	49	47
Globigerinida				5	4	18	18
Incerta sedis			2	2	3	4	
	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%

В



Г

Б



Д



дически превращалась в экотон с присутствием тетических (перететических) видов фораминифер (наибольшее число – в позднем маастрихте – см. рис. 7). Третий этап связан с отделением Западно-Сибирского моря от Арктического бассейна из-за образования сухопутной перемычки в середине лютета (см. рис. 6), которая постепенно расширялась в бартоне и в приабоне. Западно-Сибирское море превратилось в огромный залив-море (напоминающий Мексиканский галф), размеры которого последовательно сокращались к концу эоцена. Последствием этого явилась полная перестройка типа седиментации и микробиоты – преимущественно кремнистые фацции с богатейшими комплексами радиолярий и диатомей сменились терригенными с остракодами и редкими фораминиферами Среднеазиатско-Арало-Тургайского происхождения.

В позднемеловой–раннепалеогеновой истории широтной системы чередуются фазы полной ее открытости (поздний мел, ранний палеоцен и начало позднего палеоцена, ранний–средний лютет) и фазы редуции или закрытости данной системы (конец палеоцена, средний–поздний ипр, бартон–рюпель). Свободный обмен водными массами и биотами между западными и восточными морями Европейской области приводил к фациальной схожести и идентичности комплексов фораминифер и других фаунистических групп по всему водному пространству области. Наоборот, затруднение обмена водными массами и биотами приводило к различиям в седиментологических типах и комплексах фораминифер и другой фауны.

**Течения.** Обмен водными массами и палеобиогеографические связи между эпиконтинентальными бассейнами и окружавшими их океанами регулировались, видимо, поверхностными и донными течениями [Беньямовский, 2003].

На основе проанализированного материала можно наметить следующие течения.

1. Циркум-североевропейское течение, «обеспечивающее» связь биот вокруг североевропейской суши. Это течение возникло в позднем мелу и проявлялось в зеландии, когда комплексы фораминифер и моллюсков «шведского палеоцена» и «палеоцена Копенгагена» прослеживались по всему периметру этой суши.

2. Северное течение вдоль восточного склона Урала из Арктической области по вектору север–юг, «доставлявшее» бореальную водную массу и кремнистую биоту через Орский пролив вдоль Общего Сырта в моря Европейской провинции. Вероятный «продукт» этого течения – палеоценовые диатомиты Ульяновского Поволжья с комплексами диатомей и радиолярий, чрезвычайно близких по составу западносибирским.

3. Южное течение из Тетиса через Тургайский пролив по вектору юг–север, способствовавшее расселению планктонных и бентосных фораминифер тетического (перететического) происхождения.

4. Западное течение по вектору запад–восток, благодаря которому в позднемеловое время (монская фаза) тропические монские фораминиферы и конхилиофауна расселились от Атлантики до Таджикской депрессии.

5. Восточное течение по вектору восток–запад, способствовавшее передвижению фораминифер и других форм из восточных морей Европейской области в западные.

**Климатические флуктуации.** Анализ планктонных фораминифер позднего мела и палеогена Крымско-Кавказской и Европейской областей, а также Западно-Сибирской провинции позволил выявить несколько возрастных уровней с широким распространением тетическо-субтетических комплексов.

На рис. 8 показаны миграции тетическо-субтетических (крымско-кавказских) ВМ и комплексов планктонных фораминифер в Европейскую область и далее в Западно-Сибирскую провинцию. Появление таких комплексов в средних и высоких широтах скорее всего можно объяснить потеплениями, которые приводили к миграциям планктонных фораминифер в северном направлении.

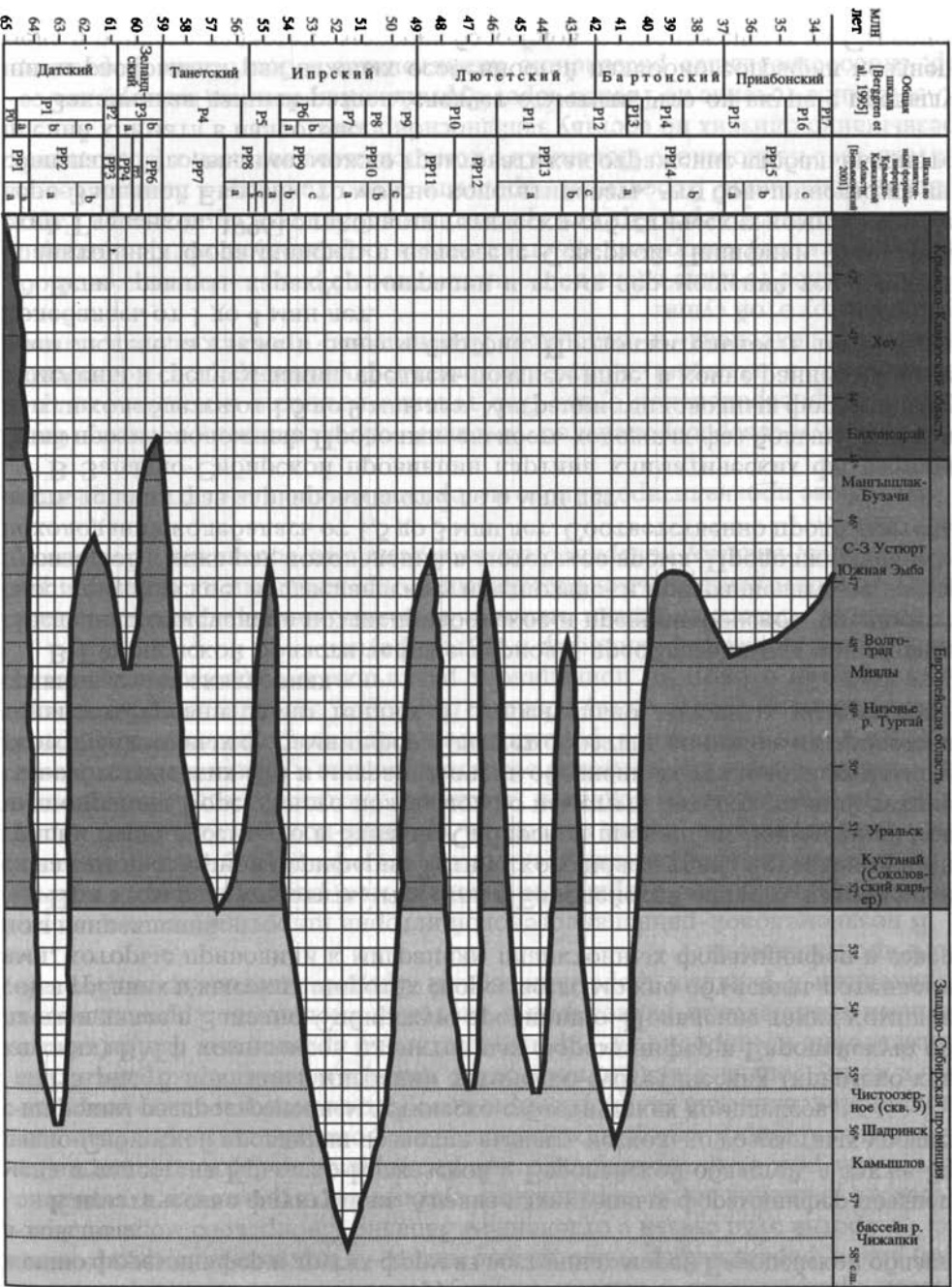
При этом надо отметить, что, если в Европейской области, находившейся на самой северной периферии Тетического пояса, таких потеплений и миграций было восемь, то в Западно-Сибирской провинции, занимавшей южные окраины Бореального пояса, можно наметить пять вторжений тетическо-субтетических ВМ и миграций очень обедненных теплопроводных комплексов планктонных фораминифер. Следует обратить внимание на продолжительность сравнительно теплых и относительно холодных интервалов в сравниваемых акваториях.

В Европейской области теплые периоды преобладали над холодными. Последние отмечены в позднеприабонское и предприабонское, предлютетское, предипрское, предзеландское, предпоздне- и предраннедатское время; произошел также ряд похолоданий в лютетское время. Продолжительность похолоданий колебалась от 1,5 до 3 млн лет. Соответственно продолжительность теплых фаз варьировала от 2 до 6 млн лет.

В Западно-Сибирской провинции картина климатических флуктуаций была противоположной. Продолжительность холодных фаз больше, чем теплых, и колеблется от 1,5 до 9 млн лет. Миграции теплопроводных фораминифер отмечены в среднем дании, среднем–позднем ипре, в конце раннего и в среднем лютете, а также в раннем бартоне. Продолжительность теплых фаз колебалась от 1 до 4 млн лет.

Если сравнить характер миграции и время перемещений теплопроводных планктонных фораминифер в палеогене Северной Пацифики [Беньямовский, Гладенков, 1996] с таковыми тетическо-субтетических комплексов Северо-Западной Евразии, то можно констатировать, что большинство из них совпадало. Это, видимо, можно трактовать как отражение глобальных потеплений климата в палеогене.

Заканчивая данный раздел, следует отметить, что он вкуче с предыдущими раскрывает ряд важных особенностей палеобиогеографии позднего мела и раннего палеогена морских бассейнов, расположенных на Северной периферии Тетиса, и дополняет некоторые палеобиогеографические детали, на которые ранее не обращалось внимание.



## ВЫВОДЫ

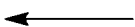
1. Охарактеризованные 20 рубежей экосистемных перестроек в сеномане–приабоне Северо-Восточного Перитетиса обозначают границы масштабных (даже глобальных) этапов развития абиотической среды и органического мира. Доказательством этого является показанная выше частая синхронность и схожесть многих геологических и биотических событий в эпиконтинентальных водоемах Северо-Западной Евразии и в других акваториях Мирового океана. Сходимость экосистемных перестроек в разных в геологическом и палеогеографическом отношении регионов значительно помогает корреляции стратиграфических схем.

2. Выявление ряда абиотических факторов, влиявших на динамику эволюции экосистем, находит прямое отражение в стратиграфических, палеогеографических и геологических построениях.

К этим факторам относились: 1) климатическо-астрономические циклы прецессии, наклонения эклиптики и эксцентриситета земной орбиты (циклы Миланковича); 2) эвстатические изменения уровня моря; 3) региональные, блоковые и эпейрогенические тектонические движения; 4) трансгрессивно-регрессивная цикличность; 5) вулканизм; 6) седиментологические и циклическо-ритмовые фациальные преобразования; 7) водные массы; 8) динамика развития проливов и внутренних морей-проливов, поверхностных и донных течений долготной и широтной ориентации, а также апвеллингов в процессах обмена водными массами и биотами различных бассейнов и разных батиметрических зон; 9) образование сухопутных барьеров и превращение открыто-сквозных внутренних морей-проливов в полуизолированные бассейны-заливы; 10) стагнационно-анаэробные процессы, резко менявшие условия осадконакопления и обитания; 11) температурные и климатические флуктуации.

3. Палеобиогеографические изменения – расширение или сужение ареалов сообществ, миграции, изменение палеобиогеографических связей, перемещение границ провинций, областей, поясов и возникновение экотонов – все это находится в органической связи с динамикой абиотических факторов.

4. Анализ ископаемых комплексов позволил наметить палеобиогеографическое районирование Северо-Западной Евразии для позднего мела и раннего палеогена (до олигоцена) по фораминиферам. По планктонным фораминиферам выделяются Тетический и Бореальный пояса. В пределах Северо-Западной Евразии в Тетическом поясе располагались бассейны Средиземноморской области с тетической (средиземноморской) водной массой, а также бассейны Крымско-Кавказской области с тетическо-субтетической ВМ и Европейской палеобиогеографической области с субтетической ВМ. Крымско-Кавказская и Европейская области, занимавшие периферию



**Рис. 8.** Миграции тетическо-субтетических (крымско-кавказских) водных масс (ВМ) и их комплексов планктонных фораминифер (заштриховано) в фазы вероятного потепления в северном направлении в Европейскую область и в Западно-Сибирскую провинцию

Тетического пояса, именуется в литературе как Северо-Восточный Перитетис. В Бореальном поясе размещался морской водоем Западно-Сибирской провинции Арктической области (с бореальной ВМ).

По бентосным фораминиферам в упомянутом регионе последовательно прослеживается ряд батиметрических зон – «этажей»: шельфовая, батиаль-абиссальная и переходная между ними (самая нижняя часть сублиторали и верхние части континентального склона). Каждая батиметрическая зона характеризовалась различными водными массами и экозонами бентосных фораминифер, комплексы которых отражали определенную гидрологическую обстановку.

Работа выполнена при финансовой поддержке проектов РФФИ (№№ 04-05-64424, 05-05-64910 и 05-05-65157) и РФФИ-JSPS (№ 05-05-66935ЯФ).

### ЛИТЕРАТУРА

- Айзеништадт Г.Е.-А., Колтыгин С.Н., Размыслова Е.И.* и др. Нефтегазоносные толщцы Прикаспийской впадины. Л., 1967. 311 с. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 253).
- Алабушева А.В.* О первой находке планктонных фораминифер в датских отложениях Хатырской впадины (Северо-Восток СССР) // ДАН СССР. 1989. Т. 308, № 6. С. 1462–1465.
- Алексеев А.С.* Массовые вымирания в фанерозое: Дис. д-ра геол.-минерал. наук. М., 1998. 76 с.
- Амитров О.В.* История гастропод палеогеновых морей запада Евразии. М.: Наука, 1993. 208 с.
- Амон Э.О.* К биостратиграфии пограничных отложений мела и палеогена в Среднем Урале // Ежегодник ИГиГ. УрО АН СССР, 1987. Свердловск, 1987. С. 23–24.
- Амон Э.О.* О границе мела и палеогена в Среднем и Южном Зауралье по данным стратиграфического распространения комплексов микрофауны // Проблемы стратиграфии Урала: Мезозой и кайнозой. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. С. 25–39.
- Амон Э.О.* Морские акватории Уральского региона в средне- и поздне меловое время // Геология и геофизика. 2001. Т. 43, № 3. С. 471–483.
- Архангельский А.Д.* Палеоценовые отложения Саратовского Поволжья и его фауна // Материалы для геологии России. 1905. Т. 22. С. 1–218.
- Атлас верхнемеловой фауны Северного Кавказа и Крыма. М.: Гостоптехиздат, 1959. 304 с.
- Ахлестина Е.Ф., Иванов А.В.* Модели кремненакопления в морских бассейнах Нижнего Поволжья // Изв. Саратов. ун-та. 2002. Т. 2, вып. 2. С. 91–95.
- Ахметьев М.А.* Наземная флора Северной Евразии на границе мела и палеогена // Бюл. МОИП. Отд. Геол. 1995. Т. 70, вып. 6. С. 65–78.
- Ахметьев М.А.* Климат земного шара в палеоцене и эоцене по данным палеоботаники // Климат в эпохи крупных биосферных перестроек. М.: Наука, 2004. С. 10–43. (Тр. ГИН РАН; Вып. 550).
- Ахметьев М.А., Александрова Г.Н., Амон Э.О.* и др. Биостратиграфия морского палеогена Западно-Сибирской плиты // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9, № 2. С. 30–57.
- Ахметьев М.А., Александрова Г.Н., Беньямовский В.Н.* и др. Новые данные по морскому палеогену юга Западно-Сибирской плиты. Ст. 1 // Там же. 2004. Т. 12, № 1. С. 67–93.
- Ахметьев М.А., Беньямовский В.Н.* Палеоцен и эоцен Российской части Западной Евразии: (биостратиграфия, седиментология, палеогеография и климат) // Там же. (в печати).
- Барбошкин Е.Ю.* Нижний мел Восточно-Европейской платформы и ее южного обрамления: (Стратиграфия, палеогеография, бореально-тетическая корреляция): Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 2001. 50 с.



- Беньямовский В.Н.* Стратиграфическая схема палеогена Прикаспийско-Мугоджарского региона: (Пример построения региональной стратиграфической схемы палеогена на палеогеографической основе) // Палеогеографическое обоснование стратиграфических построений. М.: Изд-во МГУ, 1994. С. 90–120.
- Беньямовский В.Н.* Обоснование детальной стратиграфической схемы нижнего палеогена Крымско-Кавказской области // Пути детализации стратиграфических схем и палеогеографических реконструкций. М.: ГЕОС, 2001. С. 210–223.
- Беньямовский В.Н.* Пролиты, водные массы, течения и палеобиогеографическое районирование морских бассейнов палеоцена Северо-Западной Евразии по фораминиферам // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2003. Т. 78, вып. 4. С. 57–78.
- Беньямовский В.Н.* Опыт использования фораминифер для палеобиогеографического районирования и установления факторов, определявших смену палеогеографии Северного Перитетиса и его обрамления в позднем мелу – раннем палеогене // Материалы Второй научно-практической конференции «Фанерозой Волго-Уральской, Прикаспийской и Северо-Кавказской провинций: стратиграфия, литология и палеонтология». Саратов, 2004. С. 15–20.
- Беньямовский В.Н., Ахметьев М.А., Алексеев А.С.* и др. Морской терминальный мел и палеоген южной части Западной Сибири // Там же. 2002. Т. 77, вып. 5. С. 28–50.
- Беньямовский В.Н., Васильева О.Н., Левина А.П., Пронин В.Г.* Палеоген Южного Зауралья. Ст. 1. Палеоген в южной части Тургайского прогиба // Изв. вузов. Геология и разведка. 1993, № 6. С. 22–36.
- Беньямовский В.Н., Васильева О.Н., Левина А.П., Пронин В.Г.* Палеоген Южного Зауралья. Ст. 2. Палеоген в центральной, северной частях Тургайского прогиба и Курганском Зауралье // Там же. 1995, № 2. С. 2–15.
- Беньямовский В.Н., Гладенков Ю.Б.* Климатические колебания и миграции палеобиоты в палеогене Северной Пацифики // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4, № 5. С. 66–82.
- Беньямовский В.Н., Копачевич Л.Ф.* Детальная схема зонального деления кампана–маастрихта Европейской палеобиогеографической области // Там же. 2001. Т. 9, № 6. С. 65–79.
- Беньямовский В.Н., Копачевич Л.Ф.* Комплексы фораминифер в коньяк-савтонских отложениях Мангышлака и русской платформы // Вопросы стратиграфии фанерозоя Поволжья и Прикаспия. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 2004. С. 193–208.
- Беньямовский В.Н., Левина А.П., Пронин В.Г., Табачникова И.П.* Палеоценовые отложения в Тургайском прогибе // Изв. вузов. Геология и разведка. 1989. № 10. С. 3–14.
- Беньямовский В.Н., Фрегатова Н.А., Спирина Л.В.* и др. Зоны планктонных и бентосных фораминифер в палеогене Восточной Камчатки // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 1. С. 100–113.
- Беньямовский В.Н., Шерба И.Г.* Палеобатиметрия и аноксия позднепалеоценового бассейна Большого Кавказа в свете новых микропалеонтологических данных // Докл. РАН. 1999. Т. 369, № 6. С. 790–794.
- Брагина Л.Г., Беньямовский В.Н., Застрожных А.С.* Радиолярии, фораминиферы и стратиграфия верхнемеловых отложений юго-востока Русской платформы (Правобережье Волгоградского Поволжья) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7, № 5. С. 84–93.
- Бугрова Э.М.* Фораминиферы эоцена юга СССР: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Л., 1988. 36 с.
- Бугрова Э.М.* Развитие и расселение фораминифер в посткризисную эпоху раннего палеогена // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7, № 2. С. 54–60.
- Бугрова Э.М.* Среднеэоценовое (кумское) событие, Северный Кавказ // Использование событийно-стратиграфических уровней для межрегиональных корреляций фанерозоя России. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. С. 97–99.
- Бугрова Э.М.* Фораминиферы и биогеография Крымского участка Перитетиса в раннем эоцене // Геология Крыма. СПб.: Изд-во СПб. ун-та, 2002. Вып. 2. С. 86–92.
- Бугрова Э.М.* Стратиграфическое и географическое распространение верхнеэоценовых фораминифер на северной окраине бассейна Тетис // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9, № 2. С. 92–104.

- Василенко Л.В.* Комплексы фораминифер из меловых отложений острова Белый (Карское море) // Стратиграфия и палеонтология Российской Арктики. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1997. С. 143–152.
- Веймарн А.Б., Найдин Д.П., Копаевич Л.Ф.* и др. Методы анализа глобальных катастрофических событий при детальном стратиграфическом исследовании. М.: Изд-во МГУ, 1998.
- Волков Ю.В., Найдин Д.П.* Вариации климатических зон и поверхностные океанические течения в меловом периоде // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1994. Т. 69, вып. 6. С. 103–123.
- Волобуева В.И., Гладенков Ю.Б., Беньямовский В.Н.* и др. Опорный разрез морского палеогена Севера Дальнего Востока (полуостров Ильпинский). Ч. 1. Стратиграфия. Магадан; СВКНИ ДВО РАН, 1994. 64 с.
- Гаврилов Ю.О., Музылев Н.Г.* К геохимии сапропелитовых прослоев в палеогеновых отложениях Центрального Кавказа // Литология и полез. ископаемые. 1991. № 6. С. 84–98.
- Гаврилов Ю.О., Щербинина Е.А.* Глобальное биосферное событие на границе палеоцена и эоцена // Современные проблемы геологии. М.: Наука, 2004. С. 493–503. (Труды ГИН; Вып. 565).
- Гладенков Ю.Б.* Зоны перехода от океанов к континентам: Опыт стратиграфических и палеоэкологических исследований // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 9. С. 11–34.
- Гладенков Ю.Б.* Биосферная стратиграфия: (Проблемы стратиграфии начала XXI века). М.: ГЕОС, 2004. 120 с.
- Гладенков Ю.Б., Шанцер А.Е.* Геологические события палеогена Камчатки // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1, № 1. С. 97–108.
- Глезер З.И.* Проблемы зональной стратиграфии эоцена по кремневому фитопланктону (на примере эоцена Прикаспийской впадины) // Там же. 1996. Т. 4, № 4. С. 83–94.
- Гольберт А.В., Маркова Л.Г., Полякова И.Д., Тесленко Ю.В.* Палеоландшафты Западной Сибири в юре, мелу и палеогене. М.: Наука, 1968. 152 с.
- Горбач Л.П.* Стратиграфия и фауна моллюсков раннего палеогена Крыма. М.: Недра, 1972. 152 с.
- Горбач Л.П., Шехоткин В.В.* Поверхностное окремнение в нижнем палеогене Крыма как показатель палеогеографической обстановки // ДАН СССР. 1979. Т. 249, № 5. С. 1173–1176.
- Давидзон Р.М., Крейденков Г.П., Салибаев Г.Х.* Стратиграфия палеогеновых отложений Таджикской депрессии и сопредельных территорий. Душанбе: Дониш, 1982. 150 с.
- Джалилов М.Р., Атабекян А.А., Корчагин О.А., Хакимов Ф.Х.* О крайнем восточном пункте находок поздне меловых белемнителлид в южных районах СССР // Докл. АН ТаджССР. 1986. Т. 29, № 10. С. 619–621.
- Жарков М.А., Мурдмаа И.О., Филатова Н.И.* Палеогеография коньяк-маастрихтского времени позднего мела // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6, № 3. С. 3–15.
- Железко В.И., Папулов Г.Н.* О находке зубов сантон-кампанских селажий в Южном Зауралье и возможности бореально-тетической корреляции // Ярусные и зональные шкалы бореального мезозоя. М.: Наука, 1989. С. 199–203.
- Жукова Е.А.* Стратиграфия меловых отложений Гиссарского хребта по фауне фораминифер. Ташкент, 1963. 127 с. (Тр. Ин-та геологии и разведки нефт. и газовых месторождений АН УзССР).
- Захаров В.А., Лебедева Н.К., Маринов В.А.* Биотические и абиотические события в позднем мелу Арктической биогеографической области // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 11. С. 1093–1103.
- Захаров В.А., Меледина С.В., Шурыгин Б.Н.* Палеобиохория юрских бореальных бассейнов // Там же. 2003. Т. 44, № 7. С. 664–675.
- Каплан А.А., Григалис А.А., Стрельникова Н.И., Гликман Л.С.* Стратиграфия и корреляция палеогеновых отложений юго-запада Прибалтики // Сов. геология. 1977. № 4. С. 30–43.
- Каханова Л.П., Яркин В.И.* Новые данные к установлению палеоценовых образований Средней Азии // ДАН СССР. 1966. Т. 167, № 6. С. 1334–1357.
- Кисельман Э.Н.* Расчленение верхнесенонских отложений Западно-Сибирской низменности по фораминиферам (верхняя часть верхнего кампана, маастрихт) // Материалы по стратиграфии и палеонтологии Сибири. Новосибирск: Наука, 1969. С. 163–175. (Тр. СНИИГГѳМС; Вып. 8).

- Кисельман Э.Н. Комплексы фораминифер палеогеновых отложений Западной Сибири // Палеоген и неоген Сибири: (Палеонтология и стратиграфия). Новосибирск: Наука, 1978. С. 41–51.
- Козлова Г.Э. Радиолярии палеогена бореальной области России. СПб.: Наука, 1999. 323 с.
- Коненкова И.Д. Комплекс фораминифер нижнепалеоценовых отложений Восточного Причерноморья // Палеонтол. сб. 1977. № 14. С. 33–38.
- Коненкова И.Д., Шеремета В.Г. Фораминиферы и остракоды из нижнепалеоценовых отложений Северо-Восточного Причерноморья // Там же. 1968. № 5, вып. 2. С. 63–66.
- Короновский Н.В., Ломидзе М.Г., Гуцин А.И. и др. Главные события в тектонической эволюции Кавказского сегмента Средиземноморского складчатого пояса // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1997. № 4. С. 5–12.
- Кузнецова К.И., Корчагин О.А. Глобальная экспансия планктонных фораминифер: триас, юра, мел // Климат в эпохи крупных биосферных перестроек. М.: Наука, 2004. С. 124–148. (Тр. ГИН РАН; Вып. 550).
- Липман Р.А., Хохлова И.А. Микрофаунистическая характеристика верхнемеловых и палеогеновых отложений Северного Приаралья // Тр. ВСЕГЕИ. 1964. Т. 93. С. 181–190.
- Макулбеков Н.М. Палеогеновые флоры Западного Казахстана и Нижнего Поволжья. Алма-Ата: Наука АН КазССР, 1977. 253 с.
- Макулбеков Н.М. Палеоценовые и эоценовые флоры Центральной Евразии: Автореф. дис. ... д-ра геол. минерал. наук. М., 1997. 67 с.
- Маринов В.А. Влияние газового режима на динамику количественного разнообразия и сохранность бентосных фораминифер в разрезе турона–коньяка Приполярного Зауралья // Биостратиграфия и микроорганизмы фанерозоя Евразии. М.: ГЕОС, 1997. С. 158–164.
- Маринов В.А. Фациальные комплексы фораминифер и обстановки диагенеза поздне меловых отложений Западной Сибири // Актуальные вопросы геологии и географии Сибири. Томск, 1998. Т. 1. С. 265–268.
- Маслакова Н.И. Глоботрунканиды юга Европейской части СССР. М.: Наука, 1978. 166 с.
- Маслакова Н.И., Нгуен Ван Нгок. Распространение бентосных фораминифер в пограничных отложениях мела и палеогена Юго-Западного Крыма // Развитие и смена органического мира на рубеже мезозоя и кайнозоя. М.: Наука, 1975. С. 7–14.
- Маслун Н.В. Агглютинирующие фораминиферы нижнетретичных отложений внутренней зоны Предкарпатского прогиба и их значение для выяснения условий осадкообразования. Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Киев, 1973. 26 с.
- Меннер В.В. Пространственное значение стратиграфических подразделений // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1971. Т. 46, вып. 2. С. 9–16.
- Меннер В.В. Задачи стратиграфии и палеогеографические методы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 12. С. 20–29.
- Музылев Н.Г., Беньямовский В.Н., Гаврилов Ю.О. и др. Палеонтологическая и геохимическая характеристики верхнепалеоценового сапропеля Центрального Предкавказья // Вопр. микропалеонтологии. 1996. Вып. 31. С. 37–43.
- Музылев Н.Г., Беньямовский В.Н., Табачникова И.П. Сапропелевые прослои в нижнепалеогеновых отложениях юга СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 11. С. 117–119.
- Мусатов В.А., Музылев Н.Г., Ступин С.И. Палеоценовые отложения Поволжья и Северного Прикаспия: Новые данные, событийный подход // Вопросы стратиграфии фанерозоя Поволжья и Прикаспия. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та. 2004. С. 226–257.
- Мятлюк Е.В. Фораминиферы флишевых отложений Восточных Карпат: (мел–палеоген). Л., 1970. 360 с. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 282).
- Найдин Д.П. О соотношении биостратиграфических и палеобиогеографических подразделений низшего ранга // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1973. Т. 48, вып. 6. С. 50–63.
- Найдин Д.П. Поздне меловые события на востоке Европейской палеобиогеографической области. Ст. 2. События рубежей сеноман/турон и маастрихт/даний // Там же. 1993. Т. 48, вып. 3. С. 33–53.
- Найдин Д.П. Эвстазия и эпиконтинентальные моря Восточно-Европейской платформы. Ст. 2. Верхнемеловые секвенции платформы // Там же. 1995. Т. 70, вып. 2. С. 49–65.

- Найдин Д.П.* Границы ярусов меловой системы: Международный симпозиум (Брюссель, 1995) // Там же. 1996. Т. 71, вып. 4. С. 41–55.
- Найдин Д.П.* Меридиональные связи позднемеловой морской биоты Северного полушария // Тихоокеан. геология. 2001. Т. 20, № 1. С. 8–14.
- Найдин Д.П.* Тургайский пролив в системе меридионального соединения позднемеловых морей Северного полушария // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2003. Т. 78, вып. 4. С. 24–34.
- Найдин Д.П.* Пара известняк–мергель ритмичной карбонатной толщи сеномана Крыма – показатель различных палеогеографических режимов полуциклов прецессии // Изв. вузов. Геология и разведка. 2004. № 1. С. 12–16.
- Найдин Д.П., Беньямовский В.Н.* Разрез палеогена Сувлукая (Крым) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2, № 3. С. 75–86.
- Найдин Д.П., Беньямовский В.Н., Копяевич Л.Ф.* Методы изучения трансгрессий и регрессий. М.: Изд-во МГУ, 1984. 162 с.
- Олферьев А.Г., Вишневская В.С., Казинцова Л.И.* и др. Новые данные о верхнемеловых отложениях Подмосковья // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8, № 3. С. 64–82.
- Орешкина Т.В., Алексеев А.С., Смирнова С.Б.* Мел-палеогеновые отложения Полярного Предуралья: Биостратиграфические и палеогеографические аспекты // Урал: Фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. М.: Наука, 1998. С. 183–192. (Тр. ГИН РАН; Вып. 500).
- Папулов Г.Н.* Меловые отложения Урала. М.: Наука, 1974. 202 с.
- Переушов Е.М.* Позднемеловые вентрикулитидные губки Поволжья // Тр. НИИ геологии Саратов. ун-та. Н.С. 1998. Т. 2. С. 1–162.
- Подобина В.М.* Фораминиферы верхнего мела и палеогена Западно-Сибирской низменности, их значение для стратиграфии. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1975. 270 с.
- Подобина В.М.* Новые данные по биостратиграфии палеоцена Западной Сибири // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1990. Т. 65, вып. 5. С. 61–67.
- Подобина В.М.* Фораминиферы и биостратиграфия палеогена Западной Сибири. Томск: Изд-во Научн.-техн. лит., 1998. 338 с.
- Подобина В.М.* Биостратиграфия и биогеография сеномана–сантона Западной Сибири, Западной Канады и Северной Аляски (на основании фораминифер) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2000. Т. 75, вып. 4. С. 31–38.
- Пояркова З.Н.* Двустворка (тригонииды) // Верхнемеловые отложения Южного Зауралья (район Верхнего Притоболья). Свердловск: УрО АН СССР, 1990. С. 106–114.
- Радионова Э.П., Васильева О.Н., Козлова Г.Э.* и др. Биотические события при переходе от палеоцена к эоцену в Западной Сибири и Северном Тургае: Свидетельства по кремниевому и органикостенному планктону // Тез. докл. 50-й сес. ВПО. СПб., 2004. С. 108–110.
- Радионова Э.П., Орешкина Т.В., Хохлова И.Е., Беньямовский В.Н.* Эоценовые отложения северо-восточного борта ДДВ: (Зональная стратиграфия и циклический анализ) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2, № 6. С. 85–105.
- Сакс В.Н., Басов В.А., Дагис А.А.* и др. Палеозоогеография бореального пояса в юре и неокоме // Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск, 1971. С. 179–211.
- Стрельникова Н.И.* Палеогеновые диатомовые водоросли. СПб., 1992. 308 с.
- Тур Н.А., Казинцова Л.И.* Новые данные по биостратиграфии маастрихтских отложений Мордовии: Фораминиферы, радиолярии // Меловая система России: Проблемы стратиграфии и палеогеографии: Тез. докл. СПб., 2004. С. 77.
- Умова Л.А., Цацур Г.И., Шатров В.П.* Палеогеография восточного склона Урала и Зауралья в меловое и палеоценовое время. Свердловск: УФ АН СССР, 1968. 83 с.
- Унифицированные региональные стратиграфические схемы неогеновых и палеогеновых отложений Западно-Сибирской равнины. Новосибирск: СНИИГиМС, 2001. 64 с.
- Фораминиферы меловых и палеогеновых отложений Западно-Сибирской низменности / Под ред. Н.Н. Субботиной. Л., 1964. 455 с. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 234).
- Хоментовский О.В., Захаров В.А., Лебедева Н.К., Воробьева О.И.* Граница сантона и кампана на севере Сибири // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 4. С. 512–529.
- Шацкий С.Б.* Основные вопросы стратиграфии и палеогеографии палеогена Сибири // Палеоген и неоген Сибири: (Палеонтология и стратиграфия). Новосибирск, 1978. С. 3–21.

- Шуцкая Е.К. Фораминиферы верхних слоев «датско-монских» известняков Юго-Западного Крыма // Тр. ВНИГНИ. 1958. Вып. 9. С. 197–211.
- Шуцкая Е.К. Стратиграфия, фораминиферы и палеогеография нижнего палеогена Крыма, Предкавказья и западной части Средней Азии // Там же. 1970. Вып. 70. С. 1–255.
- Юферев О.В. Палеобиогеографические пояса и подразделения ярусной шкалы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1969. № 5. С. 77–84.
- Языкова Е.А. Сантон-кампанское событие // Использование событийно-стратиграфических уровней для межрегиональных корреляций фанерозоя России. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. С. 69–71.
- Ярцева М.В. К вопросу о возрасте «датско-монских» известняков Юго-Западного Крыма // Вопр. микропалеонтологии. 1966. Вып. 10. С. 248–154.
- Alekseev A.S., Kopaevich L.F., Ovechkina M.N., Olfieriev A.G. Maastrichtian and Lower Palaeocene of Northern Saratov Region // Bull. Inst. Roy. Sci. Natur. Belg. 1999. Vol. 69, suppl. A. P. 15–46.
- Barron J.A., Baldauf J.G., Barrera E. et al. Biochronological and magnetostratigraphic synthesis of Leg 119 sediments from the Kerguelen Plateau and Prydz Bay, Colledge Antarctica // Proc. Ocean Drilling Program. Sci. Results. 1991. Vol. 119. P. 813–847.
- Barron J.A., Larsen B., Baldauf J.G. Evidence for Late Eocene to Early Oligocene Antarctic glaciation and observations on Late Neogene glacial history of Antarctica: Results from Leg 119 // Ibid. 1991. Vol. 119: Texas P. 869–891.
- Barron J.A. Diatom biostratigraphy of the CESAR 6 cor // Geol. Surv. Canada Pap. 1985. N 84–22. P. 137–148.
- Beniamovski V.N. Dynamics of development of benthic Paleocene-Early Eocene foraminifera faunas of the European paleobiogeographic area (EPA) // Strata. Ser. 1. 1998. Vol. 9. P. 29–32.
- Beniamovski V.N., Alekseev A.S., Ovechkina M.N., Oberhänsli H. Middle to Upper Eocene dysoxic-anoxic Kuma Formation (northeast Peri-Tethys): Biostratigraphy and paleoenvironments // Causes and consequences of globally warm climates in the Early Paleogene. Boulder (Color.): Geol. Soc. of Amer., 2003. P. 95–112. (Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. N 369).
- Beniamovski V.N., Kopaevich L.F. Late Cretaceous paleobiogeography and migrations of Foraminifera in Western Eurasia // Aspects of Cretaceous stratigraphy and palaeobiogeography: Proc. of the 6<sup>th</sup> Intern. Cretaceous symp., Vienna, 2000. Vienna, 2002a. P. 61–78. Vienna, Oesterr. Akad. Wiss. Schriftenr. Erdwiss. Kommiss.; Bd. 15).
- Beniamovski V.N., Kopaevich L.F. Late Santonian-Maastrichtian paleobiogeography of the Peri-Tethyan basins of Europe // Tethyan/Boreal cretaceous correlation. Bratislava, 2002b. P. 173–185.
- Berggren W.A., Aubert J. Paleocene benthonic foraminiferal biostratigraphy, paleobiogeography and paleoecology of Atlantic-Tethyan regions: Midway-type fauna // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1975. Vol. 18. P. 73–192.
- Berggren W.A., Kent D.V., Switsher C.C., III, Aubry M.-P. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy: Geochronology, time scale and global stratigraphy correlation // SEMP Spec. Publ. 1995. N 54. P. 129–212.
- Caron M. Cretaceous planktic foraminifera // Plankton stratigraphy. Cambridge: Cambridge Univ. press, 1985. P. 17–85.
- Gale A.S., Montgomery P., Kennedy W.J. et al. Definition and global correlation of the Santonian–Campanian boundary // Terra Nova. 1995. Vol. 7. P. 611–622.
- Gavrilov Yu.O., Shcherbinina E.A., Muzylöv N.G. A Paleogene sequence in central North Caucasus: A response to paleoenvironmental changes // Geol. fören. Stockholm förhandl. 2000. Vol. 122. P. 51–53.
- Grandstein F.M., Berggren W.A. Flysch-type agglutinated foraminifera and the Maastrichtian to Paleocene history of the Labradore and North Sea // Mar. Micropaleontol. 1981. Vol. 6. P. 211–268.
- Hancock J.M. Sea-level changes in the British region during the Late Cretaceous // Geol. Soc. Spec. Publ. 1992. Vol. 70. P. 241–256.
- Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic // Science. 1987. Vol. 235, N 4793. P. 1156–1166.
- Hart M.B. Climatic modeling in the Cretaceous using the distribution of planktonic Foraminifera // Climates: Past and present. London, 2000. P. 3–41. (Geol. Soc. London Spec. Publ.; Vol. 181).

- Iakovleva A.I., Orechkina T.V., Alekseev A.S., Rousseau D.-D.* A new Paleocene micropaleontological and palaeogeographical data in the Petchora Depression, northeastern European Russia // C.R. Acad. sci. Sci. Terre et Planets. 2000. Vol. 330. P. 485–491.
- Kaasschieter J.P.* Foraminifera of the Eocene of Belgium // Mem. Inst. Roy. Sci. Natur. Belg. 1961. Vol. 147. 271 p.
- Kaiho K.* A low extinction rate of intermediate-water benthic foraminifera at the Cretaceous/Tertiary boundary // Mar. Micropaleontol. 1992. Vol. 18. P. 229–259.
- Kaiho K.* Benthic foraminiferal dissolved-oxygen index and dissolved-oxygen levels in the modern ocean // Geology. 1994. Vol. 22. P. 719–722.
- Kuhnt W., Kaminski M.* Changes in community structure of deep water agglutinated foraminifera across the K/T boundary in the Basque basin (Northern Spain) // Rev. Esp. Micropaleontol. 1999. Vol. 31, N 3. P. 387–392.
- Kuhnt W., Kaminski M., Moullade M.* Late Cretaceous deep-water agglutinated foraminiferal assemblages from the North Atlantic and its marginal seas // Geol. Rdsch. 1989. Bd. 78, N 3. S. 1121–1140.
- Kopaevich L., Kuzmicheva T.* The Cenomanian-Turonian boundary in southwestern Crimea, Ukraine: Foraminifera and palaeogeographic implications // Aspects of Cretaceous stratigraphy and palaeobiogeography: Proc. of the 6th Intern. Cretaceous symp., Vienna, 2000. Vienna, 2002. P. 129–150. (Oesterr. Akad. Wiss. Schriftenr. Erdwiss. Kommiss.; Bd. 15).
- Marinkovich L., Brouwers E.M., Hopkins D.M., McKenna M.C.* Late Mesozoic and Cenozoic paleogeographic and paleoclimatic history of the Arctic Ocean Basin, based on shallow-water faunas and terrestrial vertebrates // Geol. North. Amer. 1900. Vol. 50. P. 403–426.
- Nikishin A.M., Ziegler P.A., Panov D.I. et al.* Mesozoic and Cenozoic evolution of the Scythian Platform-Black Sea-Caucasus domain // Mém. Mus. Nat. Hist. Nature. 2001. Vol. 186. P. 295–436.
- Oberhaensli H., Beniamovski V.N.* Dysoxic bottom water events in the peri-Tethys during the late Ypresian: A result of changes in the evaporation/precipitation balance in adjacent continental regions // Geol. fören. Stockholm förhandl. 2000. Vol. 122. P. 121–123.
- Olsson R.K., Hemleben C., Berggren W.A., Huber B.T. (ed.)* Atlas of paleocene planktonic foraminifera. Wash. (D.C.), 1999. 252 p. (Smithsonian Contrib. Paleontol; N 85).
- Olszewska B.* Interpretacja paleoekologiczna otowornic credy – paleogenu polskich karpac zewnetrznych // Bull. Inst. Geol. 1984. T. 346. S. 7–62.
- Pardo A., Adatte T., Keller G., Oberhänsli H.* Palaeoenvironmental changes across the Cretaceous–Tertiary boundary at Koshak, Kazakhstan, based on planktic foraminifera and clay mineralogy // Palaeogeogr. Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1999. Vol. 154, N 3. P. 247–273.
- Požaryska K., Szczuchura J.* Foraminifera from the Paleocene of Poland, their ecological and biostratigraphical meaning // Palaentol. Pol. 1968. N 20. P. 1–107.
- Požaryska K., Szczuchura J.* On some warm-water foraminifera from the Polish montian // Acta palaeontol. pol. 1970. Vol. 15, N 1. P. 95–108.
- Radionova E.P., Beniamovski V.N., Iakovleva A.I. et al.* Early Paleogene transgressions: Stratigraphical and sedimentological evidence from the Northern Peri-Tethys // Causes and consequences of globally warm climates in the Early Paleogene. Boulder (Color.): Geol. Soc. of Amer. 2003. P. 239–261. (Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.; N 369).
- Shcherbinina E.A.* Middle Eocene nannofossils and geological events of the northeastern peri-Tethys // Geol. fören. Stockholm. förhandl. 2000. Vol. 122. P. 143–145.
- Shcherbinina E., Gavrilov Y.* Sedimentary cycles of different orders in the paleocene/Early Eocene sequence of the North Caucasus (South Russia) // Symp. on the Paleogene preparing for Modern life and climate, Aug. 25–30, 2003, Leuven, Belgium: Abstract. Leuven, 2003. P. 64.
- Speijer R.P.* Extinction and recovery patterns in benthic foraminifera. Utrecht: Fac. Aardwetenschappen Univ., 1994. 191 p.) (Geol. Ultraiectina; N 124).
- Szczuchura J., Pożaryska K.* The montian warm-water foraminifera in the meridional province of Europe // Acta palaeontol. pol. 1971. Vol. 16, N 4. P. 345–368.
- The Northwest European Tertiary Basin / Compl. by R. Vinken. Hannover, 1988. 508 p. (Geol. Jb. A.; Bd. 100).
- Van Morkhoven F.P.C.M., Berggren W.A., Edwards A.S.* Cenozoic cosmopolitan deep-water benthic foraminifera // Bull. Centr. Rech. Explor.-Product. Elf-Aquitane. 1986. N 11. P. 1–421.

**БИОГЕОГРАФИЯ ВОСТОЧНОГО ПАРАТЕТИСА  
В НЕОГЕНЕ ПО МОЛЛЮСКАМ**

Рассмотрена история биохорий Восточного Паратетиса в миоцене–плиоцене. При преимущественно широких палеогеографических связях первой половины миоцена Паратетис заселялся морской фауной и входил в зоогеографическую систему Средиземноморья. Замыкание и нарушение гидрологического режима бассейнов Восточного Паратетиса приводили к формированию эндемичной фауны и обособлению биохорий высокого ранга, которые разрушались при последующих изменениях экологии. Так, четыре раза – в караганское, сарматское, позднемэотическое время и в акчагыле – формировались высокоэндемичные фауны, позволяющие выделять подобласти, а в конце миоцена – плиоцене – Паратетисная зоогеографическая область со специфичной фауной двустворчатых моллюсков и гастропод.

**S.V. Popov, L.A. Neveeskaja, I.A. Goncharova, L.B. Pijina**

**EASTERN PARATETHYS BIOGEOGRAPHY  
DURING NEOGENE BASED ON MOLLUSKS**

History of the Eastern Paratethys biogeographic units is discussed. Paratethys was inhabited by marine fauna and included in the Mediterranean zoogeographic system as a result of mainly open paleogeographic connections during first half of the Miocene. Changing of hydrological regime and closing of the Eastern Paratethys led to growing up of endemism rate and forming of high-level biogeographic units, which were destroyed by next environmental replacements. Mollusk faunas of subregion rank were formed four time during the Neogene – in the Karaganian, Sarmatian, Upper Maeotian, and Akchagilian. The Paratethyan Zoogeographic Region with specific bivalve and gastropod composition was arised in the Late Miocene and Pliocene.

**ВВЕДЕНИЕ**

В раннем палеогене на северной окраине Тетиса существовали унаследованные от мезозоя окраинные моря: Альпийско-Карпатское и Кавказско-Копетдагское, шельфовые окраины которых в начале кайнозоя покрывали огромные пространства юга Восточно-Европейской платформы, Скифской и Туранской плит, а также областей новейшего орогенеза Средней Азии и Северо-Западного Китая. С конца эоцена эта система водоемов отделилась от Тетиса поднятиями Альпийского складчатого пояса и с олигоцена получила название Паратетис. Резкие изменения палеогеографических связей и гидрологии этих бассейнов континентальной окраины в неогене приводили к вымиранию полигалинных групп, периодическому разрушению стабильной структуры богатых морских сообществ и быстрой смене их на резко обедненные, «недонасыщенные» ассоциации бассейнов с редуцированной соленостью (рис. 1), в которых многие экологические ниши оставались

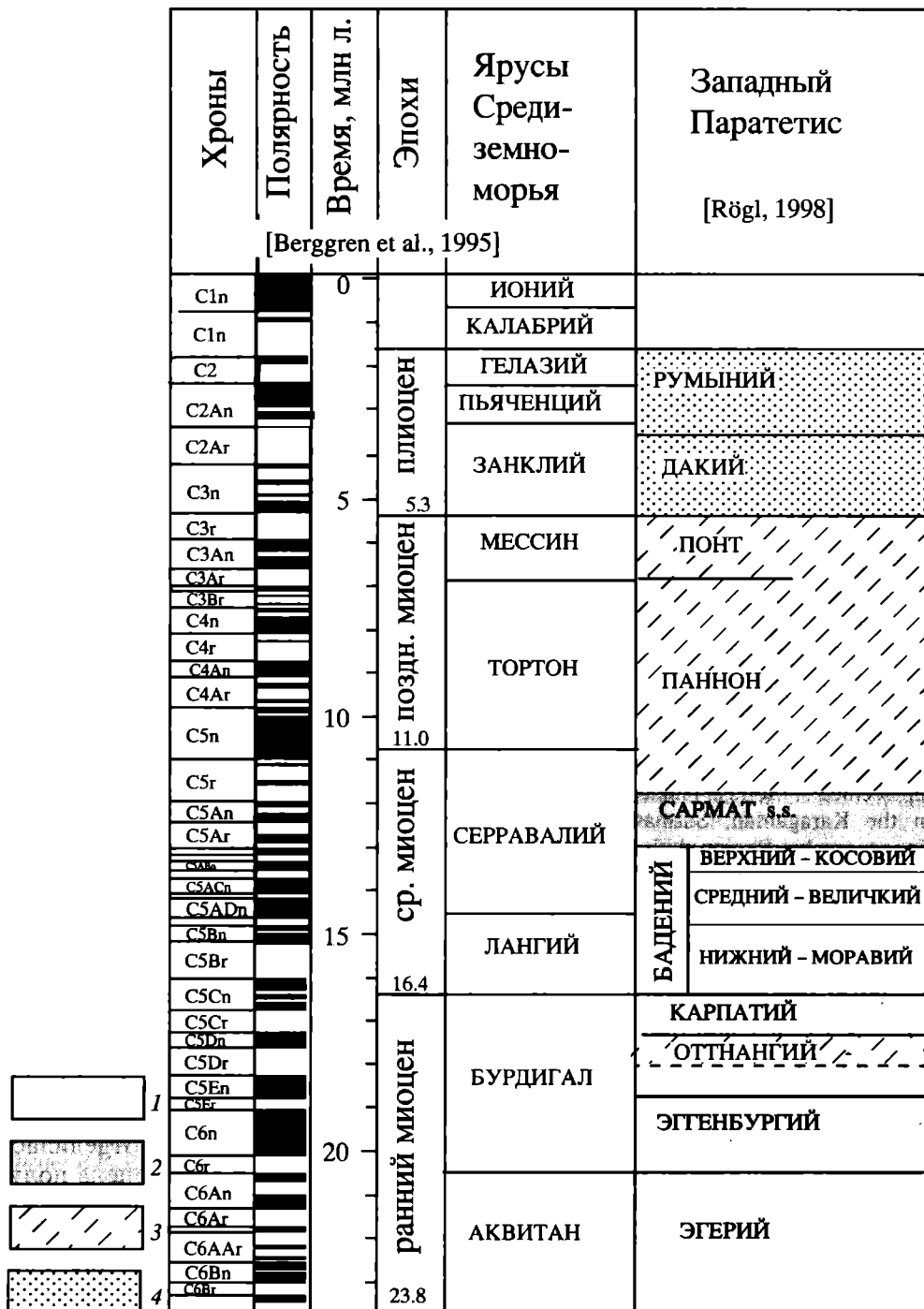


Рис. 1. Стратиграфическая схема неогена Паратетиса

1-4 — типы бассейнов: 1 — морские, 2 — полуморские, 3 — солоноватоводные, 4 — континентальные



Восточный Паратетис			Зоны по планктонным фораминиф.	Зоны по нанопланктону	Зоны по млекопитающим [Steinger, 1999]	
Дакийский [Snel, Marunteanu, Meulenkamp, 2001]	Эвксинский ([Невесская и др., 1986], Trubikhin in: [Pontien, 1989])	Каспийский				
			1.8	PT1	NN20-21 MN18	
РУМЫНИИ	КУЯЛЬНИК	АКЧАГЫЛ	3.4	PL6	NN18	
				PL5	NN16b-17	
4.4	КИММЕРИИ	БАЛАХАН	5.3	PL3-4	NN16a	
ДАКИЙ				PL2	NN14-15	
ПОНТ	БОСФОР + ПОРТАФЕР	БАБАДЖАН	6.1	M14	NN13	
					НОВОРОССИЙСКИЕ СЛОИ	NN12
МЭОТИС	ВЕРХНИЙ	<i>Congerina novorossica</i>	M13	b	NN11	
	НИЖНИЙ	<i>Dosinia maeotica</i>			NN10	
САРМАТ s.l.	ВЕРХНИЙ - ХЕРСОН	<i>M. bulgarica</i> <i>Maetra caspia</i> <i>Maetra balcica</i>	M12 (N15)	a	NN9b	
	СРЕДНИЙ - БЕССАРАБ	<i>Plicatiformes fitoni</i> <i>Maetra vitaliana</i>			<i>Criptomactra pesanseriis</i>	NN9a/b
	НИЖНИЙ - ВОЛЫН	<i>Maetra eichwaldi</i>			<i>Abra reflexa</i>	NN7-8
						MN8-7
КОНКА			M7 (N10)		NN6	
КАРАГАН					<i>Spaniodontella gentilis</i>	MN6
ЧОКРАК			M6 (N9) M5 (N8)		NN5	
ТАРХАН					MN5	
КОЦАХУР			M4 (N7)		NN4	
САКАРАУЛ			M3 (N6)		NN3	
В. КАВКАЗИЙ =			M2 (N5)		MN3	
= КАРАДЖАЛГА					M1 (N4)	b
				a	NN1	
					MN1	

свободными. В таких условиях некоторые группы моллюсков («прогрессивные эврибионты», по терминологии Р.Л. Мерклина, – кардииды, мактриды, трохиды, риссоиды, потамидиды и др.) – давали мощные всплески формообразования с появлением морфологических признаков и экологических адаптаций, не свойственных их морским предкам. Из таких бассейнов описаны сотни эндемичных видов, десятки родов, эндемичные семейства и подсемейства двустворок и гастропод. С биогеографической точки зрения такие резкие преобразования фауны приводили к быстрому обособлению биохорий высокого ранга: провинций, подобластей и областей, характеризовавшихся большой долей эндемиков. Своеобразная картина столь быстрой смены биогеографических подразделений во времени является результатом уникального природного эксперимента, приведившего к быстрым эволюционным преобразованиям и смене сообществ моллюсков в условиях периодического снятия пресса конкурентов, многократно повторенного в истории Земли.

### МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Основные концепции морской биогеографии начали разрабатываться именно на шельфовой бентосной фауне еще в середине прошлого века. Причем уже в наиболее ранних работах (Dana, 1853 и Forbes, 1856, цит. по: [Морская биогеография, 1982]) четко разграничивались фаунистический и зонально-биогеографический подходы, что далеко не всегда присутствует в работах современных авторов. Выделяется два основных аспекта изучения закономерностей размещения биоты: зависимость от широтно-климатической зональности и анализ собственно сходства–различия фаун, которое, наряду с температурой, определяется гидрологией, наличием преград, течений, биотическими взаимоотношениями и т.д. Эти два подхода являются основными и в палеобиогеографии, но для неогеновых бассейнов Паратетиса имеют свою специфику.

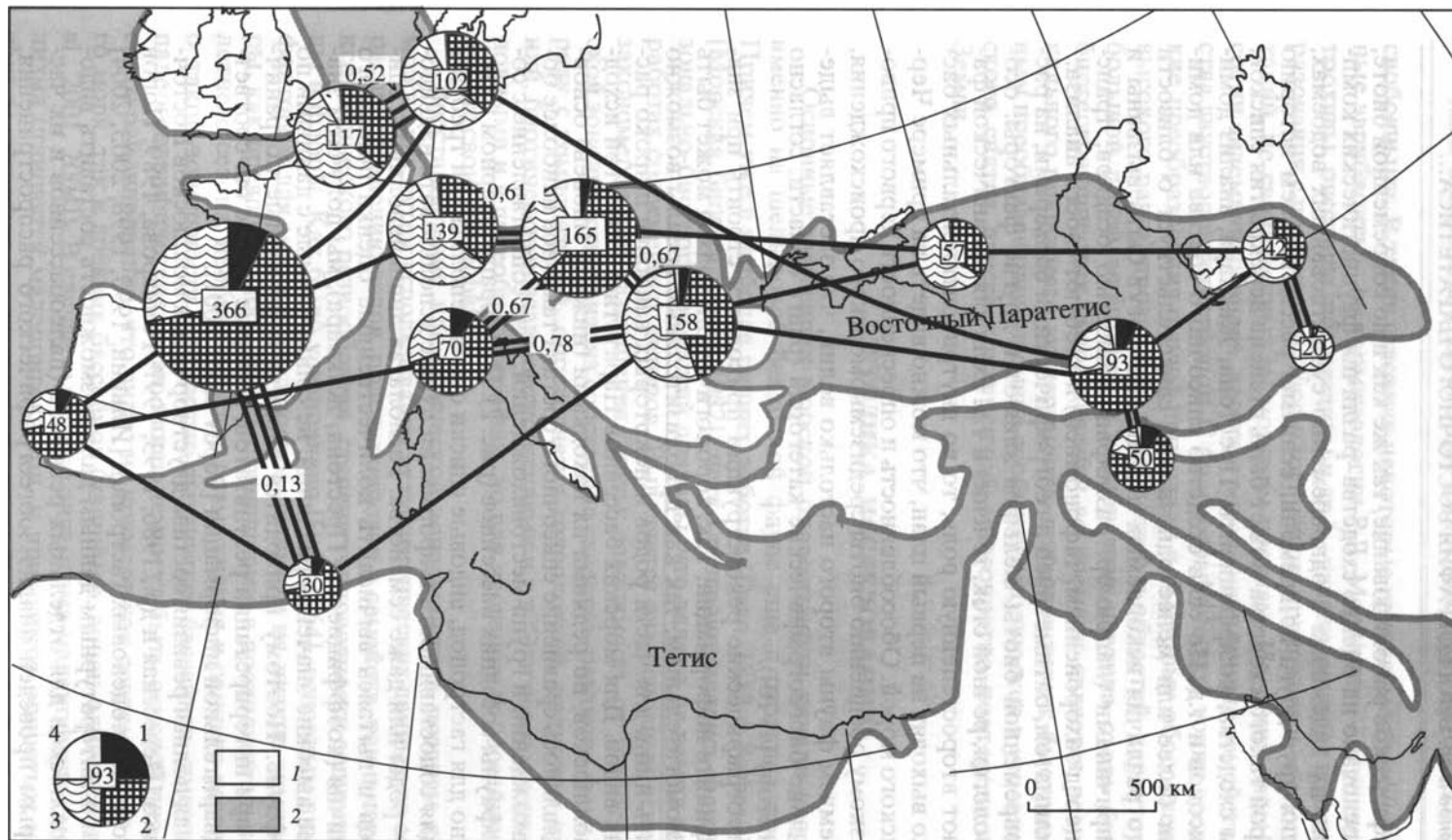
Восстановление климатической зональности в позднем кайнозое возможно как путем использования актуалистических данных по современному распространению видов, родов, подродов и семейств, так и через анализ таксономического разнообразия, степени тепловодности сопутствующей фауны и флоры. Как было установлено [Hall, 1964], основным лимитирующим фактором для морских моллюсков являются не низкие зимние температуры, как предполагалось предшественниками, а продолжительность теплого летнего сезона, необходимая для размножения и раннего развития. Данные о такой зональности в широтно-вытянутых бассейнах, имевших сложные палеогеографические связи, никак не могут быть основой для фаунистического районирования, что видно на примере как современного Средиземного моря, так и древних бассейнов (например, эоцен-олигоценых [Rorov et al., 2001, 2004]). В случае высокого эндемизма малакофауны методы актуализма становятся малопригодными, и приходится опираться на данные по другим группам.

Биогеографическое районирование, так же как и по современной биоте, должно быть основано на оценке сходства–различия фаунистических комплексов, степени их эндемизма в одновременно существовавших водоемах, либо сменявших друг друга во времени, если мы рассматриваем историю биохорий. Мерой такого сходства может быть степень перекрытия списков, дендрограммы сходства, коэффициенты Престона, Жаккара, анализ доминирования таксонов и т.д. Но если сходство списочного состава или доминантных групп более или менее однозначно свидетельствует о близости комплексов, то различия ископаемых ассоциаций могут быть вызваны и вторичными причинами (например, разнофациальностью осадков, транспортировкой перед захоронением, тафономией) и требуют своего анализа.

Наряду с климатом, батиметрией и географическими барьерами, на распределение современной биоты шельфов влияют и другие факторы: особенности гидрологии, речной сток, течения и т.д. Если для океанической фауны они играют второстепенную роль, то во внутриконтинентальных бассейнах нередко выходят на первый план, что можно видеть на примере Черного и Каспийского морей. Обособленность и опресненность первого приводит лишь к резкому обеднению биоты средиземноморского происхождения, тогда как эндемизм фауны второго настолько велик, что заставляет выделять здесь высшие биогеографические категории (ранга области, согласно Я.И. Старобогатову [1970]).

Палеобиогеографические реконструкции приходится строить при значительном дефиците информации. Так, хронологический подход может быть здесь лишь вспомогательным, так как приблизительные ареалы возможно восстанавливать лишь для части родов и некоторых наиболее широко распространенных видов. Для морских бассейнов Паратетиса с богатой исходной фауной моллюсков, но редкими их находками (нижний миоцен) основным методом являлось сравнение списочного состава таксонов наиболее богатых местонахождений и групп местонахождений, и их сопоставление с составом малакофауны соседних бассейнов (рис. 2). При фрагментарном материале, особенно для гастропод, видовые списки столь неполны или требуют ревизии, что для сопоставимости информации лучше использовать надвидовые таксоны – роды или даже семейства. Располагая лишь неполными списками таксонов и пытаясь вычислить количественные оценки попарного сходства–различия (коэффициенты Престона, Жаккара), мы получаем значительно более высокие значения различий, не сопоставимые с данными по современной фауне. Поэтому приходится вводить собственные пограничные значения при интерпретации результатов, которые лучше бы соответствовали предварительной информации [Popov et al., 2001].

Проведенная полная ревизия состава двустворчатых моллюсков Восточного Паратетиса [Невесская и др., 1986, 1993, 1997; Гончарова, 1989; Попов и др., 1993] и среднемиоценовых гастропод [Ильина, 1993, 1998, 2003, 2004] по коллекциям и литературным данным дала возможность составить видовые списки моллюсков для отдельных регионов (палеобассейнов и их частей), по которым проведен анализ зоогеографического распространения, восстановлены ареалы характерных родов и видов. Для бассейнов Парате-



**Рис. 2.** Круговые диаграммы богатства и степени тепловодности основных комплексов двустворчатых моллюсков раннего миоцена Северного Перитетиса

Площадь кругов пропорциональна числу видов в комплексе, показанному цифрой в центре круга. Площадь секторов отражает относительное количество видов разной биогеографической приуроченности: 1 – родов, современные представители которых обитают только в тропиках; 2 – тропическо-субтропических родов; 3 – родов широкого распространения; 4 – родов бореального распространения. Соединительные линии показывают степень сходства комплексов в соответствии с пороговыми значениями коэффициентов Престона [Попов, 1994; Popov et al., 2001]. 1 – суша; 2 – море

тиса с высоко эндемичной фауной (вторая половина раннего миоцена, конец среднего миоцена – плиоцен) основным становится анализ таксономического уровня эндемичности, времени ее формирования, специфичности малакофауны (ее отличий во времени), списочного состава видов и родов между отдельными бассейнами Паратетиса.

## РАННИЙ МИОЦЕН

### Характер малакофауны

Приблизительно к началу миоцена приурочено несколько крупнейших событий, определивших дальнейшую судьбу прибрежной морской фауны моллюсков бассейнов Западной Евразии. Начавшееся глобальное потепление привело к тому, что преимущественное направление миграций моллюсков с севера на юг, характерное для олигоцена, сменилось на противоположное. Бассейн Северо-Западной Европы, оказывавший сильное влияние на фауну моллюсков Паратетиса в олигоцене, утратил с ним связь. Это привело к очень существенной перестройке комплексов в Восточном Паратетисе с бурдигальского (сакараульского) времени, состав моллюсков аквитана повсеместно носил переходный характер от олигоцена к бурдигалу.

Комплексы моллюсков южного шельфа Восточного Паратетиса начала миоцена известны лишь в Закавказье (Картли, Грузия). Их состав (известный из верхнеуплиссидхской подсвиты – 26 видов двустворок и 7 видов гастропод [Курцхалия, 1982; Попов и др., 1993] – был близок к хаттскому (нижнеуплиссидхскому), но отличался появлением более тепловодных родов и видов – *Arca*, *Barbatia (Obliquarca)*, *Isognomon*, *Ctena*, *Arcopagia*, *Cardita calyculata*, *Cerithium*, *Nassarius*, *Olivia flammulata*.

Комплекс моллюсков сакараула Грузии (бурдигала) более представительен (около 90 видов двустворчатых моллюсков и более 50 видов гастропод [Харатишвили, 1952; Попов и др., 1993], хотя известные виды, несомненно, далеко не отражают богатства этой фауны. Крупные размеры моллюсков, их разнообразие, присутствие субтропических и некоторых тропических родов свидетельствуют об их тепловодности (см. рис. 2). Среди видов широкого географического распространения довольно много общих с эггенбургом Центральной Европы (более 35%), но почти нет видов, общих с бурдигальской фауной Средиземноморья и Аквитании и неизвестных в эггенбургских комплексах. В то же время, в составе сакараульской фауны довольно много аллохтонных видов, остающихся пока условными эндемиками. Степень преобладания этой фауны от олигоценовой примерно такая же, как у эггенбургской – около 40%.

Комплекс моллюсков северного шельфа, вероятно, имеющий аквитанский возраст, известен из сивашской подсвиты Украины [Попов и др., 1993; Амитров, 1995]. Из-за плохой сохранности (ядра и отпечатки в рыхлом песчанике) многие формы здесь определены лишь приблизительно (с cf.) или до рода. Тем не менее, несомненно присутствие в этом комплексе многочисленных тепловодных родов и видов (*Atrina*, *Isognomon*, *Divalinga*, *Europicardium*, *Venus* cf. *multilamella*, *Callista lilacinoides*, *Glycymeris pilosa deshayesi*, *Glossus*

*maior*), сближающих его с позднегерскими моллюсковыми фаунами Центральной Европы. Относительно высокие коэффициенты различий сивашского комплекса с последними объясняются тем, что из 57 форм двустворчатых моллюсков до вида точно определено лишь 28 и около 10 видов гастропод. Значительную долю этой фауны составляли виды, перешедшие из олигоцена, среди которых были эндемичные для Восточного Паратетиса (*Plagiocardium abundans*, *Cerastoderma prigorovskii*, *Sphenia nana*).

Комплекс моллюсков ольгинской свиты Предкавказья приурочен к глинистым фациям. Он беден (25 видов двустворчатых моллюсков), почти не содержит тепловодных форм и не сопоставим с описанными ассоциациями из-за фациальных различий и большей глубоководности. Таким образом, бурдигальские мелководные комплексы песчаных грунтов северного шельфа Восточного Паратетиса, с которыми связано основное разнообразие моллюсков, пока неизвестны.

Комплексы моллюсков Кызылкумов, Юго-Восточной Туркмении и Таджикистана довольно бедны (вместе содержат 42 вида двустворок) и также характеризуются плохой сохранностью. По родовому составу, своей зоогеографической характеристике и, вероятно, возрасту они сопоставимы с сивашским комплексом Украины. Здесь также присутствуют тепловодные роды и виды (*Atrina*, *Isognomon*, *Megaxinus*, *Glycymeris pilosa deshayesi*, *Venus* sp. и *Callista lilacinoides*), отличающие их от хаттских ассоциаций Восточного Паратетиса.

Во второй половине бурдигала произошло второе (после соленовского) замыкание и опреснение Паратетиса, вызвавшее формирование эндемичной фауны. Богатые ассоциации этой малакофауны, как и сакараульской, известны только из Грузии [Квалиашвили, 1961; Попов и др., 1993]. Они включают 18 видов двустворок с эндемичными для Паратетиса родами *Eoprosodacna* (4 вида), *Limnopappia caucasica*, *Rzehakia dubiosa* и видами *Cerastoderma ivericum*, *C.lacustre*, крайне эвригалинными *Corbula* (*Lenticorbula*), *Polymesoda*, *Congeria*, *Siliqua*. Среди гастропод наиболее обычны *Melanopsidae* (*Melanopsis impressa*) и пресноводно-солонатоводные *Neritidae* (*Theodoxus*), *Anisus*, *Viviparus*, *Lymnea*, *Radix*. Некоторые виды этой фауны известны из копетдагской и северной частей бассейна. Все роды и многие виды являлись общими с позднеоттантскими комплексами Западного (Центрального) Паратетиса.

### Зоогеографическое районирование

Тенденция сглаживания биогеографических различий в бассейнах Западной Евразии, проявившаяся уже в хатге, продолжала развиваться в миоцене. Четко прослеживается общность малакофауны бассейнов Паратетиса между собой и с фаунами средиземноморской части Тетиса, включая побережье Северной Африки и бассейны Португалии и Аквитании, открывавшиеся в Атлантику. Продолжалось заселение каждого из бассейнов более тепловодной тетисной фауной. Фауна моллюсков всего этого региона с начала бурдигала (эгтенбурга, сакараула) стала достаточно близка, чтобы ее можно было рассматривать в составе единой – Средиземноморско-Северо-

**атлантической области.** Северо-Европейская область, обособленная от тетической, судя по литературе, с мезозоя, в начале неогена, вероятно, перестала существовать.

Наблюдаемые на этом фоне различия фаун Восточного Паратетиса, вероятно, усилены неполнотой данных, неточностью определений, а их малая общность между собой, кроме того, и их разнофациальностью и некоторой разновозрастностью. Данные о дальнейшей истории северной восточнопаратетисной **Скифско-Туранской провинции** [Popov et al., 2004], существовавшей в олигоцене, очень скудны. Вероятно, в самом начале миоцена эта провинция оставалась самостоятельной. Ее своеобразие и отличия от Центрально-Европейской обеспечивали эндемичные виды, унаследованные от олигоцена. В более позднее (сакараульское) время о мелководных моллюсковых фаунах северной части Восточного Паратетиса ничего не известно.

В южной части бассейна существовала своя – **Кавказско-Копетдагская провинция**, также входившая в Средиземноморско-Североатлантическую область, но имевшая, кроме западных, еще и иные связи с океаном, скорее всего на юге с восточнотурецкими и иранскими бассейнами. Данные о фауне копетдагской части этой провинции пока очень бедные.

Своеобразие и эндемизм малакофауны всего Паратетиса резко возросли в коцахуре – позднем отгнанге. Формирование общих эндемичных родов (*Rzehakia*, *Limnopappia*, *Eoprosodacna*) свидетельствует об обособлении биохории высокого уровня, которую предлагается называть **Альпийско-Кавказской подобластью** Средиземноморско-Североатлантической области с двумя провинциями – **Альпийско-Карпатской** и **Кавказско-Закаспийской**.

## КОНЕЦ РАННЕГО – НАЧАЛО СРЕДНЕГО МИОЦЕНА (ТАРХАН)

### Характер малакофауны

Тарханская трансгрессия привела к восстановлению в бассейне Восточного Паратетиса морской биоты средиземноморско-атлантического происхождения. Наиболее быстро заселялись бентосом мелководья, а по мере восстановления нормального газового режима, после аноксии майкопского времени, обживались и глубины. В позднем тархане началось некоторое ограничение связей с соседними морскими бассейнами. Всего в тарханском бассейне отмечено 98 видов 75 родов двустворчатых моллюсков, относящихся к 36 морским семействам (преимущественно полигалинным), и лишь один солоноватоводный вид *Congerina* – обитатель лагун тарханского моря [Гончарова, 1989; Гончарова и др., 2001]. Гастроподы (по неполным данным) отнесены к 54 видам 33 родов 25 семейств [Ильина, 1993].

**Ранний тархан.** Двустворчатые моллюски раннего тархана представлены 80 видами 71 рода 34 семейств. Гастроподы плохо изучены, часто неудовлетворительной сохранности. Среди двустворчатых моллюсков господствовали представители полигалинных морских семейств. От предшество-

вавшего солоноватоводного коцахурского бассейна были унаследованы лишь два вида двустворчатых моллюсков – *Rzehakia dubiosa* и *Congeria nucleolus* – толерантные к низкой солености. 69 видов двустворчатых моллюсков (86% общего состава) и почти все гастроподы мигрировали в раннетарханский бассейн и лишь девять видов (11%) считаются эндемиками, так как пока не найдены в соседних бассейнах. Ни эндемичных родов, ни специфичных видов в это время не отмечено [Гончарова, 1989; Гончарова и др. 2001]. Отношение числа видов к числу родов для двустворчатых моллюсков – 1,1, для гастропод – 1,6 (для всего тарханского интервала), т.е. видообразование было незначительным. 64 (из 69) видов двустворчатых моллюсков средиземноморско-атлантического происхождения были общими с карпатской и раннебаденской фаунами Центрального Паратетиса.

**Средний тархан.** В среднетарханском бассейне жили представители 59 видов 49 родов 32 семейств морских двустворчатых моллюсков и около 40 видов гастропод. Продолжалось доминирование полигалинных семейств и родов [Гончарова, 1989; Ильина, 1993], но роль эвригалинных морских семейств двустворчатых моллюсков *Mesodesmatidae*, *Solenidae*, *Mactridae*, *Corbulidae*, *Scrobiculariidae* усилилась. Фауна среднетарханского бассейна в основном унаследована от раннетарханского (40 видов двустворчатых моллюсков – 68%). Вновь возник один подрод *Lutetia* (*Davidaschvilia*) и восемь видов двустворчатых моллюсков (14%) – эндемиков Восточного Паратетиса, шесть видов были новыми эндемиками Паратетиса, общими для его западной и восточной частей.

**Поздний тархан.** В позднетарханском бассейне насчитывалось 59 видов 47 родов 32 семейств двустворчатых моллюсков. Гастроподы этого уровня недостаточно изучены. Соотношение полигалинных и эвригалинных морских семейств двустворчатых моллюсков в это время аналогично соотношению в среднетарханском бассейне, фауна которого почти полностью унаследована от предыдущего бассейна (у двустворчатых моллюсков 54 вида – 91%), но господствующее положение в сообществах стали занимать эндемичные виды. Возникло три новых вида и один подвид, эндемичные для Восточного Паратетиса – *Aequipecten praetrigonostoma*, *Cultellus probus*, *Barnea ujraticica* и *Cerastoderma arcella bogatchevi*.

### Зоогеографическое районирование

Незначительный эндемизм тарханской фауны (10–12%) свидетельствует о хорошем фаунистическом обмене между Западным и Восточным Паратетисом и Средиземноморьем в конце бурдигала – начале лангия. Тарханская малакофауна, подобно конкской, позволяет рассматривать Эвксино-Каспийскую часть Паратетиса лишь как обедненную окраину обширной **Средиземноморско-Мезопаратетисной** провинции, входившей в Средиземноморско-Североатлантическую область.

Начавшееся с позднего тархана доминирование в сообществах эндемичных видов свидетельствует о самом начале биогеографического обособления Восточного Паратетиса, продолжившегося в чокраке–карагане.



## СРЕДНИЙ МИОЦЕН (ЧОКРАК)

### Характер малакофауны

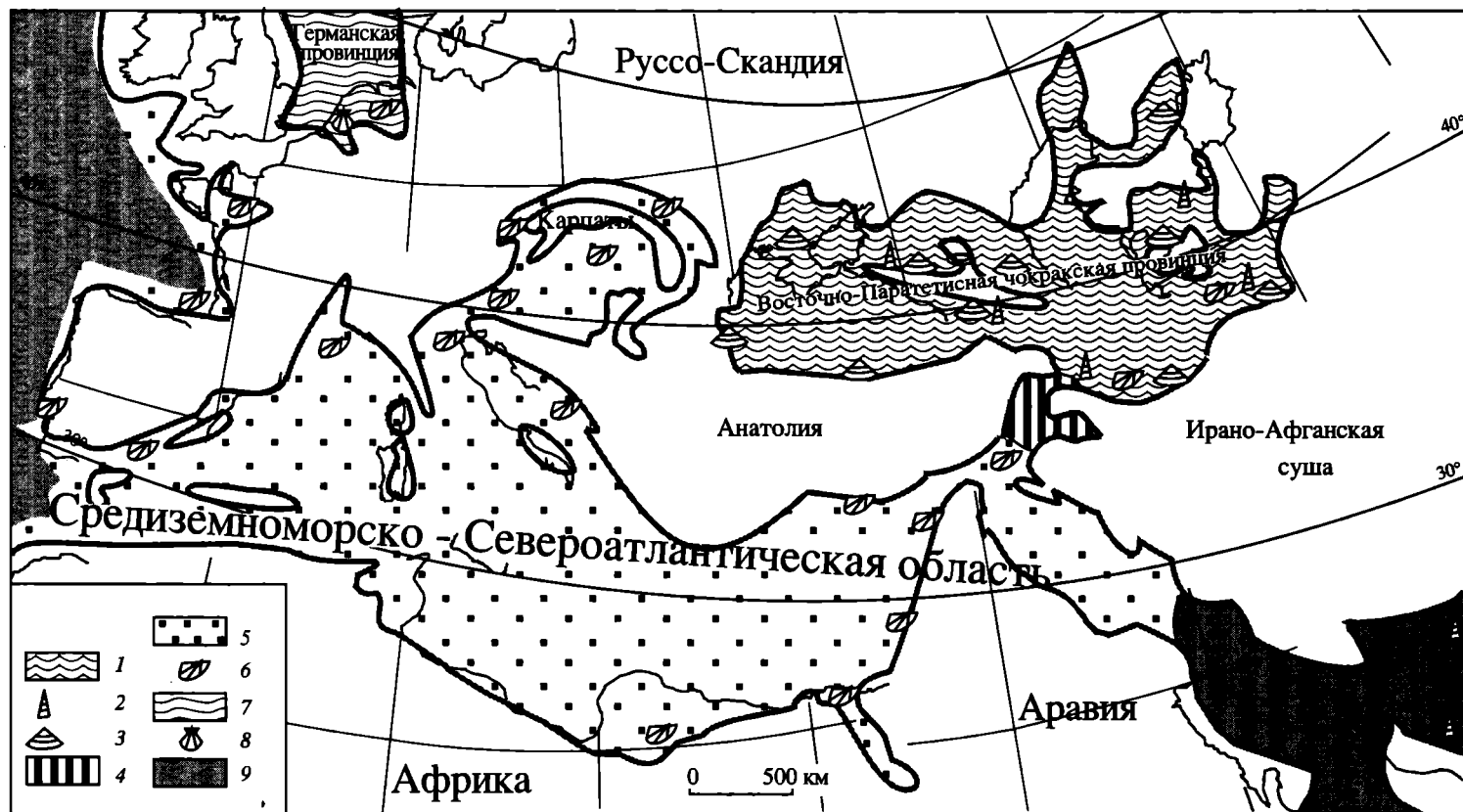
В начале чокракского века соленость бассейна несколько понизилась по сравнению с тарханским. Морской характер бассейна в это время поддерживался соединением с открытыми водами на юго-востоке чокракского бассейна [Гончарова, 1989; Гончарова и др., 2001, 2002; (рис. 3)]. В позднечокракское время изоляция бассейна привела к изменению типа бассейна на полуморской и к почти полному вымиранию биоты.

**Ранний чокрак.** Двустворчатые моллюски раннего чокрака представлены 71 видом 53 родов 32 морских семейств [Гончарова, 1989; Studenska et al., 1998] и 85 видами 41 рода 29 семейств гастропод [Ильина, 2004]. По сравнению с тарханом усилилась роль некоторых эвригалинных морских семейств – Mytilidae, Cardiidae и др.

Чокракская фауна в основном была унаследована от тарханской. Переходящие виды составляли 46 видов двустворчатых моллюсков (65%) и более трети гастропод. Вторая группа чокракских моллюсков представлена мигрантами. Это 6 видов двустворчатых моллюсков, отмеченных в раннем тархане и вновь вошедших в Восточный Паратетис в раннем чокраке (*Anadara diluvii*, *Cardites partschi*, *Lutraria lutraria*, *L. sanna*, *Circumphalus subplicatus* и *Pelecypora islandicoides*). Пять других видов двустворчатых морских моллюсков, а именно: *Limaria (Limatulella) loscombii*, *Cubitostrea digitalina*, *Felaniella trigonula*, *Dosinia (Asa) lupinus* и *Clausinella basteroti*, – новые мигранты, вошедшие в Восточный Паратетис из соседних морей. Из 11 видов-мигрантов пять видов отмечены также, кроме европейских бассейнов, в среднемиоценовой фауне Восточного Средиземноморья (в юго-восточной Анатолии [Egual-Egentoz, 1958]). Среди раннечокракских гастропод новыми вселенцами в Восточный Паратетис, возможно являлись виды родов *Skenea*, *Lacuna*, *Onoba*, *Pseudosetia*, *Rissoina*, *Jeffreysina*, *Potamides (Pirenella)*, *Philbertia*, *Kleinella*, *Aclis (Murchisonella)*, *Bacteridium*, *Ringicula* [Ильина, 2004]. Виды некоторых родов, не известных вне Паратетиса, могли происходить из недостаточно изученных районов Восточного Средиземноморья, Месопотамии и Индийского океана. Некоторые аллохтонные виды обнаруживают связи с формами из Индопацифики, в частности, *Obtortio praeroxolanica*, *Aclis (Murchisonella) caucasica*, *Bacteridium elegans* и др. [Ильина, 2004].

Третью группу чокракских двустворок составляли эндемики. Вновь возник один род *Chokrakella*, специфичный для раннего чокрака, и семь видов двустворчатых моллюсков (9,7%) – бесспорных эндемиков Восточного Паратетиса. Предки пяти видов эндемичных двустворчатых моллюсков – *Aequipecten varnensis*, *Chokrakella brykense*, *Ervilia praepodolica*, *E. megalodon* и *Barnea praeustjurtensis* – могут быть найдены в предшествовавшей тарханской фауне [Багдасарян, 1965, 1970; Гончарова, 1989]. Другие чокракские эндемики обнаруживают средиземноморские и атлантические корни. Несомненными автохтонными эндемиками среди гастропод были виды родов *Gibbula* (шесть видов), *Mohrensternia* (два вида), *Nassarius* (четыре вида).

Сравнение видового состава нижнебаденских и чокракских фаун показывает присутствие 37 общих видов двустворок из 71, три из которых пред-



ставлены эндемичными подвидами. Однако 25 из них унаследованы от тарханского бассейна, который был широко связан с Западным (Центральным) Паратетисом [Невесская и др., 1986; Гончарова, 1989; Гончарова и др., 2002; Ильина, 2004]. Ни одного нового эндемика, общего для Восточного и Западного Паратетиса, для этого времени не отмечено, кроме эстуарного вида *Congerina sandbergeri*. Биогеографическое распространение остальных 11 видов, населявших Восточный Паратетис в раннем чокраке, свидетельствует об отсутствии связи между Восточным и Западным Паратетисом в это время. Как разнообразие, так и доля мигрантов значительно повышались с северо-запада на юго-восток: в Болгарии и Турции мигрантов не было совсем, в Керчи – два вида, в Предкавказье – четыре, в Грузии – три, а в Закаспии известно девять видов мигрантов. Найденные здесь *Lima loscombii* и *Dosinia lupinus*, характерные для среднего миоцена Средиземноморья и Атлантики и отсутствовавшие в раннем бадене [Studencka et al., 1998], и данные по гастроподам [Ильина, 2004] свидетельствуют о прямом фаунистическом обмене в обход Западного Паратетиса.

**Поздний чокрак.** Позднечокракские комплексы включали только шесть эвригалинных видов двустворок – *Lutetia (D.) intermedia*, *Ervilia praepodolica*, *Donax (P.) tarchanensis*, *Abra parabilis*, *Barnea praeustjurtensis* и *B. ujraticum*. Первые три вида заселяли мелководья всего бассейна, причем *Donax (P.) tarchanensis* был более обилен в Грузии и Закаспии, *Abra parabilis* была характерна для глубоководий.

### Зоогеографическое районирование

Характер моллюсковой фауны раннечокракского бассейна – большая степень преемственности с предыдущим тарханским при доминировании восточнопаратетисных эндемиков, преобладание морских родов, общих со Средиземноморьем, – заставляет рассматривать раннечокракский бассейн в ранге самостоятельной **Восточно-Паратетисной чокракской провинции** Средиземноморско-Североатлантической области (см. рис. 3). Внутри раннечокракского бассейна вряд ли возможно выделение более дробных подразделений; наблюдается лишь постепенное обогащение как таксономического разнообразия фауны, так и экзотических для Средиземноморья элементов на юго-востоке [Гончарова, 1989; Ильина, 2004]. Крайне обедненная эвригалинная фауна



**Рис. 3.** Схема зоогеографического районирования шельфа акваторий Северного Перитетиса для среднего миоцена по моллюскам

1 – Восточно-Паратетисная чокракская провинция, характеризующаяся тепловодной фауной моллюсков с выпадением наиболее полигалинных родов и присутствием характерных эндемичных таксонов; 2 – аллохтонные виды гастропод, вероятно, имевшие предков в Индийском океане (*Obortio praeroxolanica*, *Cerithidium agibelicum*, *Potamides cicur*, *Actis (Murchisonella) caucasica*, *Bacteridium elegans* и др.); 3 – эндемичные моллюски чокракского бассейна (виды родов *Gibbula*, *Mohrensternia*, *Chokrakella*, *Aequipecten varnensis*, *Donax tarchanensis* и др.); 4 – зона с переходным характером фауны; 5 – Средиземноморско-Североатлантическая область с очень богатым тепловодным полигалинным составом моллюсков; 6 – широко распространенные виды средиземноморского происхождения (роды *Anadara*, *Lutraria*, *Pelecypora*, *Turritella* и др.); 7 – Германская провинция с умеренно тепловодной фауной моллюсков; 8 – характерные виды этой провинции; 9 – прочие бассейны

позднего чокрака была унаследована от раннечокракской, что заставляет рассматривать позднечокракский бассейн в ранге той же провинции.

## СРЕДНИЙ МИОЦЕН (КАРАГАН)

### Характер малакофауны

Караганская фауна включала 11 эндемичных видов двустворчатых моллюсков и 20 видов гастропод. В первой половине карагана резко доминировали спаниодонтеллы (*Lutelia (Spaniodontella) gentilis*), локально – моренштернии. Только два вида двустворок – *Lutelia (D.) intermedia* и *Barnea ujraticamica* – были унаследованы от позднего чокрака. Семь эндемичных видов гастропод – *Mohrensternia grandis*, *M. barboti*, *M. subglobosa*, *M. karaganica*, *M. gratiosa*, *Obtortio aciculare* и *Archaschenia merklini* – произошли от чокракских предков в раннем карагане и были специфичны для этого бассейна.

Во второй половине карагана (картвельское время) мелководье всего обширного бассейна Восточного Паратетиса было заселено однообразной фауной фолатид и реже – эрвильей. Морские формы, появившиеся здесь во время варненского эпизода в середине карагана (8–10 видов двустворок и 12 видов гастропод) вымерли, не дав потомков.

### Зоогеографическое районирование

В караганское время Восточный Паратетис заселяет эндемичная малакофауна, резко отличная от средиземноморской, если не принимать во внимание короткий варненский эпизод. Учитывая морское происхождение родов, мы включаем эту территорию в Средиземноморско-Североатлантическую область в качестве **Восточно-Паратетисной караганской подобласти** (см. ниже рис. 4).

## СРЕДНИЙ МИОЦЕН (КОНКА)

### Характер малакофауны

В самом начале конкского века вновь открылось довольно широкое сообщение с Тетисом. Соленость возросла до 30–32‰, что позволило вселиться в конкский бассейн достаточно полигалинным средиземноморским видам двустворчатых и брюхоногих моллюсков. Картвельская фауна почти полностью вымерла, и только несколько видов *Barnea* и, скорее всего, *Ervilia pusilla* перешли в конкский бассейн.

Из 97 видов конкской фауны двустворок только шесть были эндемичными для Восточного Паратетиса: пять видов *Barnea* (из которых только *B. bulgarica* появилась в конке, остальные четыре – *B. kubanica*, *B. pseudoustjurtensis*, *B. scrinia* и *B. ujraticamica* – караганские реликты) и *Acanthocardia andrussovi*. 20 видов возникли в пределах Паратетиса [Studencka et al., 1998]. Из 70 видов гастропод эндемиками Восточного Паратетиса являлись семь видов (*Gibbula sima*, *Pseudosetia eichwaldi*, *Obtortio hydrobioides*, *Bittium amitrovi*, *Cerithium gilyandense*, *Dorsanum neutrum*, *Odostomia nuda*), большинство же видов имело более или менее широкое географическое распространение.

История конкского бассейна и его биоты может быть подразделена на следующие два этапа.

**Ранняя конка.** Начало конкского времени охарактеризовано большим числом моллюсков, из которых 75 видов принадлежало двустворкам и около 50 видов – гастроподам. Из них около 40 видов являлось достаточно полигалинными. Это – *Arca noae*, *Barbatia barbata*, некоторые пектиниды, *Atrina pectinata*, *Divalinga ornata*, *Carditamera auingeri*, *Glossus cor*, *Venus tauroverrucosa*, *Eastonia rugosa*, *Arcopagia crassa*, *Gibbula buchi*, *Diloma orientalis*, туррителлиды, *Alvania montagui* и др. Присутствие (хотя и единичных) представителей родов *Strombus*, *Zonaria* и *Conus* указывает на тепловодные и полносолёные условия моря.

Все раннеконкские виды моллюсков являлись общими с позднебаденскими сообществами Западного Паратетиса. В то же время, распределение моллюсковых сообществ по бассейну, при котором наиболее богатые и разнообразные полигалинные комплексы тяготели к восточной и юго-восточной частям бассейна, предполагает возможность независимого от бадена средиземноморского их происхождения (скорее всего, – из Восточного Средиземноморья).

**Поздняя конка.** Раннеконкское море просуществовало относительно короткое время, после чего сообщение с открытыми водами начало ухудшаться, что привело к понижению солёности примерно до 20‰. Изменение гидрологического режима позднеконкского (веселянского) моря повлекло за собой исчезновение многих полигалинных видов и расселение по всей акватории Восточного Паратетиса эвригалинных моллюсков, которые в раннеконкском море (так же, как и в баденском) играли подчиненную роль, будучи оттесненными в более распресненные участки. В это же время появились и распространились по всему водоему такие эндемичные виды, как *Parvivenus konkensis*, *Acanthocardia andrussovi*, *Parvicardium scyloiticum*, *Maetra basteroti konkensis*, *Corbula michalskii*, *Ervilia pusilla trigonula*, *Abra reflexa*, *Dorsanum neutrum*.

Позднеконкский этап был усложнен неоднократными вторжениями нормально-морских вод, во время которых в бассейн проникали средиземноморские полигалинные виды моллюсков и других групп организмов. Таких прохорезов было не менее двух – в середине и в самом конце позднеконкского этапа [Ильина, 2003]. При этом вселившиеся солёнолюбивые элементы сосуществовали вместе с более многочисленными эвригалинными видами и с возникшими в конке эндемиками, а затем вымирали, не дав потомков.

### Зоогеографическое районирование

Основной особенностью, отличающей раннеконкскую биоту от одно-возрастных среднесерравалийской в Средиземноморье и позднебаденской Западного Паратетиса, являлось обеднение ее семейственного, родового и видового состава. Если в раннеконкском море известно около 130 морских видов и подвидов моллюсков, то в среднесерравалийском и позднебаденском бассейнах разнообразие на порядок выше. Это позволяет рассматривать Эвксино-Каспийский бассейн как обедненную краевую часть обширной **Средиземноморско-Мезопаратетисной зоогеографической провинции**.

В пределах эвксино-каспийской части этой провинции наметилось два отличавшихся друг от друга региона: более богатый видами закавказско-за-

каспийский, где сильнее сказывалось влияние полносоленых вод, и обедненный, занимавший Предкавказье, Причерноморье, Крым, северо-восточное побережье Болгарии.

В позднеконкское время эти части бассейна перестают различаться. По всему бассейну расселяется эвригалинная фауна моллюсков, среди которой начали доминировать эндемичные виды и подвиды – *Parvivenus konkensis*, *Maetra basteroti konkensis*, *Ervilia pusilla trigonula*, *Corbula michalskii*. Изменение характера фауны позволяет говорить о наметившейся самостоятельной Эвксино-Каспийской биохории (на уровне подпровинции) внутри Средиземноморско-Мезопаратетической провинции, хотя более явно это обособление проявилось позже, в сарматское время.

## КОНЕЦ СРЕДНЕГО – НАЧАЛО ПОЗДНЕГО МИОЦЕНА (САРМАТ)

### Характер малакофауны

К началу сарматского века соединение с нормально-солеными морями стало значительно более затрудненным и возник огромный полуморской бассейн. К концу среднесарматского времени западная часть Сарматского моря отделилась от восточной, образовав Паннонский водоем, а восточная (значительно большая по площади) превратилась в практически замкнутый бассейн, лишь эпизодически соединявшийся со Средиземноморьем, что фактически не влияло на состав малакофауны.

Среди двустворчатых моллюсков в раннем сармате господствовали представители морских эвригалинных семейств *Cardiidae* (подсемейство *Lymnocardiinae*), *Maetridae*, *Veneridae*, *Mesodesmatidae*, *Scrobiculariidae* [Колесников, 1935; Ильина и др., 1976; Парамонова, 1994]. Среди гастропод преобладали также виды эвригалинных морских семейств: *Trochidae*, *Rissoidae*, *Nassariidae* [Колесников, 1935; Коюмджиева, 1969; Ильина, 1998; и др.]. Всего морские двустворчатые моллюски сармата насчитывали около 110 видов 20 родов из 13 семейств. Среди морских гастропод известно около 120 видов 23 родов из 17 семейств. Солоноватоводные формы были редкими: семь видов *Congerina*, *Neritina pictus*, *Brotia* и др. В ранне-среднесарматском бассейне шло ускоренное видообразование и возникли новые роды. Позднесарматский водоем был полностью замкнутым, а его малакофауна была крайне обеднена. Зоогеографический статус сарматского водоема существенно менялся во времени.

**Ранний сармат.** Раннесарматская малакофауна имела по сравнению с предыдущей конкско-баденской значительно более обедненный семейственный и родовой состав и характеризовалась большим эндемизмом. Всего в раннесарматском Восточном Паратетисе жили представители 45 видов двустворчатых моллюсков, относившихся к 21 роду из 13 семейств и более 75 видов 25 родов из 18 семейств гастропод. В раннем сармате отмечены 26 эндемичных видов двустворок и 50 видов гастропод и зарождение эндемичных родов *Cryptomaetra*, *Planacardium* и *Sinzowia*, основной расцвет которых начался в среднем сармате.

По своему происхождению раннесарматские моллюски подразделяются на перешедших из предыдущих бассейнов и возникших в самом сарматском

бассейне. Первая группа заключала 22 вида из 21 рода двустворчатых моллюсков и 15 видов 13 родов гастропод. Группа вселенцев может быть подразделена на средиземноморские виды и виды, возникшие в предыдущих бассейнах Паратетиса. К первым относятся 12 видов 11 родов двустворок и 8 видов 8 родов гастропод. Из них виды родов *Alveinus*, *Limopsis*, *Corbula*, гастроподы *Lunatia helicina*, *Ocinebrina sublavata*, *Mitrella scripta*, *Clavatula doderleini* и некоторые более редкие встречались только в Западном Паратетисе. Кардииды, митилиды, *Mactra eichwaldi*, *Abra reflexa*, *Donax dentiger* широко распространились в раннесарматском бассейне и дали начало многим эндемичным видам.

Отношения числа морских семейств и родов двустворок к таковым миоценового Средиземноморского бассейна было, соответственно, 21,5 и 11,5%. Процент эндемичных видов 40. Отношение числа видов к числу родов 2,1. Для гастропод процент эндемичных видов к общему числу видов не менее 80.

**Средний сармат.** Среднесарматская малакофауна более богата по сравнению с раннесарматской. Ее состав пополнился новыми эндемичными таксонами: родами *Avicardium* и *Kubanocardium* и видами родов *Obsoletiformes*, *Mactra*, *Venerupis* среди двустворок; родом *Barbotella* и видами *Gibbula*, *Dorsanum*, *Hydrobia*, *Mohrensternia* среди гастропод. Около 60% новых эндемичных видов появилось среди Trochidae и более 65% среди Nassariidae.

Всего в среднесарматском бассейне жили представители 78 видов из 17 родов 11 семейств морских двустворчатых моллюсков и не менее 75 видов 10 родов 8 семейств гастропод. Из раннесарматского бассейна перешли 30 видов двустворчатых и около 50 видов брюхоногих моллюсков, вновь возникли 48 видов двустворок и более 40 видов гастропод. Солонатоводные виды оставались редкими.

Эндемичными для Паратетиса среди двустворок были семь родов (40%), а для Восточного Паратетиса – четыре рода (24%). Среди гастропод эндемиками Восточного Паратетиса были два рода (20%). Процент эндемичных видов для двустворок был 24, а для гастропод – около 90. Семейственный и родовой состав был еще более обеднен, чем для раннего сармата.

**Поздний сармат.** Малакофауна позднесарматского бассейна, имевшего соленость, сильно отклонявшуюся от нормальной, была крайне обеднена. Двустворчатые моллюски были представлены всего восемью в основном эндемичными видами трех родов из двух семейств. Гастроподы отсутствовали, если не считать экзотических находок рода *Pirenella* [Ильина, 1998].

### Зоогеографическое районирование

Значительные изменения в составе сообществ сарматских моллюсков по сравнению с таковым позднебаденских и конкских сообществ подтверждают заключение Н.П. Парамоновой [1995] и Л.Б. Ильиной [1998] о том, что уже в раннем сармате начало формироваться зоогеографическое подразделение высокого уровня. Это подразделение было названо фазой Неопаратетис [Senes, 1959]. В раннем сармате, следуя Парамоновой и Ильиной, мы придаем этой биохории ранг провинции. Это **Неопаратетисная провинция**, которая подразделяется на две **подпровинции**: более богатую **сарматскую**

**Центрально-Паратетисную**, включавшую Венский, Паннонский и Дакийский бассейны, и **сарматскую Восточно-Паратетисную**, соответствовавшую Эвксино-Каспийскому бассейну [Парамонова, 1995; Ильина, 1998].

В среднесарматское время, когда процент сарматских эндемиков достиг почти 100 для гастропод и 85 для двустворчатых моллюсков, коэффициенты различия Престона (0,90 на видовом уровне, а по составу родов 0,62 [Парамонова, 1995] стали соответствовать различию областей [Popov et al., 2001]. Однако, исходя из родового состава гастропод (почти все роды морского происхождения), мы все же включаем эту биохорию в Средиземно-морско-Североатлантическую область в качестве **Неопаратетисной подобласти** (см. ниже рис. 4). В первой половине среднего сармата эта подобласть полностью занимала акваторию Паратетиса и подразделялась на две провинции: Центрально-Паратетисную и Восточно-Паратетисную.

Со второй половины среднего сармата s.l. Западный Паратетис полностью отделился от Восточного и превратился в изолированное Паннонское озеро-море. На основании солоноватоводной эндемичной фауны моллюсков Паннонский бассейн определяется как Паннонская зоогеографическая область (по П.М. Стевановичу в: [Pontien, 1989]) или, по нашему мнению, как **Паннонская подобласть** высокоэндемичной **Паратетисной области**, существовавшей в течение позднего миоцена и плиоцена. В Дакийском и Эвксино-Каспийском бассейнах продолжала существовать малакофауна, характерная для Неопаратетисной подобласти, крайне обеднившейся в позднем сармате.

## ПОЗДНИЙ МИОЦЕН (МЭОТИС)

### Характер малакофауны

Начало мэотического века ознаменовалось морской трансгрессией и приходом эвригалинной малакофауны средиземноморского происхождения. Всего морские двустворчатые моллюски были представлены 14 видами 12 родов из 8 семейств. Среди морских гастропод насчитывалось 38 видов 22 родов из 14 семейств. Виды, общие с миоценовым Средиземноморьем, составляли лишь около половины: 7 из 14 видов двустворок и 11 из 18 видов гастропод. Из них три вида двустворок и четыре вида гастропод представлены эндемичными подвидами [Ильина и др., 1976].

**Ранний мэотис.** Настоящих эндемиков, появившихся в самом раннем мэотическом бассейне, было немного. Среди них можно назвать виды *Coelacanthia quadrispinosa* и *Rissoa subangulata*. Во второй половине раннего мэотиса в связи с расширением связи с открытыми водами в мэотический бассейн вошли достаточно полигалинные виды (*Rissoa ventricosa*, *Alvania montagui*, *Gibberula philippii*, *Ruditapes decussatus*), однако не получившие широкого распространения. Процент видов, неизвестных в других бассейнах, для двустворок составлял около 50, для гастропод – около 45. Эндемичным был один род гастропод (*Coelacanthia*). Отношение числа видов к числу родов для двустворчатых – 1,2, для гастропод – 1,5, т.е. видообразование было незначительным. Отношения числа морских семейств и родов к таковому



миоценового Средиземноморского бассейна для раннемэотических двустворчатых моллюсков составляли 13 и 6,5%, соответственно.

**Поздний мэотис.** В позднемэотическом водоеме господствовали виды солоноватоводных семейств Dreissenidae (*Congeria*) среди двустворок и Neritidae (*Theodoxus*), Hydrobiidae (*Caspiohydrobia*), Pyrgulidae (*Turricaspia*), Lythoglyphidae (*Pseudamnicola*) – среди гастропод. Значительная их часть возникла вновь от видов, живших в раннемэотическом море. Это же, вероятно, относится и к эндемичному роду *Maetidia*, представленному одним исключительно редко встречающимся видом, возможно, произошедшим от какого-то вида рода *Hydrobia*. Морские виды были очень редкими и малочисленными.

Мэотический бассейн не имел связи с Паннонским в течение всего времени существования. Возможно, некоторые виды солоноватоводно-пресноводных гастропод могли быть общими, расселяясь по рекам.

### Зоогеографическое районирование

На основании характера малакофауны – высокий эндемизм на видовом уровне, преобладание видов морских эвригаллиных родов и незначительное число локально распространенных относительно полигаллиных видов, общих со Средиземноморским бассейном, – раннемэотический бассейн следует рассматривать как **Эвксино-Каспийскую мэотическую провинцию** Средиземноморско-Североатлантической зоогеографической подобласти. Некоторые различия моллюсковых комплексов в более открытых частях моря и в западной опресненной части (Дакийский, Борисфенский заливы) не имели биогеографического статуса.

В позднемэотическое время Восточный Паратетис превратился в солоноватоводный водоем и был заселен солоноватоводно-пресноводными гастроподами и двустворками. По биогеографическим характеристикам позднемэотический Восточный Паратетис относился к Эвксино-Каспийской подобласти Паратетисной области.

## ПОЗДНИЙ МИОЦЕН (ПОНТ)

### Характер малакофауны

Начало понтического века было отмечено значительной трансгрессией, которая привела к расширению Восточного Паратетиса. Солоноватоводный характер бассейна не изменился по сравнению с предыдущим позднемэотическим водоемом.

Комплекс двустворчатых моллюсков раннепонтического Восточного Паратетиса состоял из немногих видов, перешедших из предыдущего мэотического бассейна (*Congeria* – 2 вида, *Dreissena*, *Abra*); преобладающая же часть была представлена новыми, чуждыми для мэотической фауны элементами – видами, относившимися к солоноватоводным родам *Pseudocatillus*, *Paradacna*, *Pontalmyra*, *Eupatorina*, *Euxinocardium*, *Prosodacnomya*, из которых три последних не встречались в Западном Паратетисе, но жили в позднемессинских лиманах Средиземного моря.

Каспийская часть бассейна фактически стала изолированной в начале позднего понта и отличалась обедненным родовым и видовым составом двустворок: здесь обитали лишь четыре рода лимнокардиин (из них роды *Nargicardium* и *Schirvanicardium* были эндемичными) и два рода дрейссенид.

**Ранний понт.** В раннем понте систематический состав моллюсков был очень обеднен. Среди двустворок господствовали виды солоноватоводных родов *Pseudocatillus*, *Eupatorina*, *Euxinicardium*, *Paradacna*, *Congerina*, *Dreissena*. Из эвригаллиных морских моллюсков здесь жили *Parvivenus widhalmi* и редкие *Abra tellinoides*. Из гастропод отмечены представители родов *Valenciennius*, *Viviparus*, *Theodoxus*, *Melanopsis*, «*Hydrobia*», *Lithoglyphus*, *Turricaspia* и некоторые другие (работы А.Г. Эберзина, [Тактакишвили, 1987; Pontien, 1989 и др.], подробнее см.: [Невеская и др., 1997]).

Всего среди двустворок насчитывалось 27 видов, относившихся к 12 родам трех семейств. Отношение числа видов к числу родов 2,3, так что видообразование было довольно интенсивным. Новых родов в раннепонтическом Восточном Паратетисе не возникало. Раннепонтический комплекс двустворок, по всей вероятности, был связан своим происхождением с прибрежными районами и лиманами мессинского Средиземного моря, где сформировалась солоноватоводная фауна моллюсков понтического типа.

Сходство малакофаун Дакийского, Эвксинского и Каспийского бассейнов было весьма велико. Так, среди лимнокардиин в Дакийском бассейне отмечены только два эндемичных вида, в Эвксинском – четыре, в Каспийском – один, причем эти виды, как правило, ограничены в распространении и малочисленны. Общих видов с фауной позднепаннонского Паннонского водоема было мало: для Эвксинского, Каспийского и Эгейского залива Мессинского моря – только один вид – *Paradacna abichi* – и лишь для Дакийского бассейна, в непосредственно примыкавшем к Паннонскому району, из 14–19 видов отмечены пять общих видов.

**Поздний понт.** В позднепонтическом Восточном Паратетисе преобладали представители тех же семейств, что и в раннем понте, но родовой и видовой составы значительно обогатились. Среди гастропод родовой состав не изменился. Всего в позднепонтическом бассейне из двустворок жили представители 72 видов 21 рода, относящихся к двум семействам (*Cardiidae* и *Dreissenidae*). Повышение родового разнообразия было связано как с возникшим достаточно интенсивным обменом между бассейнами, так и с видообразованием [Papaianopol, 1992, 1995; Невеская и др., 1986; Nevevskaia et al., 2001]. Увеличились различия комплексов двустворок и в разных частях Восточного Паратетиса: в Дакийском бассейне из 70–75 видов лимнокардиин половина (30–35) были эндемичными, а общими с Эвксинским бассейном только 26. В Эвксинском бассейне из 43 видов эндемичными были 12. При этом следует указать, что значительно большее число видов Дакийского водоема по сравнению с Эвксином (73 вида Лимнокардиинае, из которых 49 – около 70% – были эндемиками) может объясняться различными подходами к выделению видов разными исследователями, и быть таким образом артефактом.

Каспийский бассейн, который фактически уже стал изолированным с начала позднего понта, отличался обедненным и родовым и видовым составом.

вами двустворок: четыре рода лимнокардиин (из них два были эндемичными) и два рода дрейссенид, 17 эндемичных видов из 22.

В первой половине позднепонтического времени и соответствующем ему интервале паннона (портафер, по П.М. Стевановичу в: [Pontien, 1989]) различие комплексов двустворок Западного и Восточного Паратетиса несомненно сгладилось, состав родов во всем Паратетисе был весьма близок, хотя на видовом уровне отличия оставались достаточно явственными. В Восточном Паратетисе возникло лишь несколько новых родов (*Chartoconcha*, *Prosodacna* и некоторые другие), представители отдельных родов проникли сюда из Паннонского бассейна (*Phyllocardium*, *Plagiodacna*, *Arpadicardium*, *Bosphoricardium*).

Во второй половине позднепонтического времени (босфор) в Дакийском и Эвксинском бассейнах родовой состав двустворок был близок: характерными были *Pontalmyra*, *Tauricardium*, *Euxinicardium*, *Bosphoricardium*, *Plagiodacna*, *Paradacna*, *Dreissena*, *Congerina* и др. Видовое разнообразие было таким же, как и в первой половине понта. В Каспийском бассейне возросло число эндемичных видов среди лимнокардиин (особенно среди *Pontalmyra*).

В позднепонтическом бассейне виды морских родов двустворок полностью отсутствовали. Процент эндемичных и специфичных видов был соответственно 100 и 53. Возникли 11 новых родов и 64 вида. Отношение числа видов к числу родов было 3,4. Таким образом и формо- и видообразование были достаточно интенсивными. Семейственный и родовой составы гастропод оставались такими же, как и в раннем понте.

### Зоогеографическое районирование

На основе состава малакофауны понтический бассейн принадлежал к **Дакийско-Эвксинско-Каспийской** подобласти Паратетисной области. Эта подобласть значительно отличалась от Паннонской подобласти по составу родов и видов подсемейства *Lymnocardiinae*, особенно в течение раннепонтического времени, хотя родовой состав других двустворчатых моллюсков, а также гастропод был весьма сходен. В первой половине позднего понта – конце паннонского времени (портафер) различие этих подобластей стало менее значительными, но на родовом уровне оставалось достаточно явным. Западная часть Дакийского бассейна была переходной зоной между этими подобластями, где жили характерные виды как Западного, так и Восточного Паратетиса [Pontien, 1989].

Родовой состав Дакийской и Эвксинской частей Паратетиса был сходен, но различия видового состава были достаточны для выделения двух подпровинций в составе единой **Дакийско-Эвксинской провинции**. Что касается Каспийского бассейна, то он в это время по составу как родов, так и видов может рассматриваться как независимая **Каспийская провинция** Паратетисной области.

Со второй половины позднего понта (босфор) Паратетисная область стала ограничена Дакийско-Эвксинско-Каспийской подобластью, которая

подразделялась, как и в начале позднего понта, на Дакийско-Эвксинскую и Каспийскую провинции. Первая, как и в предыдущее время, состояла из двух подпровинций: Дакийской и Эвксинской. Различия этих подпровинций основаны главным образом на различиях видового состава, хотя имелись и некоторые эндемичные роды.

## РАННИЙ ПЛИОЦЕН (КИММЕРИЙ / ДАКИЙ)

### Характер малакофауны

В начале плиоцена после распада Восточного Паратетиса на ряд отдельных водоемов, Дакийский и Эвксинский бассейны были соединены друг с другом, хотя эта связь через узкий пролив была затрудненной, а Каспийский превратился в замкнутый пресноводный водоем. Моллюски, жившие в первых, были связаны своим происхождением с понтическими формами.

Как в Киммерийском, так и в Дакийском бассейнах среди двустворчатых моллюсков продолжали господствовать виды, относящиеся к семействам *Cardiidae* (подсемейство *Limnocardiinae*) и *Dreissenidae*. В Киммерийском водоеме лимнокардиины были очень разнообразны и многочисленны и относились к родам *Pontalmyra*, *Pseudocatillus*, *Chartoconcha* и др. Из дрейссенид здесь жили виды *Dreissena* и *Dreissenomya* (работы Эберзина, [Тактакишвили, 1987] и др., подробнее см.: [Невесская и др., 1997]).

В Киммерийском бассейне возникли семь родов и один подрод (*Moquicardium*, *Limnodacna*, *Stenodacna*, *Macradacna*, *Oxydacna*, *Prionopleura*, *Panticapaea*, *Pachydacna* s. str.) и 89 видов. В течение киммерийского времени изменений в родовом составе двустворок не произошло, возник лишь ряд новых видов на границе азовского и камышбурунского интервалов [Невесская и др., 1986]. Для камышбурунской (начало позднего киммерия) малакофауны характерны были крупные размеры многих видов двустворок, принадлежавших родам *Pontalmyra*, *Macradacna*, *Prionopleura*, *Pteradacna*, *Prosodacna*. Всего в Киммерийском водоеме из двустворчатых жили представители 119 видов 27 родов. Процент специфичных только для киммерия родов и видов лимнокардиин в бассейне был 29 и 60,5%, а эндемичных – 37 и 81%, соответственно.

В Дакийском бассейне, существовавшем в западной части Восточного Паратетиса одновременно с Киммерийским, преобладали виды родов «*Prosodacnomya*», *Prosodacna*, *Zamphiridacna*, *Psilodon*, *Horiocardna*, *Plagiocardna*, *Pachydacna* (*Parapachydacna*), *Pseudocatillus*, *Euxinocardium*, *Dacicardium*, *Limnodacna*. Наряду с кардидами, в этом бассейне жили дрейссениды (*Dreissena*) [Papaianopol, 1992, 1995; и др.]. В Дакийском бассейне жили как потомки понтических видов родов *Prosodacna*, *Plagiocardna*, *Pseudocatillus*, *Euxinocardium* и некоторых других, так и, вероятно, пришедшие из Киммерийского бассейна *Limnodacna*. Вновь здесь возникли три рода (*Zamphiridacna*, *Horiocardna* и *Ecericardium*). Всего в Дакийском бассейне обитало 54 вида 19 родов двустворок.

Среди гастропод и в Дакийском и в Киммерийском водоемах отмечались виды солоноватоводных родов *Valenciennius*, *Melanopsis*, *Viviparus*, *Melanoides*, *Theodoxus*, *Lithoglyphus*, *Zagrabica*, связанные происхождением с

понтическими видами (Л.Б. Ильина – см.: [Неогеновая система, 1986]; [Papaianopol, 1995]). Все киммерийские и дакийские виды принадлежали солоноватоводным родам, морские формы полностью отсутствовали.

Отношение числа видов двустворок к числу родов для Киммерийского бассейна 4,4, для Дакийского – 3,5, т.е. видообразование было очень интенсивным, особенно в первом бассейне.

### Зоогеографическое районирование

Исходя из состава раннеплиоценовой малакофауны, Эвксинский и Дакийский бассейны можно относить к Эвксинской подобласти Паратетической области, состоявшей из Дакийской и Эвксинской провинций. Эти провинции различались составом лимнокардин, которые характеризовались высокой скоростью эволюции: в Дакийской провинции 12 родов из 19 (63%) и 43 вида из 54 (80%), а в Эвксинской провинции 10 родов из 27 (37%) и 96 видов из 119 (81%) были вновь возникшими эндемиками. Состав других групп моллюсков существенно не отличался.

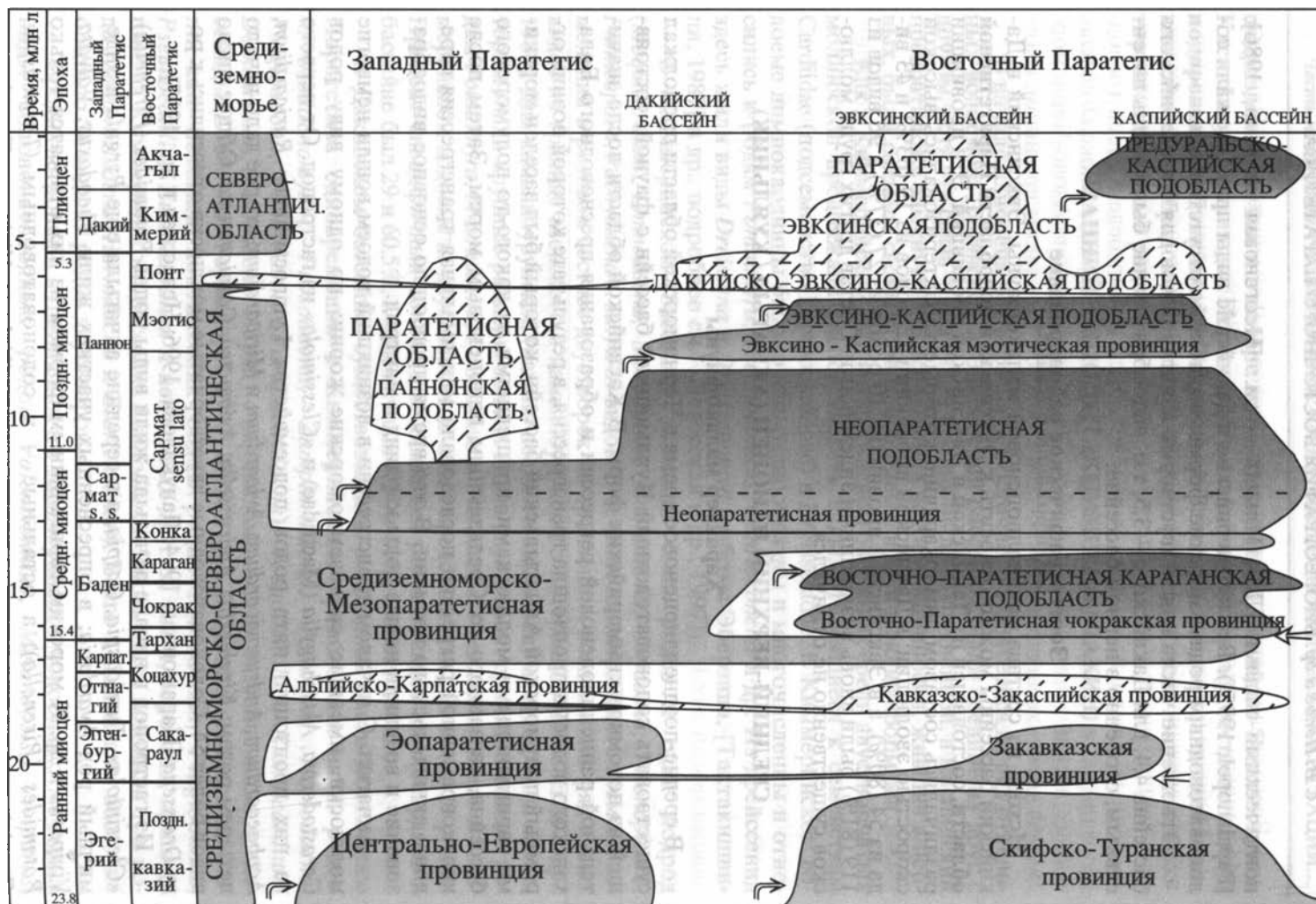
## СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ПЛИОЦЕН (АКЧАГЫЛ / КУЯЛЬНИК)

### Характер малакофауны

В средне-позднеплиоценовое время в Черноморской области продолжал существовать солоноватоводный Куяльницкий бассейн с фауной, состоявшей из потомков киммерийских форм. В Каспийской области после значительной раннеплиоценовой регрессии и образования пресноводного Балаханского водоема произошла трансгрессия, в результате которой возник огромный полуморской Акчагыльский бассейн, который был заселен морскими эвригалинными моллюсками, пришедшими из какого-то полуморского бассейна, связанного со Средиземным плиоценовым морем. Затем после кратковременной регрессии последовала максимальная трансгрессия середины акчагыльского времени. В это время произошло основное видообразование и возникли новые роды кардиид и мактрид.

**Акчагыл.** С началом трансгрессии в возникший водоем вошли немногие моллюски, имевшие средиземноморские корни: по одному виду родов *Cerastoderma*, *Aktschagyliia* (Mactridae) и «*Clessiniola*» из гастропод. От первого из них произошло пять родов подсемейства *Lymnocardiinae*: *Raricardium*, *Acobaecardium*, *Andrusovicardium*, *Avicardium* и *Miricardium*; второе дало начало четырем родам: *Kirghizella*, *Andrussella*, *Avimactra*, *Caspiomactra*. Общее число видов более 54. Солоноватоводные двустворчатые моллюски относились к роду *Dreissena* [Парамонова, 1994; Данукалова, 1996; Невеская и др., 1997].

Из гастропод в начале акчагыла жили виды родов *Potamides* (*Pirenella*), «*Clessiniola*», *Turricaspia*, *Caspia*, а в середине акчагыла еще *Pyrgula* и эндемичный род *Avardaria*; в опресненных участках жили *Theodoxus*, *Valvata*, *Viviparus* и др. К морским эвригалинным формам из них относятся только *Potamides* (*Pirenella*), а остальные – к солоноватоводным (*Turricaspia*, *Caspia*), или к эвригалинным пресноводным (*Valvata*, *Viviparus*, *Theodoxus* и



др.). Всего среди гастропод отмечено 11 родов из 9 семейств (Л.Б. Ильина в: [Неогеновая система, 1986]; [Невеская и др., 1986]).

Наиболее богатые и разнообразные комплексы моллюсков отмечаются в Азербайджане и Западной Туркмении. В остальных районах разнообразие значительно ниже, хотя количество раковин весьма велико. В наиболее опресненных северных районах состав моллюсков был беден: здесь господствовали лишь немногие виды *Cerastoderma* и *Aktschagylia*, а также *Dreissena*. Акчагыльский залив в западной части, а именно: в районе Азово-Черноморского залива, соединявшийся с основным бассейном узким проливом, смогли заселить только *Aktschagylia* и очень редкие *Cerastoderma*.

Процент эндемичных и специфичных родов 85; процент эндемичных видов по отношению к общему числу видов 98; отношение числа видов к числу родов 4,2, т.е. видообразование было очень интенсивным. За акчагыльское время (1,7 млн лет) возникли 10 родов и 53 вида.

**Куяльник.** Всего в Куяльницком водоеме известны 42 вида 18 родов солоноватоводных двустворок, относившихся к двум семействам. Наиболее богатые комплексы моллюсков встречены в Западной Грузии. В более северных районах состав двустворок был значительно беднее: здесь из лимнокардиин преобладали немногие виды родов *Pseudocatillus*, *Pachydaena*, *Euxinocardium*, *Dreissena*, *Unio*. Все роды, кроме *Dreissena*, были эндемичными для Паратетиса, а 60% – только для Восточного Паратетиса. Новых родов не возникло, а вновь возникших видов насчитывалось всего 17. Виды лимнокардиин были все эндемичными, а специфичными – 36%, остальные встречались и в киммерии. Отношение числа видов к числу родов 2,8.

Состав гастропод был таким же, как в предыдущем Киммерийском бассейне, добавились лишь пресноводные виды родов *Valvata*, *Planorbis*, *Planorbarius*.

Во второй половине существования Куяльницкого водоема большинство родов вымерло, и остались представители только *Euxinocardium*, *Ecericardium*, *Moquicardium*, *Pachydaena*, *Pontalmyra*, *Pseudocatillus*, *Chartoconcha*, *Prosodacna*.

### Зоогеографическое районирование

Основываясь на биогеографическом характере малакофауны, Куяльницкий бассейн, как и в киммерийское время, следует относить к Эвксинской подобласти Паратетисной области. Согласно биогеографической характеристике, Акчагыльский бассейн должен быть отнесен к самостоятельной **Предуральско-Каспийской подобласти**. Учитывая морское происхождение этой фауны, мы относим ее к современной Североатлантической области.



**Рис. 4.** История биохорий неогена Паратетиса

Стрелкой слева показаны миграции морской фауны из Средиземноморья, стрелкой справа – из юго-восточных бассейнов

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Биогеографические особенности малакофаун Паратетиса резко менялись во времени, что определялось главным образом палеогеографией, гидрологией и биогеографическими связями со Средиземноморьем. Морской режим и состав моллюсков преобладали в течение раннего и среднего миоцена. Я. Сенеш подразделил историю Паратетиса в течение этого времени на два этапа: Эо- и Мезопаратетис. Позже он использовал эти термины как биогеографические единицы (Я. Сенеш в: [Ottmangien, 1974]).

Состав моллюсков Эопаратетиса (до позднеоттангско-коцахурского опреснения) отражал сложные зоогеографические связи: бореальное влияние в течение аквитана–эгерия, унаследованное от олигоцена и, вероятно, влияние Ирано-Месопотамского бассейна и Индийского океана в эгтенбургское – сакараульское и, возможно, чокракское время. Но доминировали все же биогеографические связи со Средиземноморьем, и все раннемиоценовые провинции Паратетиса несомненно должны включаться в Средиземноморско-Североатлантическую область (рис. 4).

В течение тарханского и конкского времени эндемичные виды были редки, таксономический состав моллюсков был сходен с таковым Средиземноморья, будучи несколько обеднен. Поэтому конкско-тарханские малакофауны относятся нами к единой Средиземноморско-Мезопаратетисной провинции Средиземноморско-Североатлантической области. В Восточном Паратетисе эндемизм увеличился в чокраке, и в это время выделяется Восточно-Паратетисная провинция Средиземноморско-Североатлантической области. Полностью эндемичный видовой состав в последующее караганское время заставляет поднять ранг этого подразделения до подобласти.

В терминальной конке и особенно в начале сармата возникли многие эндемичные паратетисные виды, что дает возможность выделить, используя термин Я. Сенеша, для этого времени Неопаратетисную провинцию Средиземноморско-Североатлантической области.

Ранг этого подразделения должен быть поднят для среднего и позднего сармата s.l. до подобласти (Неопаратетисная подобласть), так как в середине сармата стали доминировать эндемичные виды и роды. Самые эвригалинные элементы сарматской эндемичной фауны, вероятно, были предковыми для высокоэндемичной позднемиоценовой паннонской малакофауны, населявшей Паннонскую подобласть самостоятельной Паратетисной области, сформировавшейся к этому времени (см. рис. 4).

Эвксино-Каспийский бассейн вновь обрел связь со Средиземноморьем и в начале мэотиса был заселен эвригалинными морскими видами. Присутствие эндемичных видов и подвидов средиземноморских родов позволяет выделить для раннего мэотиса Эвксино-Каспийскую мэотическую провинцию Средиземноморско-Североатлантической области. С позднего мэотиса солонатоводный Восточный Паратетис вошел уже в Паратетисную область, образовав Эвксино-Каспийскую подобласть.

Начиная с понта и до конца плиоцена, Эвксиинский бассейн был населен высокоэндемичной солонатоводной малакофауной и относился к Эвксиин-



ской подобласти Паратетической области. В Каспийский бассейн в среднем–позднем плиоцене (акчагыле) проникли виды морских эвригаллиных родов, по-видимому, средиземноморского происхождения, дав здесь высокоэндемичную фауну. Специфичный состав родов и видов заставляет выделить для этого времени Предуральско-Каспийскую подобласть современной Северо-Атлантической области, сформировавшейся после мессинского кризиса солёности [Porov et al., 2004].

Современное районирование понимается довольно однозначно разными исследователями. Атлантический шельф Западной Евразии по бентосной фауне в основном принадлежит к бореальной Северо-Атлантической области и включает Арктическую, Норвежскую, Кельтскую и Лузитанскую провинции (см. рис. 4). Последняя, вместе со Средиземноморской и более южной – Канарской (или Мавританской) может рассматриваться в качестве широкой переходной зоны к тропической Восточно-Атлантической области (К.Н. Несис в: [Морская биогеография, 1982]). Эндемизм смежных провинций невелик и проявляется в основном на видовом уровне. Систематическое разнообразие моллюсков возрастает с севера на юг не столь резко, как в других регионах, из-за нивелирующего влияния Гольфстрима.

Работа выполнена при поддержке РФФИ проект № 04-05-64459а и программы Президиума РАН «Происхождение и эволюция биосферы» подпрограмма II.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Амитров О.В.* О гастроподах сивашских (и бишквинских?) слоев Днепровско-Донецкой впадины // Палеонтол. журн. 1995. № 4. С. 120–123.
- Багдасарян К.Г.* Развитие моллюсковой фауны чокрака Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1965. 211 с.
- Багдасарян К.Г.* Моллюски тарханского горизонта и их условия жизни. Тбилиси: Мецниереба, 1970. 150 с.
- Гончарова И.А.* Двустворчатые моллюски тарханского и чокракского бассейнов. М.: Наука, 1989. 200 с. (Тр. ПИН АН СССР; Т. 23).
- Гончарова И.А., Щерба И.Г., Хондариан С.О.* Тархан-караганский этап развития Эвксинско-Каспийского бассейна (Восточный Паратетис). Ч. 1. Тархан // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9, № 5. С. 94–108.
- Гончарова И.А., Щерба И.Г., Хондариан С.О.* Тархан-караганский этап развития Эвксинско-Каспийского бассейна (Восточный Паратетис). Ч. 2. Чокрак // Там же. 2002. Т. 10, № 2. С. 100–112.
- Данукалова Г.А.* Двустворчатые моллюски и стратиграфия акчагыла. М.: Наука, 1996. 132 с. (Тр. ПИН РАН; Т. 265).
- Ильина Л.Б.* Определитель морских среднемиоценовых гастропод Юго-Западной Евразии. М.: Наука, 1993. 151 с. (Тр. ПИН РАН; Т. 255).
- Ильина Л.Б.* Зоогеография сарматских гастропод // Палеонтол. журн. 1998. № 4. С. 22–30.
- Ильина Л.Б.* Зоогеография конкских (средний миоцен) двустворчатых и брюхоногих моллюсков // Там же. 2003. № 2. С. 13–20.
- Ильина Л.Б.* О составе и происхождении раннечокракских (средний миоцен) гастропод Восточного Паратетиса // Там же. 2004. № 6. С. 33–40.
- Ильина Л.Б., Невесская Л.А., Парамонова Н.П.* Закономерности развития моллюсков в опресненных бассейнах неогена Евразии. М.: Наука, 1976. 288 с. (Тр. ПИН АН СССР; Т. 155).

- Квалишвили Г.А.* Онокфоровый (ржегакиевый) горизонт Евразии. Тбилиси: Изд-во АН ГССР, 1961. 231 с.
- Колесников В.П.* Сарматские моллюски. Л.: Изд-во АН СССР, 1935. 507 с. (Палеонтология СССР; Т. 10, ч. 2).
- Кююмджиева Е.* Фосилите на България. VIII. Сармат. София: Бълг. АН. 1969. 223 с.
- Кююмджиева Е., Страшимеров Б.* Фосилите на България. VII. Тортон. София: Бълг. АН. 1960. 246 с.
- Курицхалия Т.А.* Об аналогах хаттского и аквитанского ярусов в Восточной Грузии // Изв. Геол. о-ва Грузии. 1982. Т. 9, вып. 1/2. С. 50–55.
- Морская биогеография. М.: Наука, 1982. 312 с.
- Невесская Л.А., Гончарова И.А., Ильина Л.Б.* и др. История неогеновых моллюсков Паратетиса. М.: Наука, 1986. 208 с. (Тр. ПИН РАН; Т. 220).
- Невесская Л.А., Гончарова И.А., Парамонова Н.П.* и др. Определитель миоценовых двустворчатых моллюсков Юго-Западной Евразии. М.: Наука, 1993. 412 с. (Тр. ПИН РАН; Т. 247).
- Невесская Л.А., Парамонова Н.П., Бабак Е.В.* Определитель плиоценовых двустворчатых моллюсков Юго-Западной Евразии. М.: Наука, 1997. 267 с. (Тр. ПИН РАН; Т. 269).
- Неогеновая система. М.: Недра, 1986. Полутом 1. 419 с.; Полутом 2. 443 с. (Стратиграфия СССР).
- Парамонова Н.П.* История сарматских и ачкагыльских двустворчатых моллюсков. М.: Наука, 1994. 212 с. (Тр. ПИН РАН; Т. 260).
- Парамонова Н.П.* Зоогеография Паратетиса в сарматское время // Экосистемные перестройки и эволюция биосферы. М.: ПИН РАН, 1995. Вып. 2. С. 137–141.
- Попов С.В.* Зоогеография позднезоценовых бассейнов Западной Евразии по двустворчатым моллюскам // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2, № 6. С. 103–118.
- Попов С. В., Воронина А.А., Гончарова И.А.* Стратиграфия и двустворчатые моллюски олигоцена – нижнего миоцена Восточного Паратетиса. М.: Наука, 1993. 152 с. (Тр. ПИН РАН; Т. 256).
- Старобогатов Я.И.* Фауна моллюсков и зоогеографическое районирование континентальных водоемов земного шара. Л.: Наука, 1970. 372 с.
- Тактакишвили И.Г.* Систематика и филогения плиоценовых кардий Паратетиса. Тбилиси: Мецниереба, 1987. 247 с.
- Харатишвили Г.Д.* Фауна сакараульского горизонта и ее возраст. Тбилиси: Изд-во АН ГССР, 1952. 287 с.
- Berggren W.A., Kent D.V., Swisher C.C. III, Aubry M.-P.* A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy // Soc. Sediment. Geol. Spec. Publ. 1995. Vol. 54. P. 129–212.
- Erunal-Erentöz L.* Mollusques du Neogene des Bassin de Karaman, Adana et Hatay (Turquie). Ankara, 1958. 232 p. (Publ. Inst. etudes rech. minieres de Turquie. Ser. C; N 4).
- Hall C.A.* Shallow-water marine climates and molluscan provinces // Ecology. 1964. Vol. 45, N 2. P. 226–234.
- Nevevskaya L.A., Paramonova N.P., Popov S.V.* History of Lymnocardinae (Cardiidae, Bivalvia) // Paleontol. J. 2001. Vol. 35, suppl. 3. P.1–70.
- Oszayar T.Y.* A study on Neogene formations and their molluscan fauna along the Black Sea coast, Turkey // Black Sea Techn. Univ. Publ. Fac. Earth. Sci. 1977. Vol. 79, N 9. P. 1–80. In Turkish.
- Ottangien. Bratislava: Vidav. Slov. AV, 1974. 841 s. (Chronostratigraphie und Neostratotypen; Bd. 3).
- Papaianopol J.* Studiul stratigraphic al neogenului din molasa pericarpatica: Rez. tezei de doct. Univ. «Al. J. Cuza». Jasi, 1992. 24 p.
- Papaianopol J.* Paleobiogeography of Dacian mollusca on the Moesian platform // Roum. J. Paleontol. 1995. Vol. 76. P. 121–126.
- Pontien. Zagreb; Beograd: Jazu and Sanu, 1989. 952 p. (Chronostratigraphie und Neostratotypen; Bd. 8).
- Popov S.V., Akhmetiev M.A., Bugrova E.M.* et al. Biogeography of the Northern Peri-Tethys from the Late Eocene to the Early Miocene. Pt 1. Late Eocene // Paleontol. J. 2001. Vol. 35, suppl. 1. P. S1–S68.

- Popov S.V., Akhmetiev M.A., Bugrova E.M. et al.* Biogeography of the Northern Peri-Tethys from the Late Eocene to the Early Miocene. Pt 3. Late Oligocene – Early Miocene: Marine basins // *Ibid.* 2004. Vol. 38, suppl. 6. P. S654–S716.
- Rögl F.* Palaeogeographic considerations for Mediterranean and Paratethys seaways // *Ann. Naturhist. Mus. Wien.* 1998. Bd. 99A. S. 279–310.
- Senes J.* Sucasne znalosti o paleogeografii Centralnej Paratetydy // *Geol. pr.* 1959. Z. 55. S. 83–108.
- Snel E., Marunteanu M., Meulenkamp J.E.* The position of the Pontian relative to Mediterranean stages // *Ber. Inst. Geol. Palaontol. K.-F.-Univ. Graz.* 2001. Bd. 4. S. 13.
- Steininger F.F.* Chronostratigraphy, geochronology and biochronology of the Miocene «European Land Mammal Mega-zones» (ELMMZ) and the Miocene «Mammal Zones (MN-Zones)» // *The Miocene land mammals of Europe.* München: Pfail, 1999. P. 9–24.
- Studencka B., Gontsharova I.A., Popov S.V.* The bivalve faunas as a basis for reconstruction of the Middle Miocene history of the Paratethys // *Acta geol. pol.* 1998. Vol. 48, N 3. P. 285–342.

**А.Ю. Гладенков**

## **РАЗВИТИЕ ДИАТОМОВЫХ КОМПЛЕКСОВ КАЙНОЗОЯ СЕВЕРНОЙ ПАЦИФИКИ И ИЗМЕНЕНИЯ ОКЕАНИЧЕСКОЙ ЭКОСИСТЕМЫ**

Рассматриваются особенности распространения в Северо-Тихоокеанском регионе кайнозойских морских биогенных кремнистых толщ, в формировании которых принимали участие диатомовые водоросли. На основе анализа развития комплексов диатомей во времени и пространстве, изменений степени продуктивности, состава и экологической структуры ассоциаций сделаны выводы о перестройках в древних океанических экосистемах и возможных связях биотических и абиотических событий в кайнозое.

**A.Yu. Gladenkov**

## **DEVELOPMENT OF THE CENOZOIC NORTH PACIFIC DIATOM ASSEMBLAGES AND CHANGES IN OCEANIC ECOSYSTEM**

The peculiarities of distribution of Cenozoic marine biosiliceous sediments in the North Pacific region formed with the participation of diatoms are examined. Inferences on reorganizations in past oceanic ecosystems and possible relations of the Cenozoic biotic and abiotic events are made based on analysis of temporal and spatial development of diatom assemblages, changes of their productivity, composition and ecological structure.

Главная масса зеленой жизни выражена в форме микроскопических одноклеточных организмов, сосредоточенных, в наибольшей своей части, на поверхности океана, в планктоне.

*В.И. Вернадский*

### **ВВЕДЕНИЕ**

Одной из важнейших задач изучения геологии Северо-Тихоокеанского региона является расшифровка его кайнозойской истории. Так как степень корректности такой расшифровки напрямую зависит от состояния стратиграфической базы, огромное значение имеет совершенствование региональных стратиграфических схем палеогена и неогена. В последние годы большая роль при этом отводится изучению морских планктонных микроорганизмов, и в частности, одной из групп кремнистого микропланктона – диатомовых водорослей. Высокая разрешающая способность диатомей при стратиграфических построениях, наряду с широким распространением их остатков в осадочных отложениях, позволяет с успехом использовать эту

группу для расчленения и корреляций кайнозойских толщ. Вместе с тем, изучение диатомовых водорослей предоставляет важную информацию для реконструкций океанологических, климатических и других событий прошлого, а также их сопоставления с перестройками в океанических экосистемах. Развитие ассоциаций диатомей, являющихся неотъемлемой частью морских экосистем, проходило на фоне смены режимов океанической циркуляции и осадконакопления, изменения степени продуктивности глубинных и поверхностных вод, их температур и т.д. Поэтому исследование характера развития диатомовых комплексов во времени и пространстве дает возможность подойти к выявлению последовательности и степени синхронности разномасштабных природных процессов, их взаимосвязи и влияния на формирование северотихоокеанской биоты в кайнозойское время.

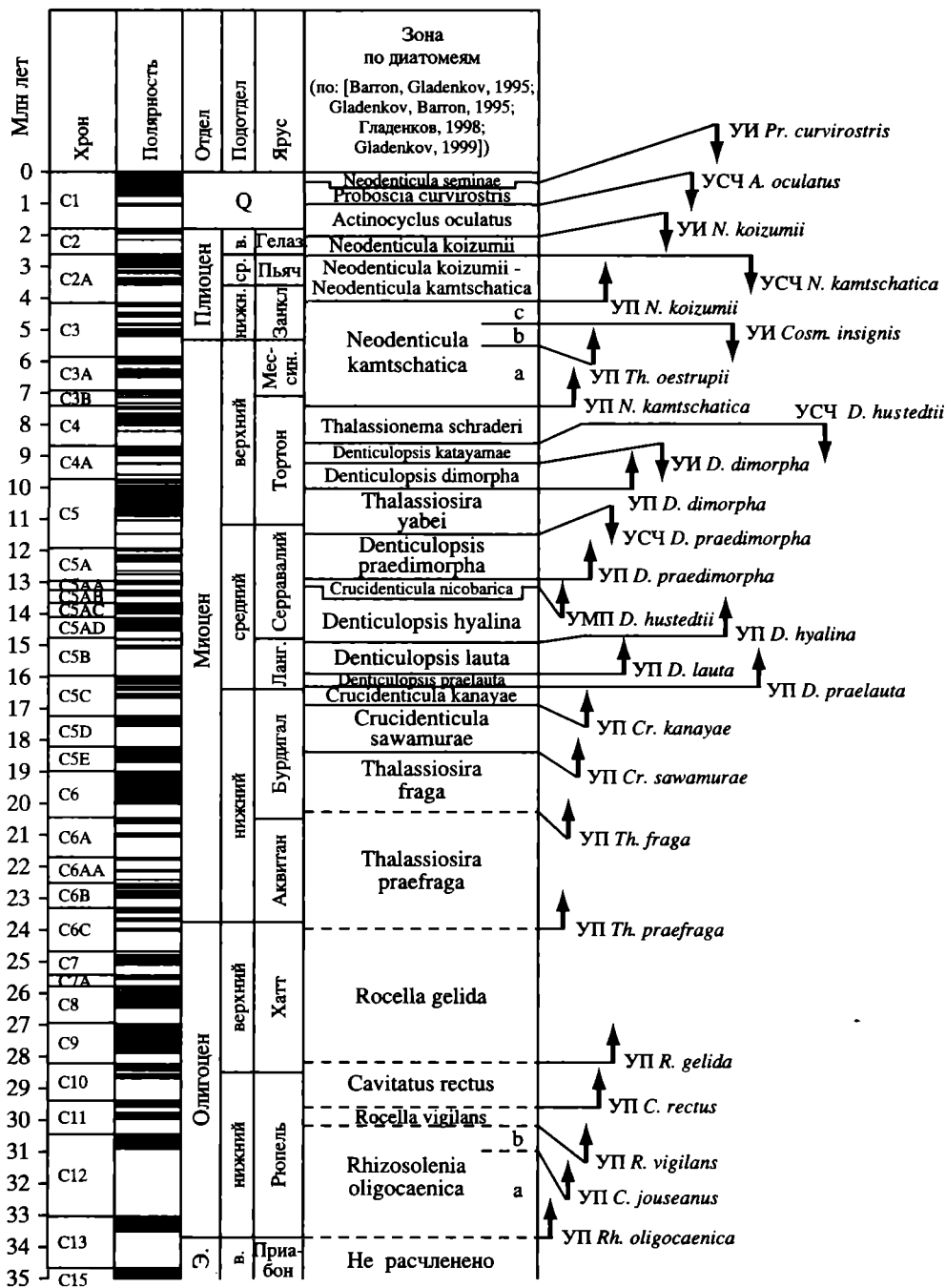
В данной статье затронуты несколько вопросов: особенности продуктивности диатомовой флоры и участие диатомовых водорослей в формировании кремнистых толщ Северо-Тихоокеанского региона, влияние климатических и палеогеографических условий на развитие диатомовых ассоциаций, а также палеобиогеографические аспекты.

Пользуясь случаем, хотел бы вспомнить лекции по курсам «Биостратиграфия» и «Проблемы и задачи палеонтологии», которые более 20 лет назад читал нам, тогда студентам-старшекурсникам кафедры палеонтологии геологического факультета МГУ, В.В. Меннер. В своих лекциях Владимир Васильевич постоянно указывал на необходимость палеобиографических реконструкций и изучения древних экосистем при расшифровке особенностей эволюции биосферы.

## МЕТОДИКА И МАТЕРИАЛЫ

### Зональная шкала кайнозоя по диатомеям

В пределах высоких–средних широт северной части Тихого океана и ее обрамления диатомеи являются одной из основных групп планктона, изучение которой дает возможность с большой точностью датировать возраст отложений, моложе эоценовых, а также осуществлять их обоснованные корреляции. Анализ палеонтологических комплексов, прежде всего из относительно полных разрезов скважин глубоководного бурения, позволил получить впечатляющие результаты по разработке и использованию вариантов дробной зональной океанической шкалы по диатомеям [Akiba, 1986; Koizumi, 1992; Barron, Gladenkov, 1995; Gladenkov, Barron, 1995; Yanagisawa, Akiba, 1998; Гладенков, 2001, 2003; и др.]. При проведении границ ее зональных и инфразональных подразделений используются датированные уровни – уровни появления или исчезновения отдельных видов (реже – резкого изменения их численности), для которых прослежена стратиграфическая последовательность и выдержанность. К настоящему времени показана возможность применения шкалы на практике в качестве реального инструмента для расчленения кайнозойских толщ в пределах всего региона. В целом, можно говорить о том, что на современном этапе изученности диатомей



обеспечивают высокую степень разрешаемости региональных стратиграфических шкал, сопоставимую с таковой шкал по группам известковых планктонных микроорганизмов. При характеристике шкалы по диатомеям необходимо отметить следующие существенные достижения последнего десятилетия.

1. Выделение зональных подразделений для олигоцена и нижнего миоцена [Gladenkov, Barton, 1995; Гладенков, 1998; Gladenkov, 1999], что значительно расширило диапазон применения используемой ранее шкалы (средний миоцен–квартер). В результате, к настоящему времени для расчленения олигоцена–квартера Северной Пацифики и ее обрамления разработана зональная шкала по диатомеям, состоящая из 23 зон (рис. 1), а также показана возможность ее применения в пределах региона.

2. Определение возраста десятков датированных диатомовых уровней в интервале 18,8–6,9 млн лет назад путем их прямой корреляции с палеомагнитной шкалой в океанических разрезах субарктической Пацифики [Barton, Gladenkov, 1995]. Ранее подобные датировки имелись для биостратиграфических уровней только начиная с самой верхней части позднего миоцена. Полученные результаты дали возможность на реальной основе датировать границы зональных подразделений миоцена, точно определить продолжительность зон, а также сопоставить их с международной стратиграфической шкалой.

Что касается зонального расчленения эоцена, то такая схема по диатомеям для Северо-Тихоокеанского региона еще отсутствует. Находки эоценовых диатомей редки, а проследить последовательную смену микрофлористических комплексов в единичных разрезах пока не удалось. Только для среднего–верхнего эоцена района Калифорнии намечена серия диатомовых лон [McLean, Barton, 1988]. В этом отношении большой интерес представляют находки эоценовых диатомей в породах, драгированных у побережья Восточной Камчатки. Выделенные здесь комплексы диатомей, для которых недавно намечено сопоставление с ассоциациями зональных подразделений среднего–позднего эоцена других регионов, относятся к наиболее древним из известных в кайнозое Северо-Западной Пацифики [Цой и др., 2000; Цой, 2003]. Несмотря на отсутствие корреляций с ассоциациями карбонатного планктона, данные по этим комплексам вносят важный вклад в направление разработки шкалы для эоцена.



**Рис. 1.** Зональная шкала по диатомеям для олигоцена–квартера Северной Пацифики, скоррелированная с геохронологической и палеомагнитной шкалами У. Берггрена и др. (Berggren et al., 1995), с добавлениями

Уровни: УП – появления, УИ – исчезновения, УМП – массового появления, УСЧ – резкого снижения численности. *Rh.* – *Rhizosolenia*, *C.* – *Cavitatus*, *R.* – *Rocella*, *Th.* – *Thlassionira*, *Cr.* – *Crucidenticula*, *D.* – *Denticulopsis*, *N.* – *Neodenticula*, *Cosm.* – *Cosmodiscus*, *A.* – *Actinocyclus*, *Pr.* – *Proboscia*; а–с – подзоны, Э. – эоцен, Q – четвертичная система, в. – верхний, ср. – средний, нижн. – нижний, ланг. – лангий, мессин. – мессиний, занкл. – занклиий, пьач. – пьаченций, гелаз. – гелазий

### **Роль диатомовых водорослей в морских экосистемах и использование ископаемых комплексов при реконструкциях обстановок и событий прошлого**

Одной из особенностей морских экосистем является наличие планктона и планктонных биоценозов, аналоги которых отсутствуют в воздушной среде. Жизнь планктона определяет весь характер биогеоценоза океана, так как, во-первых, его флористическая часть представляет главнейшее звено биологической трансформации и обмена энергии и веществ, а, во-вторых, по биомассе и продукции он превалирует над всеми другими вместе взятыми группами организмов. Аккумулируя в процессе фотосинтеза значительную часть потока солнечной энергии, фитопланктон (преимущественно диатомей) создает первичную продукцию. Таким образом, масса и количество всех морских организмов в итоге зависят от продуцирования в зоне фотосинтеза, приуроченной к поверхностному водному слою. Одним из первых, кто осознал огромную роль, которую играют в развитии биосферы и нашей планеты в целом такие пленки и сгущения жизни, или участки, обогатенные жизнью, характерные для строения океана, был В.И. Вернадский. В работе «Биосфера» он подчеркивал, что именно в таких зонах протекают важнейшие биологические, химические, биохимические и седиментационные процессы [Вернадский, 1926]. В частности, в качестве основной формы концентрации жизни рассматривалась тонкая верхняя живая пленка планктона, которая покрывает поверхность океана и где сосредоточена главная масса одноклеточных фитопланктонных микроорганизмов.

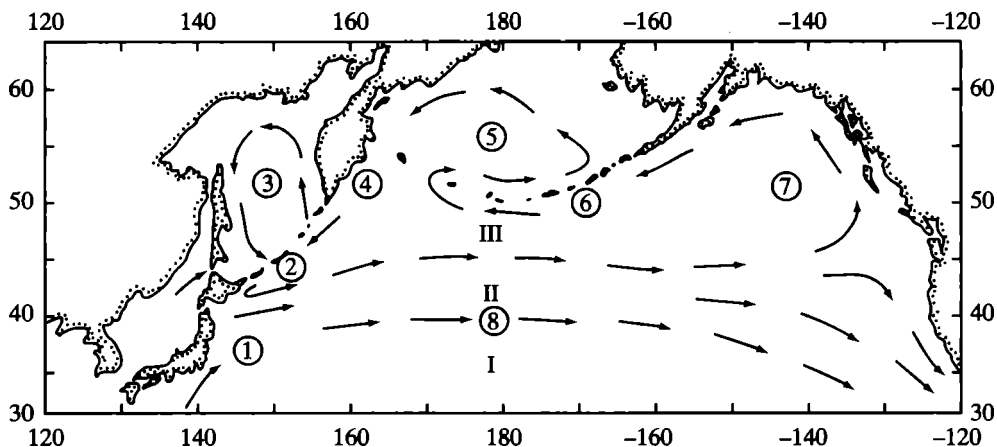
Роль диатомей в морских экосистемах огромна. Во-первых, составляя по биомассе более 90% массы всех водорослей, они поставляют около 70% органического вещества, или первичной продукции, океана в целом [Лисицын, 1981] и служат первичным звеном в цепи пищевых связей. Во-вторых, в современных океанах и морях диатомей являются основными продуцентами биогенного кремнезема и наиболее распространенными кремнистыми планктонными организмами во взвеси вод. В конечном счете, количество аморфного кремнезема в поверхностных водах, извлекаемого фитопланктоном, отражает степень относительной продуктивности диатомовой флоры. В-третьих, диатомовые водоросли – главные поставщики биогенного кремнезема в донные осадки: на их долю приходится более 90% современного кремненакопления [Лисицын, 1978].

При проведении реконструкций обстановок и событий прошлого большое значение имеет понимание основных причин и механизмов, определяющих развитие и продуктивность флоры, а также особенности распространения, состава и экологической структуры диатомовых комплексов. Кроме того, надо учитывать, что процессы осадконакопления и формирования донных осадков определяют различия в количественных и качественных характеристиках ассоциаций в планктоне и осадках. Необходимо отметить, что развитие, степень продуктивности диатомей, а также состав флоры в конечном счете зависят от режима глобальной океанической циркуляции.



**Продуктивность.** В количественном отношении диатомей распределены в Мировом океане неравномерно, так как степень продуктивности и биомасса диатомовых в первую очередь зависят от насыщенности поверхностных вод кремниевой кислотой, нитратами, фосфатами и железом. Наибольшее обогащение фотической зоны этими элементами осуществляется за счет подъема к поверхности глубинных вод, в которых содержится огромный запас минеральных солей. Однако при имеющейся термической стратификации водной толщи с наличием термоклинного барьера подъем возможен только в зонах, где происходит интенсивное вертикальное перемешивание вод. Такой процесс в океанах в первую очередь происходит за счет дивергенций и циклонических круговоротов, а также в районах региональных апвеллингов прибрежных зон окраин материков (возникающих из-за сгонных явлений) и в апвеллинговых зонах, находящихся на стыке разнонаправленных поверхностных течений в экваториальных районах восточных частей океанов. Таким образом, места поступления глубинных вод к поверхности обусловлены общей циркуляцией и в целом протягиваются широтно. В Мировом океане прослеживаются три основных пояса массового развития и высокой продуктивности диатомей: два в высоких–средних широтах и один (выраженный слабее) – в экваториальной области [Lisitzin, 1972; Calvert, 1974; Лисицын, 1978; и др.], с которыми совпадают пояса высокой концентрации кремнистой взвеси. Наибольшая продуктивность фитопланктона характерна для холодноводных областей приантарктических районов, а также Северной Пацифики и прилегающих морей, для которых характерно интенсивное вертикальное перемешивание вод.

**Таксономический состав ассоциаций в морских биоценозах.** Подобно другим планктонным организмам, закономерности распространения диатомей и состав их ассоциаций определяются характеристиками выделяемых в структуре вод поверхностных водных масс, которым, в зависимости от положения климатических зон и деятельности течений, свойственны определенные режимы температур и солености. В Мировом океане в субмеридиональном направлении прослеживается несколько основных типов таких водных масс, разделенных переходными зонами (фронтами) [Степанов, 1974; и др.]. Основные черты температурного режима и циркуляции поверхностных вод в северной части Тихого океана определяются двумя основными областями атмосферного давления: Северо-Тихоокеанским максимумом и Алеутским минимумом. В Северной Пацифике формируются арктическая, субарктическая и субтропическая водные массы, которые соответствуют различным физико-географическим областям [Степанов, 1974; Лебедев и др., 1981; Sancetta, Silvestri, 1986; и др.] (рис. 2). Субарктическая и субтропическая массы разделены субарктическим фронтом – переходной зоной, которая, в целом, соответствует умеренной области. По комплексу характеристик поверхностные воды фронта занимают промежуточное положение между субарктическими и субтропическими водами, находясь в зоне их смешения. Результаты многочисленных исследований показали, что разным поверхностным водным массам соответствуют ассоциации диатомей определенного таксономического состава, а для переходных зон характерны смешанные



**Рис. 2.** Современная циркуляция вод и распределение поверхностных водных масс в северной части Тихого океана (по: [Sancetta, Silvestri, 1986])

I–III – водные массы: I – субтропическая, II – переходная (субарктический фронт), III – субарктическая; 1, 2, 4, 6, 8 – течения: 1 – Куроисио, 2 – Ойяисио, 4 – Восточно-Камчатское, 6 – Алеутское, 8 – Северо-Тихоокеанское; 3, 5, 7 – морские круговороты: 3 – Охотоморский, 5 – Берингоморский, 7 – Аляскинский

составы комплексов. Использование метода ареалов при фитогеографическом районировании и сравнение флористических границ в Северной Пацифике с границами водных масс и крупномасштабными круговоротами вод указывают на совпадение типов ареалов с областями распространения поверхностных водных масс [Сёмина, 1974; Беклемишев, Сёмина, 1986; и др.].

Таким образом, широтные температурные различия можно рассматривать как первичный фактор фитогеографической дифференциации. Кроме того, в пределах каждой широтной зоны существуют определенные различия в «облике» диатомовых сообществ, обусловленных результатом деятельности течений и круговоротов (поверхностной циркуляции) и удаленностью от побережья (открытый океан, прилегающие моря, шельфовые зоны).

**Биогенное кремненакопление и состав танатоценозов.** В Мировом океане прослеживаются три пояса осадочного кремненакопления: приантарктический (где накапливается около 80% биогенного кремнезема океанов), северный высокоширотный и приэкваториальный [Lisitzin, 1972; Лисицын, 1978]. В целом, они совпадают с поясами высокой продуктивности диатомей и их концентрации в водной взвеси. К важнейшим факторам, определяющим состав танатоценозов, относится сохранность створок диатомей при осадконакоплении. Во многом она обусловлена растворением панцирей при их опускании сквозь толщу воды. В среднем из фотической зоны в донные осадки попадает лишь небольшой процент от общего количества панцирей [Лисицын, 1966, 1978; Calvert, 1974; и др.]. Поэтому ряд форм могут отсутствовать в составе танатоценозов, что приводит к несоответствию между количественными и качественными характеристиками комплексов в планкто-

не и осадках. В некоторых случаях растворение панцирей может также продолжаться и на дне бассейна под воздействием химически агрессивных по отношению к кремнезему глубинных вод. Такой процесс, например, происходит в Северной Атлантике, где донные воды формируются за счет двух разных источников, в результате чего являются недонасыщенными в отношении растворенного кремнезема [Baron, Baldauf, 1989; Baldauf, Baron, 1990]. Это приводит к тому, что накопление биогенных кремнистых осадков в этом регионе незначительно.

Важные выводы о закономерностях распределения комплексов диатомей в донных осадках Тихого океана, их роли в формировании осадков, а также возможности использования в палеоокеанографических реконструкциях были получены в ходе экологических и океанологических исследований, широко проводящихся с 60-х годов с прошлого века. Впервые экосистемный подход, учитывающий, в частности, связь между разновидностями поверхностных водных масс и определенными сочетаниями доминирующих форм диатомей, был применен в конце 50-х – начале 60-х годов А.П. Жузе [1957, 1959, 1962 и др.] для интерпретации танатоценозов Северо-Западной Пацифики и прилегающих морей. Результаты исследований, основанных на анализе качественных и количественных характеристик диатомей в донных осадках [Жузе, 1962, 1968; Kanaya, Koizumi, 1966; Жузе и др., 1969; Kanaya, 1969; и др.], показали, что:

1) в поверхностных осадках Тихого океана последовательно сменяются несколько комплексов диатомей (танатоценозов), в которых наблюдаются отчетливые изменения таксономического состава по мере продвижения с севера на юг и от открытых частей бассейнов к побережьям;

2) распространение и состав танатоценозов в пелагических осадках зависят от свойств поверхностных водных масс. Для различных климатических зон и соответствующих им водных масс характерна флора с определенным видовым составом и сочетанием доминант, что дает возможность проведения палеоокеанографических реконструкций;

3) в зонах смешения различных водных масс (как в районе субарктического фронта), наблюдается смешанный состав танатоценозов;

4) количественное распределение и концентрация диатомей в осадках зависят от их количества в планктоне данного района, а также определяются последующим влиянием: характером сохранности, степенью терригенного и органогенного разбавления, условиями фоссилизации.

Таким образом, в осадках Тихого океана были прослежены экологически разнородные комплексы диатомей, а также, в целом, выявлено соответствие между ассоциациями танатоценозов и определенных биоценозов диатомей в планктоне, что отражает свойства и характер распространения поверхностных водных масс. Дальнейшее развитие экосистемный подход получил при детальном палеоокеанографическом реконструкциях на основе интерпретации диатомовых комплексов в осадках высоких–средних широт Северной Пацифики и прилегающих морей с использованием статистических методик [Sancetta, 1979a, б, 1981, 1982, 1983; Sancetta, Silvestri, 1986 и др.]. В частности, в пределах региона были выделены девять «кластеров»

(провинций), характеризующихся определенным составом форм с их достаточно устойчивым процентным соотношением, что отражает формирование под влиянием неодинаковых океанологических обстановок и гидрологических режимов. Прослеживание распределения этих кластеров далее использовалось при анализе более древних ассоциаций с возрастом до 2,5 млн лет.

**Значение диатомей при изучении морских экосистем кайнозоя.** Из приведенного выше обзора следуют предпосылки для возможности интерпретации пространственного распространения кремнистых толщ и состава древних диатомовых ассоциаций с точки зрения расшифровки развития морских экосистем. С долей условности, в пределах океаноценоза может быть выделена экосистема (ЭС) поверхностных вод, охватывающая фотическую зону. Ее отличительная биотическая характеристика заключается в наличии фитопланктонных организмов. Исходя из особенностей распределения фитопланктона, в рамках «поверхностной» ЭС можно наметить более дробные системы, которые относительно отграничены друг от друга по широте (широтная зональность), морскими течениями (поверхностная циркуляция), в виду разной удаленности их от суши и т.д. Параметры окружающей среды в таких ЭС определяют различия в «облике» сообществ.

Опустившись на дно бассейна и попав в осадки, панцири диатомовых перемещаются из «поверхностной» ЭС через пелагиаль в ЭС бентали. Изменения в планктонных биоценозах и их пространственном распределении, связанные как с влиянием среды обитания, так и с эволюционным процессом, в определенной мере фиксируются в комплексах танатоценозов и тафоценозов. Из этого следует, что в последовательности морских толщ запечатлены характеристики «поверхностных» палеоэкосистем (ПЭС). Это дает основу для выявления происходивших в них изменений, а также оценки степени их синхронности и возможной связи с процессами различного характера и масштаба. Имеющийся материал по распространению и стратиграфическому положению кайнозойских диатомовых комплексов Северо-Тихоокеанского региона (зональное расчленение, возраст, корреляция и т.д.) является важной основой для выявления особенностей развития диатомовых ассоциаций во времени, а также условий их формирования и захоронения.

Это предоставляет возможность проведения на основе изучения диатомей экосистемного (палеоэкосистемного) анализа в двух аспектах. Первый связан с рассмотрением флоры с точки зрения ее развития в зоне фотосинтеза, т.е. в «поверхностной морской экосистеме», входящей в состав океанической системы. Второй аспект учитывает то, что развитие диатомей происходит в рамках жизни океана как целостной мегасистемы и поэтому находится в неразрывной связи с происходящими в ней глобальными процессами (циркуляция и перемешивание вод и т. д.). При таком подходе «поверхностная» ЭС, в которую диатомовая флора входит в качестве одной из составляющих, может рассматриваться как элемент океанической системы, изменения и перестройки в которой находят отражение в реакции ее составных частей.

Таким образом, древние комплексы диатомей в той или иной мере отражают состояние, характеристики и перестройки палеоэкосистем. Изучение состава и характера распространения разновозрастных ассоциаций дает возможность реконструировать ряд параметров древних систем, связанных с изменением положения их границ, температур поверхностных вод, характера седиментации, глубин бассейнов и др. Разумеется, так как объектом изучения являются следы древних экосистем, отраженные в составе фации и ориктоценозах, такой анализ не может претендовать на всесторонность и дает только приближенное представление об ЭС прошлого. Однако ископаемый материал позволяет наметить вполне определенный ход развития морских систем и высветить ряд особенностей такого развития.

## **РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ**

### **Северная Пацифика как часть океанической экосистемы: специфика, структура и границы**

Под «Северной Пацификой» понимается область, в настоящее время охватывающая средние и высокие широты Тихого океана, к северу от ~35–40° с.ш. (см. рис. 2). Этот сегмент можно рассматривать как часть единого океаноценоза или как часть тихоокеанской ЭС. Общая специфика этой части океана заключается в том, что в ней расположен субарктический циклонический круговорот с общим подъемом глубинных вод, что находит отражение в характеристиках поверхностных вод. В качестве южной границы «северотихоокеанской» системы выбран субарктический фронт, разделяющий субарктическую и субтропическую области. За восточную, западную и северную границы могут быть приняты побережья континентальных блоков Северной Америки и Азии, ограничивающие акваторию Северной Пацифики; по Берингову проливу на самом севере будет проходить граница с системой Северного Ледовитого океана. Определенная условность границ свидетельствует о полуоткрытости рассматриваемой ЭС. В пределах «поверхностной» ЭС могут выделяться более дробные единицы (открытая часть океана, окраинные моря, шельфовые зоны и т.д.), со своими спецификой и особенностями. Однако все они имеют и общие черты, в той или иной степени отражающие характеристики и тенденции развития, и рассматриваются в пределах единой системы.

### **Особенности развития диатомовых комплексов кайнозоя Северо-Тихоокеанского региона и события в океанических экосистемах**

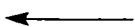
На основе изменений площадного распространения биогенных кремнистых толщ и темпов их накопления в кайнозое были выделены шесть основных периодов накопления кремнезема в донных осадках [Гладенков, 2003]; (рис. 3). Поэтому представляется удобным провести анализ развития диатомовых ассоциаций по отдельным интервалам геологической истории в рамках таких этапов.

Млн лет	Орудел		Хрон	Полярность	Зона по диатомеям	Этапы и подэтапы эволюционного развития диатомовой флоры	Периоды процесса биогенного кремне-накопления	Изменения в диатомовых комплексах	Характер биогенного кремне-накопления (БК)	Тектонические, океанологические, климатические и другие перестройки
	Орудел	Подорудел								
0		Q	C1		N. seminae Pr. curvirostris A. oculatus					
1			C2		N. koizumii					
2			C2A		N. koizumii - N. kamtschatica	IV ⑦		X	Становление современного режима осадконакопления и продуктивности диатомовой флоры	Резкое похолодание; начало континентального оледенения; формирование "современного" галокина и субарктического фронта
3			C3		Neodenticula kamtschatica			T	Начало миграции диатомей в Арктику и С. Атлантику через Берингов пролив	Усиление тектонич. активности в Берингово-Алеутской и Камчатско-Сахалинской областях
4			C3A					X	Начало формирования субарктических комплексов	Первое открытие Берингова пролива
5			C3B					T	Появление различий в комплексах средних широт восточн. и западн. частей региона	IRD, интенсификация Аляскинского круговорота
6			C4		Th-ma schraderei	⑥		T	Усиление провинциализма флор Северной и экваториальной Пацифики	Второй миоценовый климатический оптимум в районах с-з обрмления
7			C4A		D. katayamae D. dimorpha			X	Начало изменений в составе и структуре ассоциации - дифференциация комплексов высоких-средних и более южных широт	Первый миоценовый климатический оптимум (по разным группам фауны и флоры) и трансгрессия в районах с-з обрмления
8			C5		Th. yabei			T		Складчато-блоковые тектонические движения в районе Камчатки
9			C5A		D. praedimorpha	III ⑤		X	Основное изменение общего характера седиментации в КЗ (в сторону преобладания БК)	
10			C5B		Cr. nicobarica			T	Начало формирования типично неогеновой флоры	
11			C5C		D. hyalina			X	Начало более масштабного процесса БК	
12			C5D		D. lautae			T	Начальная фаза увеличения БК	
13			C5E		Cr. sawamurae			X		
14			C6		Th. fraga			T		
15			C6A		Thalassiosira praefraga	II ④		T	Начало развития в с-в секторе субарктической Пацифики	
16			C6AA					T		
17			C6B					T		
18			C6C					T		
19			C7		Rocella gelida	③		T		
20			C8					T		
21			C9					T		
22			C10		C. rectus			T		
23			C11		R. uljanovi			T		
24			C12		Rh. oligocaenica	②		T	Появление космополитных элементов океанического планктона; начало развития в океанической части региона (с-з сектор)	Начало формирования "дрифта" Мейджи в с-з части субарктической Пацифики
25			C13					T		
26			C15			I ①		T	Активное формирование кремнистых толщ в районе с-з обрмления Пацифики (Охотоморская область)	Тектонические движения в Охотоморской области
27			C16		He расчленено			T		Появление бореальных сообществ бентосной морской фауны и сравнительно холодноводных флористических комплексов в Охотоморской области
28			C17					T		

**Средний эоцен – середина раннего олигоцена (~43–31 млн лет назад). Эоцен.** Наиболее древние канозойские диатомовые ассоциации (среднего и позднего эоцена) установлены только в районах северо-западного и восточного обрамления Северной Пацифики [Barton et al., 1984; McLean, Barton, 1988; Долматова, 1985; Цой и др., 2000; Цой, 2003; и др.]. Из имеющихся данных следует, что присутствие диатомей прослеживается, начиная, по крайней мере, с конца лютетского века (~43 млн лет назад) среднего эоцена. В открытоокеанической части региона в эоценовое время имела место преимущественно карбонатная седиментация, с накоплением наннопланктонных и фораминиферовых илов [Rea et al., 1995]. Наиболее благоприятные условия для развития диатомей существовали в приконтинентальных апвеллинговых зонах. Неритические ассоциации развивались в прибрежных зонах или заливах окраинных морей (существовавших в районах Чукотки и Северо-Западной Камчатки), связь которых с водами открытого океана была незначительна. Вероятно, находки диатомей в Охотоморской области отражают этап развития морского бассейна, связанный с трансгрессией, которая фиксируется здесь в среднем эоцене [Эоцен..., 1991; Гладенков, Шанцер, 1993; и др.].

Влияние океанических вод было намного более значительным вблизи юго-восточного побережья Камчатки, где апвеллинг мог быть связан с деятельностью околосбереговых течений. Наиболее продуктивно кремнистый планктон во второй половине среднего эоцена – позднем эоцене развивался в районе восточной периферии Северной Пацифики – в зонах интенсивного апвеллинга у побережья Калифорнии под воздействием Палео-Калифорнийского течения [Barton et al., 1984; McLean, Barton, 1988]. Из анализа калифорнийских и восточнокамчатских диатомовых ассоциаций следует, что к концу среднего эоцена комплексы, для которых характерны низкоширотные океанические виды, сменялись комплексами, включающими относительно более холодноводные элементы, в частности, типичные для Норвежского моря, а также неритические формы.

Тепловодный характер древнейших эоценовых Северо-Тихоокеанских диатомовых ассоциаций указывает на обширность субтропической зоны, северная граница которой могла простираться до высоких широт. Появление в конце среднего эоцена различий с низкоширотными комплексами, вероятно, может говорить об усилении широтного термического градиента и сужении субтропической зоны. На это указывают и данные по карбонатному планктону, полученные при изучении разрезов северо-западного обрамления Пацифики. Несмотря на то, что комплексы планктонных фораминифер и наннопланктона бартонского и приабонского возраста прослеживаются в регионе до широт Северной Камчатки и Корякского нагорья, тепловодные элементы в них редки или практически отсутствуют [Беньямовский, Гладенков, 1996; Щербинина, 1997; Серова, 2001; и др.].



**Рис. 3.** Развитие комплексов диатомей и геологические события олигоцена–неогена в Северо-Тихоокеанском регионе (по: [Гладенков, 2003])

Необходимо отметить, что редкость находок или отсутствие остатков диатомовых в разновозрастных кремнистых толщах, развитых в различных структурно-фациальных зонах обрамления Северной Пацифики, могут не всегда отражать масштаб биогенного осадконакопления. Это связано с вторичными изменениями толщ при диагенезе и катагенезе в определенных термодинамических условиях, в результате чего происходили преобразования кремнезема. Такие преобразования могли явиться причиной исчезновения органогенной структуры и перехода опала (опал-А), из которого состоят панцири диатомей, в кристобалит (опал-СТ) и далее в кварц (халцедон). По мнению многих исследователей, широко развитые в регионе кремнистые породы кайнозоя, лишённые органогенной структуры или сохранившие ее реликты, представляют собой продукт переработки биогенных осадков [Hein et al., 1978, 1990; Гречин, 1976, 1987; Isaacs et al., 1983; Keller, Isaacs, 1985; и др.]. Исходя из этого, эоценовые кремнистые толщи, представленные, например, в нижней части каменной свиты Командорских островов (средний эоцен – низы верхнего эоцена?), ковачинской свите Западной Камчатки среднего – верхнего эоцена и верхнеэоценовой формации Эндрю Лэйк о-ва Адак Алеутской гряды, по генезису могут рассматриваться как биогенные осадки, утерявшие затем изначальную структуру кремнезема в результате переработки в активных тектонических зонах.

**Начало раннего олигоцена.** Диатомовые ассоциации конца позднего эоцена в регионе к настоящему времени не установлены, и проследить переходные комплексы от эоцена к олигоцену не удастся. С одной стороны, это может указывать на неблагоприятные условия развития флоры в данное время. С другой – перерывы в осадконакоплении вблизи границы эоцена и олигоцена могут свидетельствовать о размывах вследствие падения уровня океана и действия придонных течений. В начале раннего олигоцена комплексы диатомей развивались только в пределах северо-западного обрамления Пацифики. Наиболее представительные из них формировались в морских зонах, расположенных вдоль северо-восточной окраины Азиатского континента. Такие ассоциации изучены в разрезах Командорских островов, Японии и Курило-Камчатского желоба [Гладенков, 1998, 2003; Yanagisawa, Suzuki, 1987; Цой, 2002а, б; и др.]. Наиболее оптимальные условия для продуктивного развития диатомей и интенсивного накопления кремнистых осадков существовали в районе западного окончания Алеутской гряды (Командорские острова).

Начиная с раннего олигоцена, происходят затухание процесса кремнеземакопления у побережья Северной Америки и его интенсификация с увеличением ареала в приконтинентальных частях северо-западной и северной периферии Пацифики – в пределах окраин нынешних Охотского и, отчасти, Берингова морей. В первую очередь, это относится к Охотоморской области, где в разрезах Восточного Сахалина и Западной Камчатки широко представлены разнообразные кремнистые породы, для которых, однако, органогенная структура кремнезема, как правило, не характерна. Судя по редким находкам диатомей раннего олигоцена (которые в разрезах характеризуют отдельные уровни), их комплексы были приурочены к неритическим мор-



ским зонам. Вероятно, усиление кремненакопления могло быть связано с изменением в олигоцене палеогеографических условий в зоне перехода от океана к континенту, в частности, вследствие тектонических перестроек. По-видимому, в пределах относительно мелководных морских впадин, образовавшихся в результате нисходящих движений, имелись благоприятные условия для накопления кремнистых и кремнисто-глинистых осадков – во многом, как можно предполагать, за счет осаждения биогенного кремнезема.

В диатомовых ассоциациях начала раннего олигодена фиксируется появление элементов планктона (*Rhizosolenia oligocaenica*, *Rh. antarctica*, *Thalassiosira mediacconvexa*, *Asteromhalus oligocenicus*, *Eurossia irregularis*, *Hemiaulus* и *Rouxia* spp. и др.), которые типичны для разновозрастных комплексов высоких южных широт, а также высоких широт Северной Атлантики, но не характерны для разновозрастных ассоциаций низких широт [Fenner, 1985; и др.]. Это может свидетельствовать об увеличении степени провинциализма диатомовых флор высоких–средних и низких широт. Такие изменения могли быть связаны с усилением широтных температурных градиентов между поверхностными водами и сужения субтропической зоны вследствие похолодания. На это указывают и данные по другим группам морских организмов. Холодноводной по сравнению с эоценовыми является древнейшая олигоценовая ассоциация радиолярий Северо-Тихоокеанского региона, которая наиболее сходна с комплексами высоких широт Северной Атлантики [Витухин, 2001; и др.]. Доказательством похолодания служит и почти полное отсутствие в олигоцене остатков карбонатного планктона. Данные по разрезам морского палеогена Хоккайдо, Сахалина, Камчатки, Корякского нагорья и субарктической Пацифики свидетельствуют, что наннопланктон и планктонные фораминиферы характерны для эоценовых горизонтов и практически отсутствуют в олигоценовых [Крашенинников и др., 1988; Okada, Kaiho, 1992; Опорный разрез..., 1994; Beaufort, Olafsson, 1995; Беньямовский, Гладенков, 1996; Щербинина, 1997; Басов, 1999; Серова, 2001; Гладенков, Щербинина, 2001]. Это указывает на сужение к началу олигодена продуктивной зоны карбонатного осадконакопления со сдвигом ее северной границы по направлению к экватору.

Таким образом, в начале олигодена в периферических частях Северо-Западной Пацифики процесс кремненакопления несколько усилился, что может свидетельствовать о большей степени продуктивности диатомей по сравнению с поздним эоценом (в открытом океане, однако, это практически не прослеживается). Состав ассоциаций указывает на похолодание и усиление контраста температур поверхностных вод районов высоких–средних широт и тропической области.

**Вторая половина раннего олигодена – начало раннего миоцена (~31–20 млн лет назад).** ~31–30 млн лет назад диатомей появились в западной части субарктической Пацифики [Gladenkov, Barron, 1995]. Редкие остатки сохранившейся в преимущественно глинистых толщах указывают на низкую продуктивность и/или плохую сохраняемость при захоронении и фоссилизации. Однако, по-видимому, к этому времени может относиться начальная фаза перехода к доминированию в северной части Тихого океана

кремнистого фитопланктона в результате освоения экологических ниш, занимаемых здесь ранее фитопланктоном карбонатным. Диатомовые ассоциации продолжают также развиваться в неглубоководных зонах у побережья восточной окраины Азии (северной части Хоккайдо и Восточного Сахалина), однако их ареал здесь несколько сужается, возможно, вследствие падения уровня моря. В частности, они уже не характерны для района Командорских островов и Восточного Хонсю.

Судя по улучшению степени сохранности и увеличению численности остатков в разрезах западной части субарктической Пацифики, Курило-Камчатского желоба, Хоккайдо и Северо-Восточной Камчатки, условия для развития диатомей и захоронения их в осадках во второй половине раннего олигоцена с уровня ~30 млн лет назад стали более благоприятными. В конце раннего олигоцена широкое распространение получают типичные для позднего кайнозоя представители родов *Cavitatus*, *Kisseleviella*, *Rocella*, *Thalassionema* и др. Характерные элементы планктона, входящие в состав ассоциаций (*Cavitatus jouseanus*, *C. miocenicus*, *Coscinodiscus lewisianus*, представители рода *Rocella* и др.), относятся к космополитам олигоценовых океанов. В Северной Пацифике они появляются в той же стратиграфической последовательности, которая фиксируется в районах низких широт, в высоких широтах Северной Атлантики и Южном океане [Fenner, 1985]. В частности, это может указывать на связи поверхностных вод Северной Пацифики и более южных частей океана. Об ослаблении широтных температурных градиентов и отодвигании субтропической зоны к северу в конце раннего олигоцена свидетельствуют находки в субарктической Пацифике планктонных форм, типичных для низких широт, причем некоторые из них (*Cestodiscus kugleri*) имеют достаточно высокую численность [Gladenkov, Barton, 1995].

Диатомей позднего олигоцена характерны прежде всего для северо-западной и северной частей региона. В океаническом секторе интенсивность накопления биогенного кремнезема не увеличивается [Rea et al., 1993; Barton, 1998]. В разрезах первой половины верхнего олигоцена фиксируются интервалы, в которых остатки диатомовых или отсутствуют, или редки и имеют плохую сохранность. Не исключено, что это связано с периодическими изменениями уровня океана при общей тенденции к его понижению. Низкое стояние уровня моря могло приводить к размыву осадков и сокращению ареала ассоциаций. Однако находки диатомей в районах Берингова моря, Восточной Камчатки, Курило-Камчатского желоба, Охотоморской провинции, Северной Японии указывают на существование в отдельные периоды благоприятных условий для развития флоры, с тенденцией их улучшения во второй половине позднего олигоцена. Представители основной части комплексов позднего олигоцена (кроме его конца) являются сравнительно холодноводными. В их составе океанические элементы, типичные для разновозрастных ассоциаций низких широт, или отсутствуют (такие как *Rossiella symmetrica*, *Bogorovia veniamini*, *Thalassiosira primalabiata* и др.), или встречаются редко (например, *Coscinodiscus rhombicus*, *Azpeitia* spp. – во второй половине позднего олигоцена).

Относительно холодноводный характер комплексов (за исключением конца позднего олигоцена) отражает, вероятно, некоторое общее усиление широтных температурных градиентов между поверхностными водами тропическо-субтропической зоны и более северных районов. Однако для позднеолигоценовых ассоциаций как высоких, так и низких широт Мирового океана характерно распространение ряда общих планктонных форм – *Lisitzinia ornata*, *Rocella vigilans*, *R. gelida* и др. Это может указывать на определенную степень связи и взаимовлияния вод разных районов и отражать «упругую» реакцию морской биоты в экосистемах на изменения окружающей среды.

В начале раннего миоцена существенного увеличения темпов кремненакопления не наблюдается, однако в пределах зоны *Thalassiosira praefraga* прослеживается тренд улучшения сохранности диатомей, а также расширения ареала ассоциаций. Как правило, в комплексах, наряду с пелагическими, доминируют неритические виды (прежде всего, *Kisseleviella carina*). Тепловодные формы встречаются спорадически и в небольшом количестве. В составе ассоциаций исчезают или становятся единичными древние представители родов *Goniothecium*, *Hemiaulus*, *Pseudotriceratium*, *Rouxia*, *Puxilla*, а также типичные для олигоцена *Lisitzinia* и *Rocella* spp. Появляется *Actinocyclus ingens* – вид, получающий впоследствии широкое распространение в миоцене. Фиксируются формы с раннемиоценовым интервалом стратиграфического распространения, характерные для высоких–средних широт (*Kisseleviella ezoensis*, *Rhizosolenia hotaense*). В целом, изменения в палеофитоценозах могут свидетельствовать о начале перехода к преимущественно неогеновой флоре и освоения экологических ниш новыми элементами.

**Вторая половина раннего миоцена – начало среднего миоцена (~20–15 млн лет назад).** Этот период характеризуется началом масштабного биогенного кремненакопления в Северо-Тихоокеанском регионе. Самая ранняя, а ч а л ь н а я, фаза усиления этого процесса может быть отнесена к середине раннего миоцена (~20–18 млн лет назад). В западной части субарктической Пацифики диатомей, игравшие незначительную роль в составе осадков, в верхней части зоны *Thalassiosira fraga* начинают становиться их существенной компонентой, а преимущественно глинистые и глинисто-карбонатные отложения – сменяться кремнистыми [Rea et al., 1993]. В интервале ~19–18 млн лет назад фиксируется некоторое увеличение интенсивности накопления биогенного кремнезема (БК) в осадках [Rea et al., 1993, 1995; Ваггон, 1998]. Темпы аккумуляции БК возрастают и в районе залива Аляска, где диатомей появляются с уровня ~18,5 млн лет назад. Увеличение количества диатомовых в осадках, наряду с улучшением их сохранности, отмечается также в разрезах обрамления, в частности, у восточного побережья Японии.

Для комплексов середины раннего миоцена характерны элементы океанического планктона, развитые как в одновозрастных ассоциациях низких широт, так и в высоких широтах Мирового океана. Часть из них унаследована с олигоцена (представители родов *Cavitatus*, *Azpeitia*, *Coscinodiscus* и др.), другая появляется в самом конце позднего олигоцена (*Thalassiosira*

*praefraga*) и в раннем миоцене (*Actinocyclus ingens*, *Thalassiosira fraga*, *Raphidodiscus marylandicus*, *Azpeitia praenodulifera*, *Nitzschia maleinterpretaria* и др.). В интервале зоны *Thalassiosira fraga* отмечено проникновение до широт о-ва Хонсю тепловодного океанического вида *Bogorovia barroni*, типичного для тропической зоны, в которой он появляется в более раннее время [Yanagisawa, 1995]. Таким образом, присутствие данных элементов в Северной Пацифике может свидетельствовать о сравнительно тепловодном характере раннемиоценовых ассоциаций и обширности субтропической зоны. Однако некоторые из этих форм встречаются относительно редко и во многих случаях прослеживаются на отдельных уровнях. Кроме того, ряд видов, типичных для приэкваториальных областей (*Thalassiosira spumellaroides*, *Rossiella paleacea*, *Actinocyclus hajosiae*, *Craspedodiscus elegans* и др.), в северной части Тихого океана практически отсутствует.

Вероятно, это было обусловлено двумя основными причинами. Во-первых, температуры поверхностных вод Северной Пацифики (в силу ее широтного положения) были ниже по сравнению с более южными районами, где формирование диатомовых ассоциаций шло под воздействием теплых приэкваториальных течений. Для северных широт прежде всего были характерны элементы планктона, являвшиеся убиквистами, или наиболее эврибиотными океаническими формами. Тем не менее, четкого обособления поверхностных ЭС в пределах всей средне-высокоширотной зоны еще не существовало, на что указывает и отсутствие в субарктических комплексах эндемичных пелагических форм. Во-вторых, так как большинство ассоциаций продолжали формироваться в приконтинентальных частях, они характеризовались меньшим количеством океанических элементов и развитием неритических диатомей, унаследованных с конца олигоцена и появившихся в раннем миоцене. Вероятно, проявлялись определенные черты провинциализма высоко-среднеширотной флоры, так как некоторые виды (*Kisseleviella magnaareolata*, *K. ezoensis*, *Rhizosolenia hotaense*, *Rh. norwegica*, *Coscinodiscus sawamurae*) в приэкваториальных районах неизвестны. Данные по бентосным группам тоже свидетельствуют о том, что, в отличие от позднего олигоцена, климат раннего миоцена был в целом более теплым и умеренным – в это время на широте Камчатки появились южнобореальные виды [Гладенков, Шанцер, 1993].

Конец раннего миоцена – начало среднего миоцена (~18–15 млн лет назад) характеризуется увеличением масштаба биогенного кремненакопления в регионе, в первую очередь, в его окраинных частях. С уровня ~18 млн лет назад диатомовые глины и илы, или близкие к ним осадки, начинают преобладать в Северо-Западной Пацифике. В заливе Аляска появляются кремнисто-глинистые илы, которые примерно на 80% сложены остатками диатомей и радиолярий удовлетворительной сохранности [Rea et al., 1993]. С уровня ~17,5 млн лет назад начинается накопление кремнистых толщ формации Монтерей у побережья Калифорнии [Barron, 1986; Barron, Baldauf, 1990 и др.]. В интервале 16–15 млн лет назад (зона *Denticulopsis lauta*) диатомиты, туфодиатомиты и связанные с ними породы, в которых органогенная структура кремнезема во многих случаях не изменена, начинают получать рас-

пространение в пределах всего региона. К этому периоду приурочена первая фаза масштабной экспансии биогенного кремненакопления в Северной Пацифике, сопровождавшаяся значительным увеличением продуктивности диатомей и улучшением степени их сохранности в осадках. Такие перестройки указывают на повышение в поверхностных водах концентрации питательных веществ, а также на изменение свойств и характера глубинных вод.

Состав диатомовых комплексов конца раннего и начала среднего миоцена свидетельствует об их относительно тепловодном характере. 18,4 млн лет назад в Северо-Западной Пацифике появляется род *Crucidenticula*, представители которого типичны для океанических ассоциаций конца раннего–среднего миоцена. Наиболее широко они распространены в низких широтах, где достигают максимального обилия. Их находки в районах высоких широт, наряду с другими теплолюбивыми элементами планктона (*Coscinodiscus lewisianus*, *Azpeitia* spp.), свидетельствуют о повышении температур поверхностных вод. Древнейший представитель *Crucidenticula* (*Cr. sawamurae*) проник в конце раннего миоцена примерно до 51° с.ш. в северо-западном секторе Пацифики и до 54° с.ш. – в ее северо-восточной части, а более молодой вид *Cr. kanayae* распространялся севернее 58-й параллели [Barron, Gladenkov, 1995; Детальное расчленение..., 1992]. Интересно, однако, что другой вид – *Cr. ikebei* – известен только в средних и высоких широтах обоих полушарий [Yanagisawa, Akiba, 1990; Harwood, Maruyama, 1992; Gladenkov, Barron, 1995]. Ареал нового рода *Mediaria*, который появился ~18 млн лет назад, приурочен к средним–высоким северным широтам. Такие факты свидетельствуют, что при достаточно устойчивой связи с комплексами низких широт во второй половине раннего миоцена просматривается тенденция обособления более северных планктонных ассоциаций. Это отражалось как в появлении черт провинциализма, так и в начале постоянного развития форм, получивших здесь в дальнейшем широкое распространение. Вблизи границы раннего и среднего миоцена в северотихоокеанских ассоциациях появляется род *Denticulopsis*. Его представители более холоднолюбивы по сравнению с таковыми рода *Crucidenticula* и преобладают прежде всего в планктоне северных широт. Появление таких видов, как *Nitzschia challengerii* (развит только в Северной Пацифике), *Denticulopsis praelauta* (отсутствует в тропических районах), *D. lauta* (широко распространен в средних–высоких широтах и редок в низких) указывает на возникновение в начале среднего миоцена элементов, имеющих преимущественно средне-высокоширотный ареал. Вероятно, к этому времени относится начало формирования ядра неогеновой диатомовой флоры данного региона и признаков ее провинциализма. Однако холодноводные элементы в океанических комплексах еще имели подчиненное значение, а в мелководных ассоциациях продолжали доминировать древние неритические формы. В целом, океанические и неритические комплексы средних–высоких широт Северной Пацифики достаточно схожи, свидетельствуя об однородности флоры в пределах этой области.

**Средний–поздний миоцен (~15–6,5 млн лет назад).** С начала среднего миоцена (с уровня ~15 млн лет назад) в регионе фиксируется основное изменение общего характера осадочного процесса в сторону преобладания биоген-

ного кремненакопления в результате «вспышки» продуктивности диатомовой флоры. Кремнистые осадки получают широкое распространение в океанической и окраинных частях Северной Пацифики. Феномен такой «экспансии» известен и изучается достаточно давно. Проблемам, связанным с причинами его возникновения, этапностью и т.д. – в первую очередь, в свете особенностей развития и продуктивности диатомовой флоры, – посвящено большое количество публикаций последних 25–30 лет.

С одной стороны, это объясняется тем, что за эти годы диатомовые ассоциации среднего миоцена – квартера были изучены достаточно детально как в наземных, так и в океанических разрезах. Значительный прогресс связан с обработкой материалов глубоководного бурения, проводящегося в Северной Пацифике с начала 70-х годов. Исследования разрезов скважин позволили получить представление о составе, распространении и стратиграфической последовательности третичных океанических толщ. В частности, было выявлено, что, начиная со среднего миоцена, пелагические фации сложены в основном осадками, сформированными за счет осаднения диатомей. В относительно полных разрезах была прослежена последовательная смена разновозрастных диатомовых комплексов, на основе чего разработаны варианты зональной океанической шкалы. Ее использование позволило подойти не только к детальному расчленению кайнозойских отложений, но и к выяснению особенностей развития ассоциаций во времени и пространстве.

С другой стороны, обобщение полученных при обработке материалов глубоководного бурения в Мировом океане результатов дало возможность выявить характер распространения и условия накопления кремнистых толщ, а также состав и продуктивность разновозрастных комплексов диатомей в других регионах. Было показано, что на протяжении кайнозоя картина распределения осадочных кремнистых отложений и темпы их накопления в океанах неоднократно менялись и во многом отличались от современной. К одной из отмеченных закономерностей относилось совпадение во времени снижения темпов накопления таких осадков (вплоть до прекращения их формирования) в одном регионе и их повышение в другом. Это дало основание предположить, что в прошлом происходили межрегиональные «перемещения» процесса кремненакопления («silica switch» или «silica shift»), связанные с океанологическими событиями [Keller, Barton, 1983; и др.]. Был сделан вывод, что «silica shift», прежде всего, являлся следствием изменений глубинной циркуляции Мирового океана и усиления контраста между свойствами донных вод в определенных регионах в результате океанографических перестроек [Keller, Barton, 1983; Barton, Baldauf, 1989; и др.].

Анализ имеющихся данных показывает, что с начала среднего миоцена в развитии диатомовых комплексов Северной Пацифики прослеживается несколько этапов. Несмотря на различия разновозрастных ассоциаций (обусловленных условиями формирования в разных частях бассейна), в изменениях их экологической структуры прослеживается схожая направленность. Основная общая тенденция развития заключается в появлении с уровня ~15 млн лет назад тренда увеличения продуктивности и площадного распро-

странения диатомовой флоры, а также в усилении провинциализма ассоциаций разноширотных районов.

Этот период характеризуется ростом темпов накопления биогенного кремнезема (БК) в осадках в результате увеличения продуктивности диатомей, которое прослеживается в разных районах [Rea et al., 1993, 1995; Rea, Spocckx, 1995; Barton, 1998]. В западной части субарктической Пацифики удельная интенсивность накопления (УИН) БК значительно увеличивается (до 3,5 раз) к интервалу 12–11,5 млн лет назад, а затем – на уровне ~9 млн лет, – оставаясь после этого относительно постоянной до уровня ~6,5 млн лет. В заливе Аляска значения УИН БК удваиваются к отметке ~11,5–11 млн лет и остаются в таких пределах до конца позднего миоцена. В районе калифорнийской окраины фиксируются относительно высокая концентрация БК в осадках в интервалах 13,0–11,5 и 10–7,6 млн лет назад и существенное ее падение – в диапазонах 11,5–10 и 7,6–6,5 млн лет назад [Barton et al., 2002].

Несмотря на значительное количество тепловодных элементов в комплексах диатомей высоких–средних широт первой половины среднего миоцена, происходившие в них после отметки ~15 млн лет назад изменения указывают на начало тренда похолодания и усиления дифференциации с ассоциациями более южных районов. 14,9 млн лет назад появляются новые формы рода *Denticulopsis*, имеющие преимущественно высоко-среднеширотный ареал. С уровня ~14,5 млн лет массово развивающиеся в планктоне *Denticulopsis* постепенно вытесняют представителей *Crucidenticula*. Во второй половине среднего миоцена род *Denticulopsis* в основном осваивает экологическую нишу, занимаемую до этого более тепловодным родом *Crucidenticula* (исчезающим до конца среднего миоцена). Роль бореальных холодноводных элементов в комплексах внутротропической области еще повышается с уровня ~13 млн лет назад. Наиболее показательны в этом отношении для океанических ассоциаций – резкое возрастание численности *Denticulopsis hustedtii* s.ampl. и появление вслед за этим вида *D. praedimorpha*, не характерного для низких широт. Увеличивается также численность форм (родов *Thalassionema* и *Thalassiothrix*), типичных для зон апвеллингов; появляются новые (бореальные) неритические диатомеи (*Thalassiosira manifesta*). Роль древних, относительно тепловодных, видов, напротив, снижается, с дальнейшим их исчезновением на разных уровнях позднего миоцена. Вероятно, с этого времени начинается формирование арктобореальной ассоциации диатомей в субарктических районах, что может указывать на начальный этап дифференциации и повышение температурных градиентов между средними и высокими широтами [Орешкина, 1986, 1989].

Дальнейшее усиление биогеографической дифференциации происходит в начале позднего миоцена (зона *Denticulopsis dimorpha*). Исчезновение на уровне ~9,4 млн лет назад в экваториальной Пацифике *Denticulopsis hustedtii* s.ampl. маркирует фактическое прекращение миграции планктонных средне-высокоширотных элементов через тропическую зону с возможностью пересечения экватора [Barton, 1985, 2003]. С этого времени провинциализм тропических и северных ассоциаций Тихого океана возрастает, указывая на

усиление барьеров между поверхностными водными массами в результате увеличения контраста широтных температурных градиентов вследствие похолодания. Более молодой по сравнению с *Denticulopsis dimorpha* планктонный вид *D. katayamae*, который появляется в северных районах Пацифики ~9,3 млн лет назад и получает здесь широкое развитие в позднем миоцене, уже не характерен ни для низких широт, ни для Южного океана.

В интервале ~9,4–8,5 млн лет назад в океанических комплексах средних–высоких северных широт преобладают холодноводные элементы флоры (прежде всего, представители родов *Denticulopsis* и *Coscinodiscus*). В пределах зон *Denticulopsis dimorpha* и *Denticulopsis katayamae* появляются новые бореальные представители, исчезает ряд древних форм, сокращается количество тепловодных элементов, увеличивается процентное содержание видов-индикаторов зон апеллингов [Barton, 1980; Akiba, 1986; Орешкина, 1986, 1989; Barton, Gladenkov, 1995; и др.]. В шельфовых ассоциациях преобладают виды *Thalassiosira*, *Pyxidicula*, *Chaetoceros* [Орешкина, 1985, 1986, 1989]. В целом, структура ассоциаций во многом схожа с таковой в северных широтах современной Пацифики, указывая на формирование основных черт распределения поверхностных водных масс.

Изменения подобной структуры произошли в середине позднего миоцена (интервал ~8,5–7,5 млн лет). Для этого времени прежде всего характерно: почти полное исчезновение представителей рода *Denticulopsis*, что указывает на повышение температур; широкое развитие форм, характерных для зон апеллингов и смешения вод (в первую очередь, *Thalassionema schraderi*); увеличение численности относительно тепловодных элементов – за счет как древних, так и новых таксонов. В то же время отмечается появление некоторых новых, в том числе холодноводных, неритических и океанических видов (родов *Thalassiosira*, *Nitzschia*, *Pyxidicula*, *Cosmiodiscus* и др.). Важно отметить, что в интервале 8,4–7,9 млн лет назад фиксируются различия в комплексах средних широт восточной и западной частей региона [Barton, 2003]. На это указывает появление в ассоциациях северо-западного сектора Пацифики ряда характерных видов (*Porosira punctata*, *Thalassiosira singularis*, *Pyxidicula zabelinae*, *Cosmiodiscus insignis*), которые отсутствуют в одновозрастных комплексах ее восточного сектора [Barton, 1980, 2003]. После отметки ~8 млн лет назад более холодноводные неритические формы, типичные для прибрежных сообществ северо-западной части и Берингова моря, в районе Калифорнии не прослеживаются. Это свидетельствует о том, что формировавшиеся здесь поверхностные воды уже занимали промежуточное положение между субтропическими (развитыми к югу) и субарктическими (развитыми к северу и северо-западу) водными массами [Barton, 1980, 2003]. В целом, анализ диатомовых ассоциаций северо-западной и северной частей региона указывает на то, что в пределах обширной зоны от умеренных широт до ~60° с.ш. в интервале ~8,5–7,5 млн лет назад прослеживаются во многом схожие комплексы, экологическая структура которых характерна для современной области субарктического фронта [Орешкина, 1986, 1989, 1993]. Это указывает на возможность формирования близких к современным температурных градиентов между средними и приарктически-



ми широтами. Однако разделявшая субарктические и субтропические воды переходная зона была гораздо шире по сравнению с нынешней – ее граница находилась севернее на 10° или более [Ваггон, 1980, 2003; Орешкина, 1986, 1989; и др.].

С уровня ~7,5 млн лет назад в комплексах отмечается тенденция определенных изменений: происходит обеднение видового состава, резко снижают численность или исчезают ряд доминирующих и реликтовых форм (*Thalassionema schraderi*, *Cavitatus jouseanus* и др.), получают развитие холодноводные элементы. К важным событиям относится появление в Северной Пацифике первых представителей нового планктонного рода *Neodenticula* (*N. kamtschatica*) – типичного для северных широт, где он впоследствии получил очень широкое развитие.

Таким образом, начальная фаза этапа экологической перестройки ассоциаций, которая заключается в появлении и широком развитии бореальных элементов, приурочена к уровню ~15 млн лет. В результате, несмотря на отдельные интервалы с повышенным содержанием теплолюбивых форм во время потеплений, во второй половине среднего миоцена эти элементы становятся характерными и начинают преобладать. Перестройка, по-видимому, отражает существенные изменения во всей «поверхностной» ЭС Тихого океана, которые вели к обособлению различных ее частей в середине среднего миоцена, с установлением между ними широтных температурных барьеров и началом формирования переходных зон, т.е. установлением основных черт современной океанической циркуляции. Это явилось причиной прекращения миграций планктонных видов из средних–высоких широт через экватор и углубления различий фитоценозов разных зон. Провинциализм северотихоокеанской флоры усилился в начале позднего миоцена. Проявление в дальнейшем различий в комплексах средних широт восточной и западной частей региона, а также умеренной зоны и субполярных районов в середине позднего миоцена свидетельствует о формировании широкой переходной зоны и близких к современному температурным градиентам между субтропическими и субарктическими поверхностными водами.

**Конец позднего миоцена – конец среднего плиоцена (~6,5–2,7 млн лет назад).** Этот период отличается самыми высокими темпами накопления биогенных кремнистых осадков в пределах субарктической Пацифики, отмеченных на протяжении всего кайнозоя [Rea et al., 1993, 1995; Naug et al., 1995; Rea, Snoeckx, 1995; Ваггон, 1998]. В западной части, где осадки представлены преимущественно диатомовыми илами, с уровня 6,4 млн лет скорости осадконакопления значительно возрастают и остаются высокими до уровня 2,7 млн лет. Максимальные их значения фиксируются в интервале 4,6–3,1 млн лет назад, когда они увеличиваются до 4,5 раз, достигая значений 14–15 см/тыс. лет. Одновременно в несколько раз возрастает и поступление в осадки опала: показатели УИН БК повышаются от значений ~0,7 г/(см<sup>2</sup> × тыс. лет) до 3 г/(см<sup>2</sup> × тыс.лет) и более. С отметки 2,7 млн лет назад эти значения резко падают. Схожие изменения наблюдаются и в заливе Аляска, где с уровня 6,4 млн лет скорости осадконакопления увеличиваются примерно в 4 раза, достигая максимальных значений, превышающих

4 см/тыс. лет, а показатели УИН БК возрастают от 0,6 до 1,5–2 г/(см<sup>2</sup> × тыс. лет). Скорости осадконакопления здесь начинают уменьшаться от 3 см/тыс. лет на уровне ~3,1 млн лет до 1,5 см/тыс. лет на уровне 2,7 млн лет назад. В этом же интервале уменьшаются значения УИН БК – от ~1,0 до 0,2–0,3 г/(см<sup>2</sup> × тыс. лет).

В средних широтах увеличение количества диатомей и концентрации БК в осадках отмечается в интервале ~6,5–4,6 млн назад в восточной части (район калифорнийской окраины) и ~5,5 млн назад – в западной (у северо-восточного побережья Японии), а их понижение – в диапазоне 4,6–3,5 и ~4,6 млн лет назад, соответственно [Barton, 1998; Barton et al., 2002].

Анализ диатомовых ассоциаций свидетельствует, что в конце позднего миоцена (начиная с интервала ~6,4–6,0 млн лет назад) происходит усиление провинциализма субарктической флоры. Это подтверждают широкое развитие и преобладание в океанических ассоциациях холодноводных *Neodenticula kantschatica* и *Coscinodiscus marginatus*, а в неритических – *Pyxidicula zabelinae*, при участии *Thalassiosira gravida*. Увеличивается также роль других бореальных и арктобореальных форм (в том числе, и новых), происходит исчезновение или сокращение численности ранее характерных элементов (*Rouxia californica*, *Ikebea tenuis* и др.). Род *Neodenticula*, который, как предполагается, происходит от эндемика северо-тихоокеанских высоких–средних широт *Nitzschia rolandii* [Yanagisawa, Akiba, 1990], появляется на уровне 7,4 млн лет назад именно в Северной Пацифике. Он занимает экологическую нишу близкого планктонного рода *Denticulopsis*, но имеет более ограниченный ареал географического распространения. Являясь эндемиками высоких–средних широт Северного полушария, представители *Neodenticula* массово развиваются и доминируют в высоких широтах Северной Пацифики. Неодентикулы (*N. seminae*) преобладают в планктоне субарктической зоны и в настоящее время, указывая на близость структуры ассоциаций с таковыми конца позднего миоцена.

Вблизи границы между миоценом и плиоценом в комплексах северо-западной части региона, а также района Аляски характерными становятся виды, развивающиеся в ледово-неритических обстановках (*Bacterosira fragilis*, *Detonula confervacea*, *Porosira glacialis*, *Fragilariopsis cylindrus*, *Fr. oceanica*) [Akiba, 1986; Детальное расчленение..., 1992; Gladenkov, 2003; и др.]. Отметим, что, согласно полученным недавно палеонтологическим данным, к концу позднего миоцена (интервал 5,5–5,4 млн лет назад) приурочено первое в неогене открытие Берингова пролива [Gladenkov et al., 2002; Gladenkov, 2003]. С этого времени, в периоды существования сообщения Тихоокеанского и Арктического океанических бассейнов, ЭС Северной Пацифики становилась открытой в самой северной своей части, что существенно влияло на характер ее развития [Гладенков А., Гладенков Ю., 2004].

Таким образом, в конце позднего миоцена характер распределения комплексов диатомей и структура ассоциаций в общих чертах уже соответствуют современному, что отражает становление нынешних ареалов ассоциаций при изменениях поверхностной циркуляции вод. В результате усиления широтных температурных градиентов между водными массами, разделенными

древним субарктическим фронтом, к северу от него начинает развиваться субарктическая флора. Происходит интенсификация Аляскинского круговорота [Baron, 1981]. С конца позднего миоцена комплексы в умеренных восточных широтах начинают в значительной мере отличаться от более высокоширотных и являются более тепловодными. Поэтому в районе Калифорнии появление в них, например, *Neodenticula kamtschatica* фиксируется позже – только на уровне 5,5 млн лет назад, а исчезновение *Rouxia californica* – наоборот, раньше: на уровне 6,7 млн лет, а не 5,9 млн лет [Baron, 1981, 1986 и др.]. Это свидетельствует о более северном положении границы переходной зоны в восточном секторе в конце позднего миоцена.

Увеличение числа тепловодных элементов в ассоциациях самого конца позднего миоцена – начала раннего плиоцена говорит об относительном потеплении. Затем, с уровня примерно 5,1–5,0 млн лет назад, отмечается дальнейшее повышение роли холодноводных видов, в том числе появление новых видов (*Thalassiosira latimarginata*, *Th. tertiaria*). Однако комплексы второй половины раннего – начала среднего плиоцена характеризуются широким развитием теплолюбивых форм, проникающих в высокоширотные районы. Это свидетельствует о значительном потеплении, которое по времени совпадает с максимальными в кайнозой темпами биогенного кремнеаккумуляции в субарктической Пацифике в результате увеличения продуктивности диатомей. Вслед за этим, в среднем плиоцене начинают доминировать холодноводные *Neodenticula kamtschatica*, *N. koizumii*, *Coscinodiscus marginatus*, *Thalassiosira gravida*, *Actinocyclus curvatulus*, а также развиваются *Thalassiosira nordenskioldii*, *Th. latimarginata*, *Bacterosira fragilis*, *Detonula confervacea* и другие виды, характерные для районов с сезонными льдами.

**Конец среднего плиоцена по настоящее время (последние 2,7 млн лет).** К этому этапу приурочены значительные изменения характера распространения биогенных кремнистых толщ и темпов их накопления. В разрезах верхней части плиоцена в регионе фиксируются многочисленные перерывы, а в окраинных зонах морские отложения конца плиоцена в большинстве случаев отсутствуют. В целом, вблизи границы между средним и поздним плиоценом, на уровне около 2,7 млн лет назад, в Северной Пацифике фиксируется резкое падение скоростей биогенного кремнеаккумуляции. В океане резко уменьшаются как линейные скорости осадконакопления, так и величины УИН БК в осадках, которые уменьшаются в несколько раз – примерно до значений, которые были характерны до уровня 6,4 млн лет назад. [Rea et al., 1993, 1995; Baron, 1998].

Значительные изменения отмечаются и в диатомовых ассоциациях. За счет почти полного отсутствия тепловодных форм, а также общего сокращения видового разнообразия происходит обеднение комплексов. В начале этапа фиксируется резкое снижение численности *Neodenticula kamtschatica* (за которым почти сразу следует исчезновение этого вида) и начало широкого развития *Neodenticula koizumii*. На значительную часть субарктической Пацифики распространяется холодноводная неритическая ассоциация с преобладанием *Puxidicula horridus* и *P. zabelinae*, в которой отмечается большое количество ледово-неритических и пресноводных диатомей [Орешки-

на, 1985, 1986]. Холодноводные неритические элементы становятся характерными в том числе и для комплексов северо-восточного сектора, в которых они до этого были малочисленны. В океанических ассоциациях увеличивается также содержание холодноводных *Actinocyclus ochotensis*, *A. oculatus*, *A. curvatus*, *Thalassiosira jouseae*, *Th. latimarginata*, *Proboscia barboi* и других видов, что характерно и для более южных районов, включая Японское море. 2,4 млн лет назад появляется самый молодой представитель рода *Neodenticula* – *N. seminae*, доминирующий в современном планктоне Северной Пацифики.

Таким образом, начало шестого этапа характеризуется экспансией холодноводной флоры, с проникновением неритических диатомей в открыто-океанические районы. В комплексах позднего плиоцена преобладают холодноводные бореальные и арктобореальные представители родов *Neodenticula*, *Thalassiosira*, *Actinocyclus*, *Porosira*, *Bacterosira*, *Detonula* и других, многие из которых неритические, а часть – криофильные. Это указывает на более холодный по сравнению с современным климат и понижение температур поверхностных вод в субарктической зоне, расширявшейся в южном направлении. В результате значительного похолодания и оледенения, вероятно, происходило охлаждение и опреснение поверхностных вод в высоких широтах, что вело к усилению вертикальной стратификации и началу формирования в субарктической Пацифике ~2,7 млн лет назад резкого галоклинного барьера между поверхностными и более глубинными водами [Haug et al., 1999]. Такое препятствие для подъема вод с глубины, по-видимому, вело к снижению продуктивности диатомей и падению темпов накопления кремнистых осадков. В это время шло становление диатомовых ассоциаций, практически аналогичных современным по составу и продуктивности. Они приурочены к определенным поверхностным водным массам (и развитым в их пределах круговоротам), которые по характеристикам близки к современным. Последующие изменения в комплексах и их распространении преимущественно отражают климатические флуктуации, во время которых границы водных масс несколько смещались. Однако причинами некоторых локальных изменений могли также являться интенсификация или ослабление циркуляции отдельных круговоротов вод.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ кайнозойских комплексов диатомей Северо-Тихоокеанского региона (с включением их площадного распространения и изменений палеофитоценозов во времени) показывает, что характер развития и продуктивность флоры, условия, в которых происходило ее формирование, а также степень дифференциации разноширотных ассоциаций на протяжении кайнозоя неоднократно менялись. Обобщение полученных результатов дает возможность сделать следующие основные выводы.

1. В позднекайнозойской геологической истории Северо-Тихоокеанского региона на основе изучения особенностей площадного распространения кремнистых толщ и темпов их накопления выделены шесть основных пери-

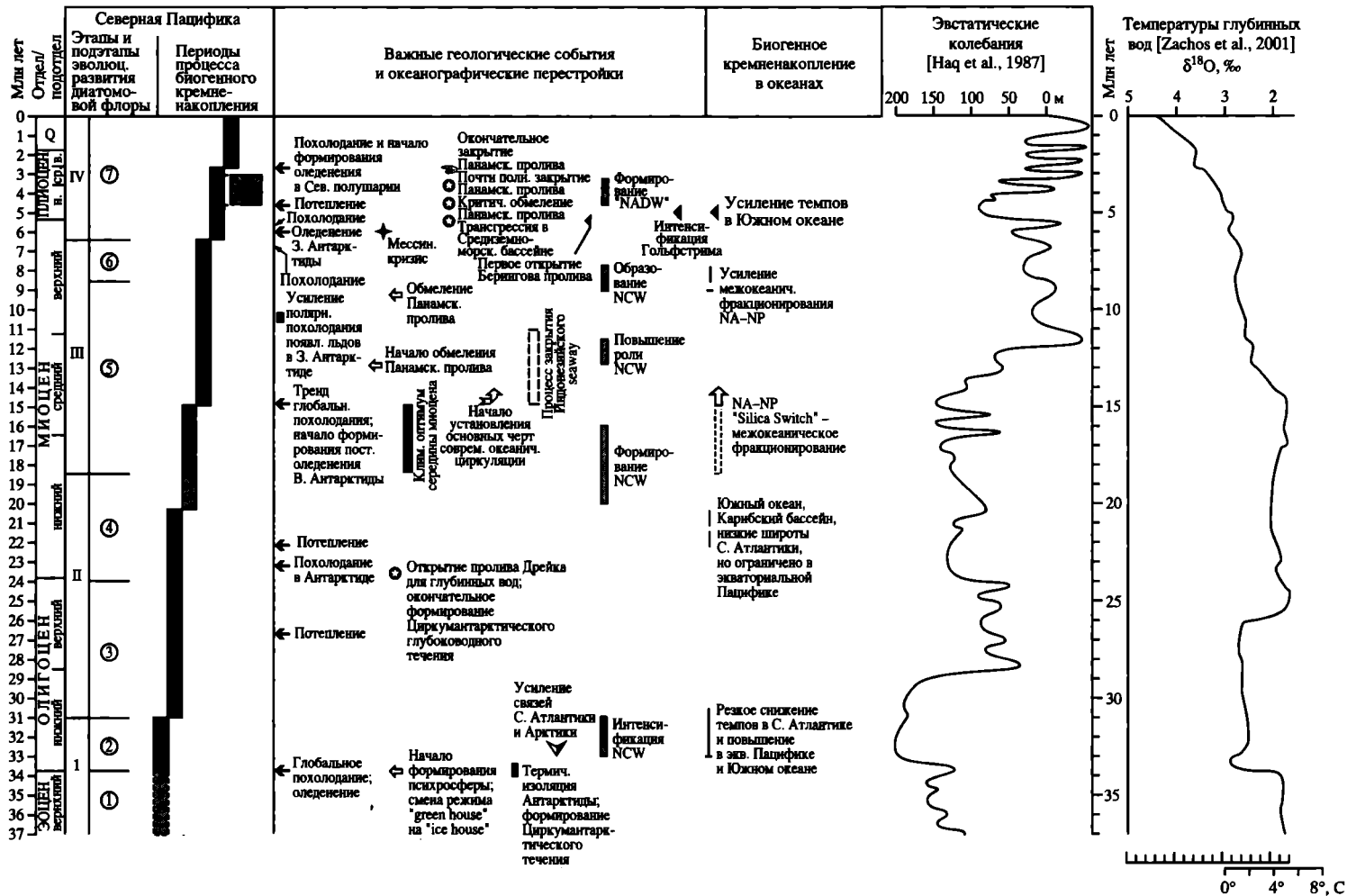
одов биогенного кремненакопления (см. рис. 3), которые отражают перестройки, происходившие в Северо-Тихоокеанской экосистеме. Эти периоды отражали фазы доминирования кремнистого микрофитопланктона в поверхностных водах как приконтинентальных апвеллинговых зон (в основном до середины раннего олигоцена), так и в открытоокеанической части экосистемы. В результате значительного роста продуктивности и увеличения площадного распространения диатомовой флоры, в начале среднего миоцена в северной части Тихого океана произошло основное изменение общего характера осадочного процесса в сторону преобладания биогенной кремнистой седиментации, в которой диатомеи являются главным источником накопления донных осадков (см. рис. 3).

2. Развитие диатомовых ассоциаций в древних ЭС происходило на фоне процессов и событий разного характера и масштаба (океанологических, климатических и др.), поэтому одна из важнейших задач заключается в выявлении степени их синхронности и взаимосвязи. «Календарь» ряда таких событий, данные по которым получены на основе использования различных методов, приведен на рис. 4 (см. рис. 3). Его анализ дает основание отметить несколько существенных моментов.

Характер миграции планктонных видов и изменения числа тепловодных и холодноводных элементов в комплексах отражает разномасштабные периоды повышения и понижения температур поверхностных вод и степень обособления разноширотных районов Пацифики, связанных с влиянием климатических условий. Климатические флуктуации приводили к изменениям не только ареалов сообществ и отдельных форм, но и черт океанической циркуляции. Это имело неодинаковые следствия в отношении продуктивности развития диатомовых ассоциаций в разных районах (в зависимости от их широтного положения и удаленности от суши), а также степени их биогеографической дифференциации и провинциализма.

Существенные перестройки в диатомовых ассоциациях Северной Пацифики, в частности, отражающие усиление провинциализма, обычно совпадают со временем наиболее значительных похолоданий. Последние, видимо, приводили к усилению температурных широтных градиентов, а также изменению интенсификации апвеллингов и поверхностной циркуляции.

3. Сделать однозначные детальные выводы о причинах изменений характера развития древних сообществ, которые происходили на фоне перестроек, имевших место как в Северо-Тихоокеанской экосистеме, так и в Мировом океане в целом (см. рис. 3 и 4), достаточно сложно. Однако корреляция этапов развития диатомовых комплексов с изменениями окружающей среды на основе выявленных общих особенностей развития северотихоокеанской экосистемы в кайнозой указывает, в частности, на то, что продуктивность диатомей и степень сохранности их остатков в осадках не всегда связаны с климатическими флуктуациями [Гладенков, 2003] (рис. 3 и 4). Так, начало периодов существенного увеличения продуктивности флоры и масштабов ее пространственного распространения, а также усиления темпов накопления кремнезема в донных осадках фиксируются в середине раннего олигоцена, конце раннего миоцена, конце среднего миоцена и во второй половине



позднего миоцена, когда похолодания и понижения температур вод не отмечаются. Вероятно, это, прежде всего, явилось следствием изменения глубинной циркуляции Мирового океана и усиления контраста между свойствами донных вод разной природы в результате палеоокеанографических перестроек. К этим периодам приурочено формирование «молодых» североатлантических глубинных вод (NCW), недонасыщенных питательными солями (см. рис. 4). Такой процесс в итоге приводил к снижению продуктивности диатомей и темпов биогенного кремненакопления в Северной Атлантике и, напротив, к их усилению в Пацифике, где подобные глубинные воды «северной компоненты» отсутствовали. Наиболее ярко межрегиональное «перемещение» процесса кремненакопления («silica shift») проявилось в конце раннего – начале среднего миоцена, когда в Северо-Тихоокеанском регионе отмечается «вспышка» развития диатомей. Однако увеличение продуктивности флоры в высоких широтах и ее уменьшение в средних широтах в раннем–среднем плиоцене могут объясняться результатами как климатической (потепление), так и океанографической (формирование NCW) перестроек [Ваггон, 1995, 1998; Гладенков, 2003; и др.]. Резкое же уменьшение продуктивности диатомей в субарктической Пацифике вблизи границы среднего и позднего плиоцена явилось прежде всего следствием широкомасштабного похолодания.

4. Смена палеогеографических обстановок в результате действия различных факторов могла приводить не только к изменениям, связанным с соотношением океанических и неритических элементов в комплексах или интенсивностью кремненакопления в отдельных районах (например, его усилению в олигоцене в зоне перехода от океана к континенту). Она также могла обусловить изменения характера межокеанических связей (в районах Панамского и Берингова проливов), что в результате вело к существенным перестройкам в Северо-Тихоокеанской ЭС. В частности, такое событие, как открытие Берингова пролива, оказывало громадное влияние на характер развития биоты северных широт [Гладенков А., Гладенков Ю., 2004].

5. Рассмотрение комплексов диатомей в рамках зональных и инфразональных стратиграфических подразделений, «наполняющих» выделенные крупные этапы кремненакопления, открывает перспективу выявить и изучить не усредненные, а детальные особенности и характеристики, которые отражают динамику развития ассоциаций в кайнозойских морских экосистемах. Одна из важных задач ближайшего будущего состоит в построении биогеографических карт (ареалов сообществ, а также отдельных видов) для каждого дробного временного интервала.

Работа выполнена при поддержке проектов РФФИ (№ 05-05-64072) и РФФИ-JSPS (№ 05-05-66935 ЯФ).

←  
**Рис. 4.** Последовательность различных геологических событий олигоцена–неогена, отразившихся в истории развития морских экосистем (по: [Гладенков, 2003])

## ЛИТЕРАТУРА

- Басов И.А. Биogeография планктонных фораминифер Северной Пацифики в палеоцене и эоцене // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7, № 1. С. 86–98.
- Беклемишев К.В., Семин Г.И. География планктонных диатомей высоких и умеренных широт Мирового океана // Биотопическая основа распределения морских организмов. М.: Наука, 1986. С. 7–23.
- Беньямовский В.Н., Гладенков Ю.Б. Климатические колебания и миграции биоты в палеогене Северной Пацифики // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4, № 5. С. 66–82.
- Вернадский В.В. Биосфера. Л.: Гостехиздат, 1926. 170 с.
- Витухин Д.И. Зональные радиоляриевые шкалы кайнозоя boreальной области Пацифики и ее северо-западного обрамления: (История, современное состояние и проблемы) // Пути детализации стратиграфических схем и палеогеографических реконструкций. М.: ГЕОС, 2001. С. 159–168.
- Гладенков А.Ю. Зональная стратиграфия олигоцена и нижнего миоцена Северо-Тихоокеанского региона по диатомеям // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6, № 2. С. 50–64.
- Гладенков А.Ю. Зональная шкала морского неогена Северо-Тихоокеанского региона по диатомеям: Становление, современное состояние и перспективы детализации // Пути детализации стратиграфических схем и палеогеографических реконструкций. М.: ГЕОС, 2001. С. 85–108.
- Гладенков А.Ю. Детальные стратиграфические шкалы и морские экосистемы позднего кайнозоя севера Тихоокеанского региона (по диатомеям): Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 2003. 49 с.
- Гладенков А.Ю., Гладенков Ю.Б. Начало формирования межконтинентальных связей Пацифики и Арктики через Берингов пролив в неогене // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12, № 2. С. 72–89.
- Гладенков Ю.Б., Шанцер А.Е. Геологические события палеогена Камчатки // Там же. 1993. Т. 1, № 1. С. 97–108.
- Гладенков Ю.Б., Щербинина Е.А. Первые находки наннопланктона в палеогене Сахалина // Там же. 2001. Т. 9, № 1. С. 108–109.
- Гречин В.И. Миоценовые отложения Западной Камчатки: (Седиментация и катагенез). М.: Наука, 1976. 138 с.
- Гречин В.И. Кремнистые осадки и породы северной части Тихого океана и его обрамления // Очерки по геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. М.: Наука, 1987. С. 74–109.
- Детальное расчленение неогена Камчатки / Под ред. Ю.Б. Гладенкова, Е.В. Девяткина. М.: Наука, 1992. 208 с.
- Долматова Л.М. Диатомей эоцена Северо-Востока СССР // Геология и полезные ископаемые Корякско-Камчатской складчатой области. Петропавловск-Камчатский, 1985. С. 113–120. (Материалы V Камчат. геол. конф.).
- Жуе А.П. Диатомовые в поверхностном слое осадков Охотского моря // Геологические исследования в дальневосточных морях. М.: Изд-во АН СССР, 1957. С. 164–220. (Тр. ИО АН СССР; Т. 22).
- Жуе А.П. Диатомовые в донных отложениях северо-западной части Тихого океана // Докл. АН СССР. 1959. Т. 125, № 4. С. 891–894.
- Жуе А.П. Стратиграфические и палеогеографические исследования в северо-западной части Тихого океана. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 260 с.
- Жуе А.П. Значение водорослей в познании геологической истории современных морей и океанов // Ископаемые диатомовые водоросли СССР. М.: Наука, 1968. С. 5–16.
- Жуе А.П., Мухина В.В., Козлова О.Г. Диатомей и силикофлагелляты в поверхностном слое осадков Тихого океана // Тихий океан. Т. 8: Микрофлора и микрофауна в современных осадках Тихого океана. М.: Наука, 1969. С. 7–47.
- Крашенинников В.А., Серова М.Я., Басов И.А. Стратиграфия и планктонные фораминиферы палеогена высоких широт Тихого океана. М.: Наука, 1988. 120 с.
- Лебедев В.Л., Добровольский А.Д., Марков К.К. Физико-географическое районирование //



- Тихий океан. Л.: Наука, 1981. С. 115–128. (География Мирового океана).
- Лисицын А.П. Основные закономерности распределения современных кремнистых осадков и их связь с климатической зональностью // Геохимия кремнезема. М.: Наука, 1966. С. 90–191.
- Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.
- Лисицын А.П. Зональность природной среды и осадкообразование в океанах // Климатическая зональность и осадкообразование. М.: Наука, 1981. С. 5–45.
- Опорный разрез морского палеогена севера Дальнего Востока (полуостров Ильпинский) / В.И. Волобуева, Ю.Б. Гладенков, В.Н. Беньямовский и др. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. Ч. 1: Стратиграфия. 64 с.; Ч. 2: Систематическая часть. 115 с.
- Орешкина Т.В. Дიაдомовые комплексы и стратиграфия верхнего кайнозоя Прикамчатского района Тихого океана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 5. С. 60–73.
- Орешкина Т.В. Палеоклиматы неогена субарктической области Тихого океана по данным изучения диатомей // Там же. 1986. № 11. С. 27–34.
- Орешкина Т.В. Диадомовые водоросли неогена умеренных и субарктических районов Тихого океана: Стратиграфия и палеоокеанография // Систематика микроорганизмов и их роль в биостратиграфии фанерозоя. М.: Наука, 1989. С. 90–100. (Вопр. микропалеонтол.; Вып. 30).
- Орешкина Т.В. Диадомей и неогеновые события в субарктической Пацифике // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1993. Т. 68, вып. 3. С. 84–90.
- Серова М.Я. Фораминиферы и биостратиграфия верхнего палеогена Северной Пацифики. М.: Наука, 2001. 215 с.
- Семина Г.И. Фитопланктон Тихого океана. М.: Наука, 1974. 239 с.
- Степанов В.Н. Мировой океан: Динамика и свойства вод. М.: Знание, 1974. 256 с.
- Цой И.Б. Олигоценовые диатомовые комплексы из отложений островного склона Курило-Камчатского желоба // Океанология. 2002а. Т. 42, № 2. С. 267–280.
- Цой И.Б. Палеонтологическая характеристика и биостратиграфия осадочного чехла Охотского моря // Геология и полезные ископаемые шельфов России. М.: ГЕОС, 2002б. С. 323–331.
- Цой И.Б. Эоценовые диатомей и силикофлагелляты из отложений Кроноцкого залива (Восточная Камчатка) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11, № 4. С. 71–86.
- Цой И.Б., Шастина В.В., Горювая М.Т. Микропалеонтологическая характеристика кайнозойских отложений Кроноцкого залива (Восточная Камчатка). Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2000. 27 с. Деп. в ВИНТИ, № 2638-В00.
- Шербина Е.А. Наннопланктон палеогеновых отложений Восточно-Камчатского региона // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5, № 2. С. 60–70.
- Эоцен Западной Камчатки / Ю.Б. Гладенков, В.Н. Синельникова, А.Е. Шанцер и др. М.: Наука, 1991. 184 с.
- Akiba F. Middle Miocene to Quaternary diatom biostratigraphy in the Nankai Trough and Japan Trench, and modified lower Miocene through Quaternary diatom zones for the middle-to-high latitudes of the North Pacific // Init. Repts DSDP. 1986. Vol. 87. P. 393–481.
- Baldauf J.G., Barron J.A. Evolution of biosiliceous sedimentation patterns – Eocene through Quaternary: Paleooceanographic response to polar cooling // Geological history of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic / Ed. U. Bleil, J. Thiede. Dordrecht: Kluwer, 1990. P. 575–607.
- Barron J.A. Lower Miocene to Quaternary diatom biostratigraphy of Leg 57, off Northeastern Japan, Deep Sea Drilling Project // Init. Rep. DSDP. 1980. Vol. 56/57, pt 2. P. 641–685.
- Barron J.A. Late Cenozoic diatom biostratigraphy and paleooceanography of the middle-latitude North Pacific, Deep Sea Drilling Project Leg 63 // Ibid. 1981. Vol. 63. P. 507–538.
- Barron J.A. Diatom paleooceanography and paleoclimatology of the central and eastern equatorial Pacific between 18 and 6.2 Ma // Ibid. 1985. Vol. 85. P. 935–945.
- Barron J.A. Paleooceanography and tectonic controls on deposition of the Monterey Formation and related siliceous rocks in California // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1986. Vol. 53. P. 27–45.
- Barron J.A. High-resolution diatom paleoclimatology of the middle part of the Pliocene of the north-west Pacific // Proc. ODP. Sci. Results. 1995. Vol. 145. P. 43–53.

- Barron J.A.* Late Neogene changes in diatom sedimentation in the North Pacific // *J. Asian Earth Sci.* 1998. Vol. 16. P. 85–95.
- Barron J.A.* Planktonic marine diatom record of the past 18 m.y.: appearances and extinctions in the Pacific and Southern Oceans // *Diatom Res.* 2003. Vol. 18. P. 203–224.
- Barron J.A., Baldauf J.G.* Tertiary cooling steps and paleoproductivity as reflected by diatoms and biosiliceous sediments // *Productivity of the Ocean: Present and past: Dahlem Workshop reports* / Ed. W.H. Berger et al. New York: Wiley, 1989. P. 341–354.
- Barron J.A., Baldauf J.G.* Development of biosiliceous sedimentation in the North Pacific during the Miocene and Early Pliocene // *Pacific Neogene events: Their timing, nature and interrelationship* / Ed. R. Tsuchi. Tokyo: Univ. of Tokyo press, 1990. P. 43–63.
- Barron J.A., Bukry D., Poore R.Z.* Correlation of the middle Eocene Kellogg Shale of Northern California // *Micropaleontology.* 1984. Vol. 30. P. 138–170.
- Barron J.A., Gladenkov A.Y.* Early Miocene to Pleistocene diatom stratigraphy of Leg 145 // *Proc. ODP. Sci. Results.* 1995. Vol. 145. P. 3–19.
- Barron J.A., Lyle M., Koizumi I.* Late Miocene and Early Pliocene biosiliceous sedimentation along the California margin // *Rev. Mex. Cienc. Geol.* 2002. Vol. 19. P. 161–169.
- Beaufort L., Olafsson G.* Upper Cretaceous and Paleogene calcareous nannofossils from the North Pacific // *Proc. ODP. Sci. Results.* 1995. Vol. 145. P. 633–638.
- Berggren W.A., Kent D.V., Swisher C.C., III, Aubry M.-P.* A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy // *Geochronology time scales and global stratigraphic correlation* / Ed. W.A. Berggren et al. Tulsa. 1995. P. 129–212. (SEPM Spec. Publ.; N 54).
- Calvert S.E.* Deposition and diagenesis of silica in marine sediments // *Pelagic sediments on land and under the sea* / Ed. K.J. Hsu, H. Jenkyns. 1974. P. 273–299. (Spec. Publ. of the Intern. Assoc. of Sediment.; N 1).
- Fenner J.* Late Cretaceous to Oligocene planktonic diatoms // *Plankton stratigraphy* / Ed. H.M. Bolli et al. Cambridge: Cambridge Univ. press, 1985. P. 713–762.
- Gladenkov A.Y.* A new lower Oligocene zone for the North Pacific diatom scale // *Proc. of the Fourteenth Intern. diatom symp., Tokyo, Japan* / Ed. S. Mayama et al. Koenigstein: Koeltz Sci. Books, 1999. P. 581–590.
- Gladenkov A.Y.* Diatom biostratigraphy of the Neogene Milky River Formation, Alaska Peninsula, southwestern Alaska // *Proc. Calif. Acad. Sci.* 2003. Vol. 54. P. 27–64.
- Gladenkov A.Y., Barron J.A.* Oligocene and early Miocene diatom biostratigraphy of Hole 884B // *Proc. ODP. Sci. Results.* 1995. Vol. 145. P. 21–41.
- Gladenkov A.Y., Oleinik A.E., Marincovich L.Jr., Barinov K.B.* A refined age for the earliest opening of Bering Strait // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2002. Vol. 183. P. 321–328.
- Harwood D.M., Maruyama T.* Middle Eocene to Pleistocene diatom biostratigraphy of Southern Ocean sediments from the Kerguelen Plateau, Leg 120 // *Proc. ODP. Sci. Results.* 1992. Vol. 120. P. 683–734.
- Haug G.H., Maslin M.A., Sarnstein M.* et al. Evolution of Northwest Pacific sedimentation patterns since 6 Ma: Site 882 // *Ibid.* 1995. Vol. 145. P. 293–314.
- Haug G.H., Sigman D.M., Tiedemann R.* et al. Onset of permanent stratification in the subarctic Pacific Ocean // *Nature.* 1999. Vol. 401. P. 779–782.
- Hein J.R., Scholl D.W., Barron J.A.* et al. Diagenesis of late Cenozoic diatomaceous deposits and formation of the bottom simulating reflector in the southern Bering Sea // *Sedimentology.* 1978. Vol. 25. P. 155–181.
- Hein J.R., Yeh H.-W., Barron J.A.* Eocene diatom chert from Adak Island, Alaska // *J. Sediment. Petrol.* 1990. Vol. 60. P. 250–257.
- Isaacs C.M., Pisciotto K.A., Garrison R.E.* Facies and diagenesis of the Miocene Monterey Formation, California: A summary // *Siliceous deposits of the Pacific Region* / Ed. A. Iijima et al. Amsterdam: Elsevier, 1983. P. 247–282.
- Kanaya T.* Diatom micropaleontology and deep-sea stratigraphy of the North Pacific // *Mer.* 1969. T. 7, N 3. P. 183–196.
- Kanaya T., Koizumi I.* Interpretation of diatom thanatocoenoses from the North Pacific applied to a study of core V20–130: (Studies of a deep-sea core V20–130. Part IV) // *Sci. Rep. Tohoku Univ. Ser. II.* 1966. Vol. 37, N 2. P. 89–130.

- Keller G., Barron J.A.* Paleooceanographic implications of Miocene deep-sea hiatuses // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1983. Vol. 94. P. 590–613.
- Keller M.A., Isaacs C.M.* An evaluation of temperature scales for silica diagenesis in diatomaceous sequences including a new approach based on the Miocene Monterey Formation, California // *Geomar. Lett.* 1985. Vol. 5. P. 31–35.
- Koizumi I.* Diatom biostratigraphy of the Japan Sea: Leg 127 // *Proc. ODP. Sci. Results.* 1992. Vol. 127/128, pt 1. P. 249–289.
- Lisitzin A.P.* Sedimentation in the World Ocean. Tulsa, 1972. 218 p. (SEPM Spec. Publ.; N 17).
- McLean H., Barron J.A.* A late middle Eocene diatomite in northwestern Baja California Sur, Mexico: Implication for tectonic translation // *Paleogene stratigraphy, West Coast of North America.* Los Angeles, 1988. P. 1–8. (SEPM Pacific Section. West Coast Symp.; Vol. 58).
- Okada H., Kaiho K.* Paleogene calcareous nannofossils from Hokkaido, Japan // *The Centenary of Japanese micropaleontology / Ed. Ishizaki K., Saito T.* Tokyo: Univ. of Tokyo press, 1992. P. 461–471.
- Rea D.K., Basov I.A., Janacek T.R.* et al. Proceedings of the Ocean Drilling Program. Initial Reports. Vol. 145. College Station (TX), 1993. 1040 p.
- Rea D.K., Basov I.A., Krissek L.A.* et al. Scientific results of drilling the North Pacific Transect // *Proc. ODP. Sci. Results.* 1995. Vol. 145. P. 577–596.
- Rea D.K., Snoeckx H.* Sediment fluxes in the Gulf of Alaska: Paleooceanographic record from Site 887 on the Patton-Murrey Seamount platform // *Ibid.* 1995. Vol. 145. P. 247–256.
- Sancetta C.* Oceanography of the North Pacific during the last 18,000 years: Evidence from fossil diatoms // *Mar. Micropaleontol.* 1979a. Vol. 4. P. 103–123.
- Sancetta C.* Use of semiquantitative microfossil data for paleoceanography // *Geology.* 1979b. Vol. 7. P. 88–92.
- Sancetta C.* Oceanographic and ecologic significance of diatoms in surface sediments of the Bering and Okhotsk Seas // *Deep-Sea Res.* A. 1981. Vol. 28. P. 789–817.
- Sancetta C.* Distribution of diatom species in surface sediments of the Bering and Okhotsk Seas // *Micropaleontology.* 1982. Vol. 28. P. 221–257.
- Sancetta C.* Effect of Pleistocene glaciation upon oceanographic characteristics of the North Pacific Ocean and Bering Sea // *Deep-Sea Res.* 1983. Vol. 30. P. 851–869.
- Sancetta C., Silvestri S.* Pliocene-Pleistocene evolution of the North Pacific Ocean-atmosphere system, interpreted from fossil diatoms // *Paleoceanography.* 1986. Vol. 1. P. 163–180.
- Yanagisawa Y.* Cenozoic diatom genus *Bogorovia* Jousé: An emended description // *Trans. and Proc. Paleontol. Soc. Jap., N.S.* 1995. N 177. P. 21–42.
- Yanagisawa Y., Akiba F.* Taxonomy and phylogeny of the three marine diatom genera, *Crucidentricula*, *Denticulopsis* and *Neodenticula* // *Bull. Geol. Surv. Jap.* 1990. Vol. 41. P. 197–301.
- Yanagisawa Y., Akiba F.* Refined Neogene diatom biostratigraphy for the northwest Pacific around Japan, with an introduction of code numbers for selected diatom biohorizons // *J. Geol. Soc. Jap.* 1998. Vol. 104. P. 395–414.
- Yanagisawa Y., Suzuki Y.* Diatoms and silicoflagellates from the Oligocene Shirasaka Formation of the Joban Coalfield, Northeast Japan // *Bull. Geol. Surv. Jap.* 1987. Vol. 38. P. 81–98.

**К.Б. Баринов**

**МОЛЛЮСКИ, БИОГЕОГРАФИЯ  
И КЛИМАТИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ  
МОРСКОГО ПЛИОЦЕНА СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ПАЦИФИКИ**

На основе изучения моллюсков плиоцена Северной Японии, Сахалина, Камчатки и Аляски проведено палеобиогеографическое районирование северо-западной части Пацифики. Это сделано для трех временных срезов – раннего плиоцена, конца раннего – начала позднего плиоцена и позднего плиоцена. Показано, что в раннем плиоцене на данной территории существовала единая Северотихоокеанская биогеографическая область, в составе которой выделялись только надпровинции, провинции и округа. В конце раннего – начале позднего плиоцена произошел распад ранее единой области на две подобласти – Берингийскую и Сахалино-Северояпонскую. В позднем плиоцене, в период похолодания, палеобиогеографическая ситуация в регионе стала близкой к современной. Опираясь на палеобиогеографические построения, автор предлагает реконструкции морского климата для намеченных временных срезов и приводит данные об изменении температур плиоцена.

**K.B. Barinov**

**MOLLUSCS, BIOGEOGRAPHY  
AND CLIMATIC SITUATIONS  
OF THE MARINE PLIOCENE OF NORTHWESTERN PACIFIC**

The Pliocene Paleobiogeography of North Western Pacific was reconstructed by study of Pliocene mollusks from North Japan, Sakhalin, Kamtchatka and Alaska. This study was done for 3 time intervals- Early Pliocene, Early Pliocene-Late Pliocene and Late Pliocene. This study showed, that in Early Pliocene North Pacific paleobiogeographic zone contained only super provinces, provinces and more little units. At the end of Early Pliocene and the beginning of Late Pliocene this paleobiogeographic zone was divided on two subzones – Beringian and Ochotian-Northern Japan. After Late Pliocene climatic cooling the paleobiogeography of North Western Pacific region was similar to present time. Based on paleobiogeographic data, marine climate was reconstructed for 3 Pliocene time intervals.

**ВВЕДЕНИЕ**

Районы приконтинентального обрамления северо-западной части Пацифики, расположенные между 35–36° и 66° с.ш., относятся к бореальной климатической зоне, характеризующейся существенными различиями в температурных условиях между северными и южными регионами. Являясь переходной областью между теплыми тропическо-субтропическими зонами земного шара и холодными полярными районами, эта зона, и прежде всего ее фаунистический состав, довольно чутко реагирует на процессы, происходящие не только в ее пределах, но и в низких и высоких широтах, отражая события регионального и субглобального масштаба.

Одним из интереснейших вопросов изучения данной территории с точки зрения палеобиогеографии и палеоклиматологии представляется история развития бореальной фауны, которая позволяет описать последовательность становления современного облика биоты и климата умеренных и высоких широт Северного полушария.

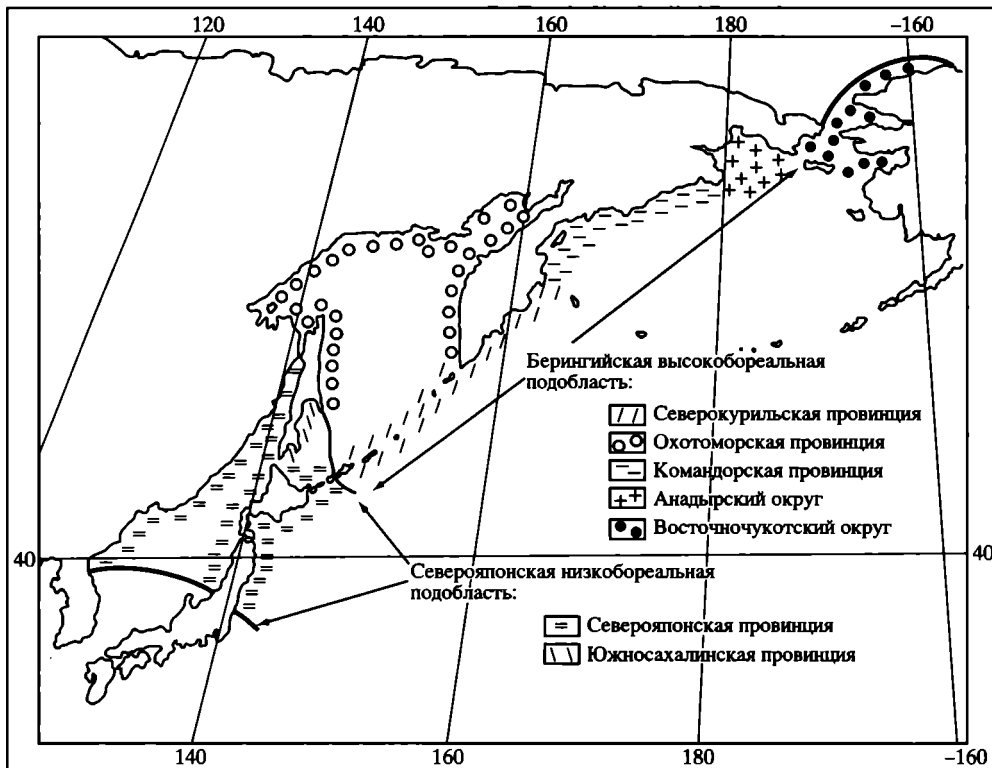
Полученные за последние полвека данные свидетельствуют о том, что одним из примечательных этапов в истории развития Северной Пацифики, отразившимся в масштабных биосферных изменениях, являются поздний кайнозой и, в частности, плиоцен. С плиоценом и его нижним пограничным интервалом – поздним миоценом связывают такие явления, как открытие пра-Берингова пролива, изменение циркуляции северотихоокеанских и арктических водных масс, обособление низко- и высокобореальных тихоокеанских сообществ, начало становления современных бореальных и арктических фаун.

Значительную информацию об этих событиях представляют материалы по ископаемым моллюскам, которые являются типичной группой фауны мелководных бассейнов Северной Пацифики.

Работы, проведенные в данном регионе в области биостратиграфии [Опорный разрез, 1992; Детальное расчленение, 1992; Gladenkov et al., 1991; Экосистемы..., 1999, Marincovich et al., 2002], зоогеографии [Голиков, 1980; Скарлато, 1981; Кафанов, 1991, 1994; Bernard et al., 1991] и описания современных и ископаемых видов [Скарлато, 1981; Coan et al., 2000; и др.] являются базовыми для проведения палеореконструкций и выявления биособытий на сравнительно детальном уровне.

### **БИОГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ СОВРЕМЕННЫХ МАЛАКОФАУН И ВЫБОР МЕТОДИКИ РАЙОНИРОВАНИЯ СЕВЕРНОЙ ПАЦИФИКИ В ПОЗДНЕМ НЕОГЕНЕ**

Современное биогеографическое положение региона, с учетом особенности расселения северотихоокеанских малакофаун, может быть охарактеризовано следующим образом. Прежде всего, отметим, что территория окраинных морей северо-западной части Тихого океана, расположенная между 35–36° и 66° с.ш., протягивается с юга на север более чем на 3500 км и охватывает районы с различными климатическими условиями. В северных районах, в Беринговом проливе, летние поверхностные температуры воды не превышают 5–7 °С, в то время как на юге, у центральной части о-ва Хонсю, они достигают 24,5–25 °С. В зимние сезоны большая часть этой зоны имеет устойчивый ледовый покров. Среднегодовая амплитуда температур поверхностных вод на севере составляет около 7 °С, в то время как на юге она достигает 17–18 °С. Такие амплитуды и их увеличение в направлении с севера на юг и являются примечательной чертой морских бассейнов бореальной Пацифики.



**Рис. 1.** Биогеографическое районирование шельфа северо-западной части Тихого океана на основании анализа распространения двустворчатых моллюсков (по О.А. Скарлато [1981])

С точки зрения биогеографического деления [Скарлато, 1981], эта область характеризуется наличием многочисленных различных по ареалам групп видов (более 19), среди которых основными биогеографическими группами шельфа являются тропическо-субтропические (1,3%) и субтропические (18,7%) по происхождению виды, низкобореальные (20,8%), бореальные (20,8%), высокобореальные (19,0%), бореально-арктические (17,4%) и арктические виды (2%). Анализ изменения численности таких видов в направлении с юга на север в пределах северо-западной части Тихого океана позволяет провести ее биогеографическое расчленение с выделением Тихоокеанской бореальной биогеографической области и двух ее подобластей – Северояпонской<sup>1</sup> низкобореальной и Берингийской высокобореальной (рис. 1). Южная граница Тихоокеанской бореальной биогеографической области проводится у берегов Корейского полуострова и о-ва Хонсю (немного севернее широты полуостровов Ното и Босо), где маркируется, с одной сто-

<sup>1</sup> В данной статье названия биогеографических единиц даны в соответствии с принятыми в работах О.А. Скарлато [1980] и А.И. Кафанова [1994].

роны, – довольно резким сокращением к северу количества тропическо-субтропических и субтропических видов, а с другой – появлением и постепенным увеличением числа широко распространенных бореальных и бореально-арктических форм. Северная граница области в юго-восточной части Чукотского моря и моря Бофорта выделяется по уменьшению доли бореальных моллюсков и резкому доминированию арктических и бореально-арктических видов.

Наличие в Тихоокеанской бореальной биогеографической области нескольких групп теплолюбивых видов – тропическо-субтропических и субтропических по происхождению и низкобореальных, доминирующих в ее южной части (составляют более 50% от общего состава распространенных здесь малакофаун) – позволяет обособить Северояпонскую низкобореальную подобласть. В общем составе малакофаун этой подобласти принимают участие виды: тропическо-субтропические (1,6%) и субтропические (23,4%) по происхождению, низкобореальные (27%), бореальные (26,7%), высокобореальные (5,3%) и бореально-арктические (16,0%). Южная граница подобласти совпадает с таковой для области. Северная граница расположена в районе Южно-Курильского мелководья (по широте средней части о-ва Итуруп), а у Юго-Восточного Сахалина – по широте мыса Терпения. Севернее этой зоны распространена Берингийская высокобореальная подобласть. Биогеографический раздел двух подобластей проводится по сокращению и практическому исчезновению к северу от этих районов субтропических и низкобореальных видов и резкому увеличению доли бореальных, высокобореальных и бореально-арктических форм. Общий фаунистический состав Берингийской высокобореальной подобласти значительно отличается от низкобореальной и характеризуется примерно равным содержанием видов – бореальных (33,3%), высокобореальных (30%), бореально-арктических (27,4%), при резко подчиненном значении арктических (3,3%), субтропических по происхождению (2%) и низкобореальных (4%) форм.

Изучение степени сходства и различия моллюсков разных районов, расположенных в пределах отдельно взятых Северояпонской низкобореальной и Берингийской высокобореальной подобластей, основанное на сравнении списков фаун с помощью формул оценки степени сходства и различия регионов (формулы Престона и Жаккара (см.: [Скарлато, 1981, с. 19]), позволяет обособить в пределах названных подобластей несколько самостоятельных провинций и округов. В частности, О.А. Скарлато [1981] показано, что ранг выделяемых районов может рассматриваться как провинция, если степень сходства фаун по формуле Жаккара меньше 50%, что, в свою очередь, соответствует значению коэффициента различия по формуле Престона более 0,38. В этом случае доля общих видов сопоставляемых фаун не превышает 33% от суммарного числа видов сравниваемых регионов. На основе таких сравнений, для Северояпонской низкобореальной подобласти были выделены Северояпонская провинция (округи Южноприморский, Южнокурильский, Североприморский) и Южносахалинская провинция (округи Анивский и Монеронский). Для Берингийской высокобореальной подобласти установлены Северокурильская, Охотоморская, Командорская провинции и окру-

ги – Восточночукотский, Анадырский [Скарлато, 1981]. Эти биогеографические единицы, кроме различий систематического состава, также характеризуются и разным процентным соотношением видов разной биогеографической принадлежности.

Изложенные выше сведения по биогеографическому составу и районированию северо-западной части Тихого океана могут выступать основой для сравнения палеобиогеографических построений неогена с настоящим временем и получения выводов о фаунистических и климатических перестройках на данной территории. Существенно облегчает задачу таких построений определенная близость обстановок позднего неогена с настоящим временем и присутствие в плиоценовых комплексах значительного числа моллюсков (60% и более от общего состава), распространенных в современных окраинных морях Тихого океана.

Однако, как показывают практические исследования [Синельникова и др., 1976, 1979; Гладенков, 1988; Детальное расчленение, 1992; и др.], палеобиогеографические работы, проведенные на материалах по неогену Дальнего Востока, представляются все же довольно общими. Прежде всего это касается возможности сравнения древних биогеографических единиц с современными и установления аналогий, столь необходимых для выводов об изменении границ области, подобластей и провинций во времени. Реально на настоящий момент возможно сравнение неогеновых фаунистических обстановок с современными лишь на уровне категорий высокого порядка, таких как бореальная область, низко- или высокобореальная подобласти. Это достигается, с одной стороны, благодаря тому, что систематический состав надвидовых таксонов неогена данной территории практически тождествен настоящему времени, а с другой – тем, что географическое распространение некоторых семейств и родов (с юга или севера) ограничено пределами бореальной области или ее двух подобластей. Более мелкие единицы (провинции, округа) в силу своеобразия систематического состава моллюсков миоцена и плиоцена, обусловленного, в первую очередь, наличием вымерших видов, не находят современных аналогов.

Между тем, задачей палеобиогеографии является не только изучение пространственных закономерностей размещения фаун прошлого, но и детальная реконструкция на этой основе климатических и других географических обстановок былых геологических эпох. Это требует подробной увязки данных о географическом распространении известных ныне и в ископаемом состоянии организмов с факторами среды их обитания (температурными, глубинными и пр.).

Для того чтобы палеобиогеографические реконструкции были более информативными, а их использование позволяло бы, например, детально оценить климатические обстановки позднего неогена северо-западной части Пацифики, в характере распределения современных фаун необходимо определить реперы, которые могли бы быть установлены и на ископаемом материале. Предпосылки к этому имеются в работе А.И. Кафанова [1994], посвященной фаунистической биогеографии северной части Тихого океана. Проведенное этим автором изучение широтного распространения термотроп-



**Таблица 1.** Распространение термотропных семейств двустворчатых моллюсков у побережья Японских островов ( по: [Кафанов, 1994])

Семейство	Градусы северной широты											
	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45
Nucinellidae	---	---										
Acharacidae	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Solemyidae	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Pteriidae	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Pinnidae	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Glycymerididae	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Parallelodontidae	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Arcidae	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Gryphaeidae	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Ostreidae	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Plicatulidae	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Spondylidae	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Dimyidae	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Laternulidae	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Myochamidae	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Pholadomyidae	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Clavagellidae	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Crassatellidae	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Gastrochaeinidae	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Lucinidae	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Donacidae	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Lasaeidae	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Leptonidae	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Galeommatidae	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Sportellidae	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Psammobiidae	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Trapeziidae	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Kelliellidae	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Glossidae	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Corbiculidae	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Petricolidae	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Aloididae	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Chamidae	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Solenidae	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Mesodesmatidae	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Cardiliidae	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Xylophagaidae	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Teredinidae	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---

Примечание. В табл. 1 и 2 сплошные линии – Тихоокеанское побережье, прерывистые – Япономорское.

Таблица 2. Распространение психотропных родов и подродов двустворчатых моллюсков у побережья Японских островов (по: [Кафанов, 1994])

Род (подрод)	Градусы северной широты															
	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46
<i>Megayoldia</i>										-----						-----
<i>Yoldia</i> s.s.			-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
<i>Musculus</i> s.s.										-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
<i>Parvamussium</i>									-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
<i>Monia</i>									-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
<i>Astarte</i> s.s.										-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
<i>Tridonta</i>			-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
<i>Panomya</i>									-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
<i>Ciliatocardium</i>			-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
<i>Serripes</i>									-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
<i>Megangulus</i>									-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
<i>Liocyma</i>															-----	-----
<i>Mactromeris</i>										-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
<i>Mya</i> s.s.										-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----

ных моллюсков (фаунистический эквивалент для таксонов с тропическим, субтропическим и низкобореальным типом ареалов) и психотропных моллюсков (фаунистический эквивалент для форм арктического, бореально-арктического, высокобореального и бореального распространения) показало ступенчатый характер изменения их количественного и качественного состава в направлении от низких к высоким широтам Северного полушария. Важно отметить, что определения «термотропный» и «психотропный» как нельзя кстати подходят для характеристики ископаемых таксонов, неоднократно менявших северные или южные границы своих ареалов в прошлом.

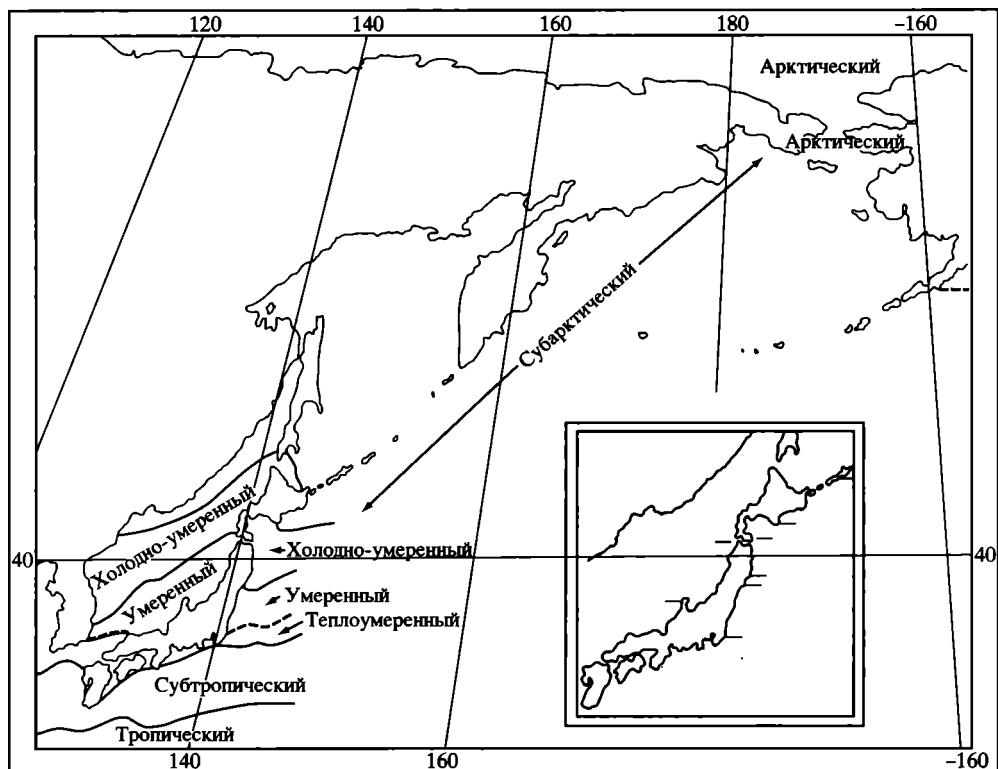
Согласно полученным данным, значительные изменения числа современных термотропных семейств у азиатских окраин Северной Пацифики наблюдаются в пределах 36–45° с.ш. (табл. 1). У тихоокеанского побережья Японских островов такие изменения отмечены с юга на север на 35–36° с.ш. (общее число термотропных семейств Северной Пацифики здесь сокращается на 29%); 39° с.ш. (13%); 41–42° с.ш. (29%) и 45–46° с.ш., где они вовсе исчезают.

Вместе с тем, анализ распространения довольно ограниченного числа психотропных родов двустворчатых моллюсков у тихоокеанского побережья Японских островов (табл. 2) показывает, что их количество постепенно уменьшается в направлении с севера на юг. Так, если в районе 45° с.ш. их число составляет 100% от списочного состава выделенных в эту группу родов, то у фронта холодного течения Оясио (38–40° с.ш.) их количество со-

кращается более чем на 60%. Лишь 23% психотропных родов достигает южной границы бореальной Пацифики (35–36° с.ш.), к югу от которой они практически исчезают.

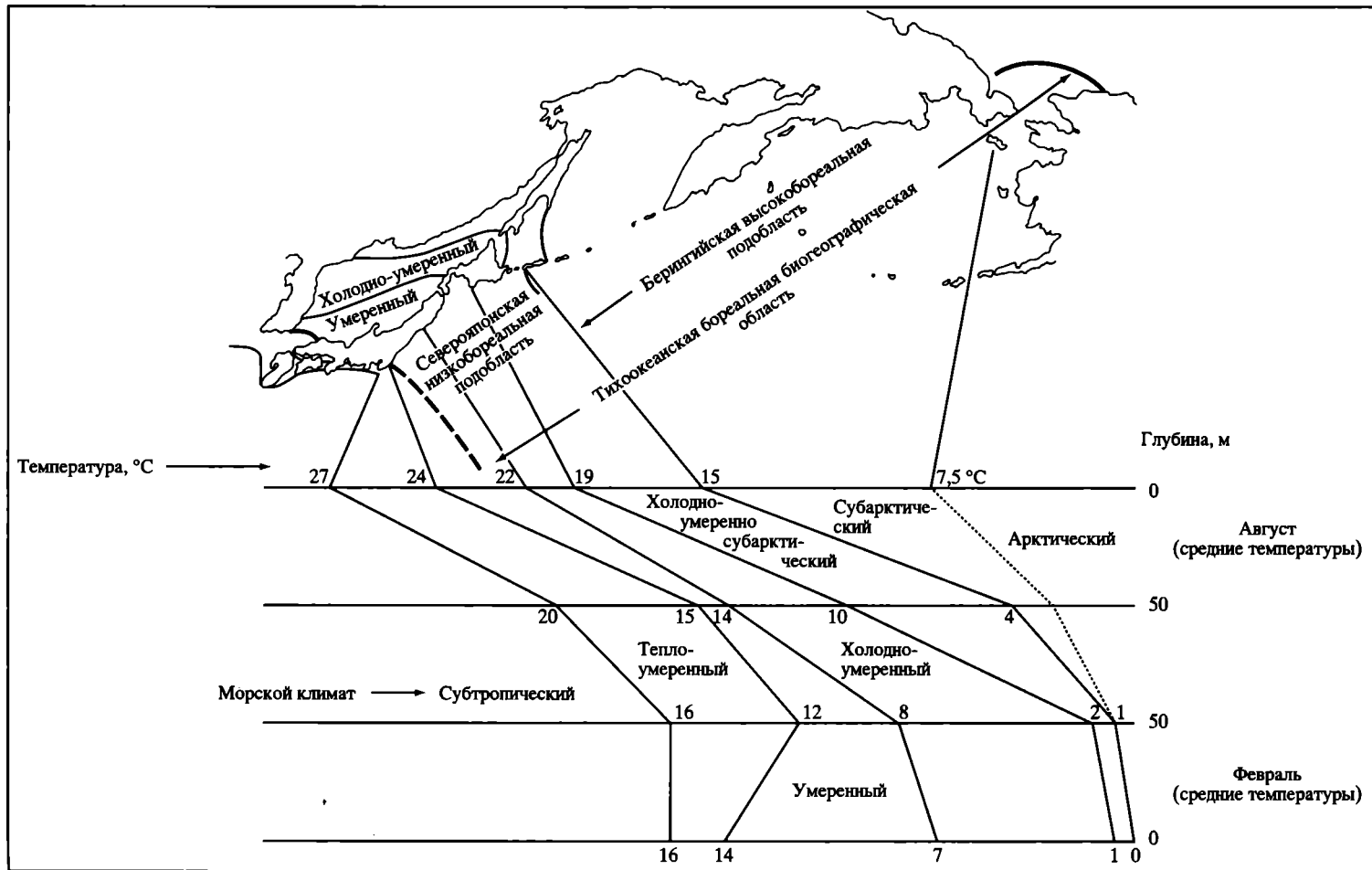
Анализ этого материала показывает, что южная граница Северотихоокеанского биогеографического региона (Тихоокеанская бореальная биогеографическая область, по О.А. Скарлато [1981] или Северотихоокеанская биогеографическая область, по А.И. Кафанову [1994]) маркируется с севера исчезновением психотропных родов, а с юга – резким сокращением (почти на 30%) состава термотропных семейств, распространенных к северу от экваториальной части Тихого океана. Граница более низкого ранга (граница между низкобореальной подобластью и высокобореальной подобластью) фиксируется по исчезновению к северу представителей термотропных семейств и родов.

В свете таких данных представляется, что южная часть бореальной Пацифики, расположенная между 36–45° с.ш., в фаунистическом отношении являет собой своеобразную переходную зону между районами обитания тер-



**Рис. 2.** Морской климат северо-западной части Тихого океана (по [Nishimura, 1981, Ogasawara, 1994])

На врезке показано положение биогеографических границ у Японских островов, установленных по изменению числа термотропных семейств двустворчатых моллюсков (по А.И. Кафанов [1994])



мотропных и психротропных организмов. Ступенчатость подобных изменений позволяет расчленить эту зону на ряд фаунистических подзон. А.И. Кафановым [1994] было показано, что рубежи изменений численности моллюсков вдоль побережья Тихого океана с юга на север зачастую являются границами биогеографических подразделений как высокого ранга – область, подобласть, так и более низкого – надпровинция, провинция.

Известно, что распределение морских моллюсков довольно жестко контролируется климатическим фактором. Именно этим обусловлено присутствие в бореальной Пацифике, обладающей существенной разницей температур поверхностных вод между югом и севером, большого числа провинций и округов, а также ее деление на низко- и высокобореальную подобласти. Сравнение данных по широтному распространению термотропных таксонов с материалами по температурной зональности вод показывает, что рубежи изменения численности термотропных семейств весьма близки к границам климатических зон, выделяемых вдоль побережья Японских островов [Nishimura, 1981; Ogasawara, 1994]. К таким зонам относятся: субтропическая, теплоумеренная, умеренная, холодно-умеренная и субарктическая (рис. 2).

Границы между этими климатическими зонами соответствуют вполне определенным значениям среднегодовых температур: тропическая/субтропическая – 24,5 °С; субтропическая/теплоумеренная – 21 °С; теплоумеренная/умеренная – 17 °С; умеренная/холодно-умеренная – 14–15 °С; холодно-умеренная/субарктическая – 9 °С; субарктическая/арктическая – 1,5–0 °С (температуры приведены по работам: [Ogasawara, 1994; Кафанов, 1994]. Кроме того, в южной части субарктической зоны, с учетом данных по температурным изменениям поверхностных вод, можно наметить еще одну зону, называемую нами в этой работе холодно-умеренно-субарктической (рис. 3).

Обособление данной зоны определяется наличием теплого течения Соя в юго-восточной части Охотоморского бассейна [Бобков, 2004], северная граница распространения которого в районе Южно-Курильского мелководья представляется довольно резким биогеографическим рубежом. На о-ве Сахалин эта зона ограничена у мыса Терпения холодным Восточно-Сахалинским течением. Среднегодовые температуры обозначенной зоны на смежных границах имеют следующие величины: холодно-умеренная/холодно-умеренно-субарктическая – 9 °С; холодно-умеренно-субарктическая/субарктическая – 6 °С.

Важной чертой отмеченных закономерностей является то, что рубежи изменения количества термотропных семейств, весьма близкие к границам указанных выше климатических зон, имеют и качественную характеристику, обусловленную широтным распространением вполне конкретных таксонов (табл. 3). В этой связи сведения о находках известных ныне теплолюбивых и холоднолюбивых форм в неогеновых комплексах Северной Пацифики можно использовать для довольно подробной характеристики климатических обстановок прошлого. Определенные шаги в этом направлении были



**Рис. 3.** Взаимосвязь между морскими климатическими подразделениями [Nishimura, 1981; Ogasawara, 1993] и биогеографическими единицами северо-западной части Тихого океана [Скарлато, 1981] с добавлениями автора

Таблица 3. Привязка широтного распространения термотропных семейств и психотропных родов двустворчатых моллюсков к климатическим и биогеографическим подразделениям северо-западной части Тихого океана

Двустворчатые моллюски	Морской климат*																											
	тропический			субтропический			теплоумеренный		умеренный		холодно-умеренный			субарктический Ху-Са		арктический												
	Тропическая область			Субтропическая область			Бореальная область							Арктическая область														
	Т = 25			Т = 20			Т = 15		Т = 10			Т = 5		Т = 0														
	8	7	6	5	4	3	2	1	0	9	8	7	6	5	4	3	1	0	9	8	7	6	5	4	3	2	1	0
<i>Portlandia</i>																												
<i>Rictocyma</i>																												
<i>Liocyma</i>																												
<i>Cyrtodaria</i>																												
<i>Astarte</i> s.s.																												
<i>Megayoldia</i>																												
<i>Mya</i> s.s.																												
<i>Musculus</i> s.s.																												
<i>Serripes</i>																												
<i>Megangulus</i>																												
<i>Mactromeris</i>																												
<i>Yoldia</i> s.s.																												
<i>Tridonta</i>																												
<i>Panomya</i>																												
<i>Ciliatocardium</i>																												
Fortipectininae																												
Psammobiidae																												
Ostreidae																												
Glycymerididae																												
Solenidae																												
Corbiculidae																												
Arcidae																												
Solemyidae																												
Lucinidae																												
Parallelodontidae																												
Acharacidae																												
Donacidae																												
Chamidae																												
Glossidae																												
Plicatulidae																												
$T_{\max} - T_{\min}$	(28-21)			(28-17)			(27-16)		(25-12)		(23-2)			(18-1)		(15-0)		(8-0)										

\*По: [Nishimura, 1981; Ogasawara, 1994].

Примечание. Области (тропическая, субтропическая и т.д.) по: [Скарлато, 1981]. Цифры – средние значения температур, °С. Ху-Са – холодно-умеренно-субарктический. В. Бор. п-обл. – Высокобореальная подобласть.

сделаны японскими исследователями. В частности, К. Огасаварой [Ogasawara, 1988, 1994] на материалах по Северной Японии были проведены детальные палеоклиматические реконструкции для шести временных срезов неогена раннего миоцена, начала среднего миоцена, среднего миоцена, позднего миоцена, плиоцена и квартера.

Анализ современных и ископаемых материалов Северной Пацифики показывает, что существенным ограничением в проведении палеобиогеографических реконструкций является локальность местонахождений фаунистических комплексов неогена. В этой связи границы между палеобиогеографическими единицами определяются весьма условно (в большинстве своем не имеют точного положения на географических картах). Прежде всего, это касается границ биогеографических выделов, фауна которых сравнивается между собой. В современной биогеографии такие выделы ограничены зонами увеличения видового богатства – синператами, отмечаемыми на краях ареалов видов, характерных для соседних биогеографических единиц. В отличие от настоящего времени, выделы в прошлом определены локальными выходами осадочных пород того или иного возраста и разделены между собой значительными географическими пространствами. Исходя из этого, для палеобиогеографических построений в большей степени подходят качественные характеристики. К ним относятся видовой и надвидовой составы ископаемых комплексов.

Изучение надвидового состава ископаемых комплексов, при его сравнении с закономерностями широтного распределения современных родов и семейств моллюсков (см. табл. 3), позволяет оконтурить границы палеобиогеографической области и наметить ее деление на палеоподобласти и надпровинции. Кроме того, оно дает возможность сделать выводы о климатических ситуациях прошлого. Сравнение списков видов моллюсков между собой в пределах установленных надпровинциальных единиц позволяет обособить самостоятельные палеопровинции. Как и в настоящее время, для сравнения таких списков можно воспользоваться известными формулами меры сходства и отличия (формулы Престона, Жаккара) или использовать установленную величину, говорящую о том, что для отнесения фаун к разным провинциям количество общих видов в сравниваемых комплексах не должно превышать 33% от суммарного их состава [Скарлато, 1981]. В данной работе для ископаемого материала мы используем величину 30–33%. Однако, учитывая то обстоятельство, что ископаемые комплексы помимо широтных отличий имеют отличия систематического состава, связанные с фаціальным строением толщ, следует ожидать, что использование известных выше формул не всегда дает надежные результаты. В силу этого, при выделении палеопровинций приходится анализировать эндемичные формы, распространенные в определенных районах, или использовать сочетания форм, неповторимые в других местонахождениях. Именно на основании этих данных ранее были определены плиоценовые провинции Японии [Noda, Amano, 1977; Masuda, 1980; и др.].

Подводя итог приведенного выше раздела, автор предлагает такую последовательность изложения материала по палеобиогеографии плиоцена Северо-Западной Пацифики: 1) анализ систематического состава и стратиграфического положения комплексов моллюсков в разрезах плиоцена Сахалина и Камчатки; 2) сравнение этих данных между собой с привлечением сведений по Северной Японии и Аляске; 3) выделение на основе сравнения ископаемых фаун плиоценовых биогеографических подразделений; 4) описание палеобиогеографических изменений во времени. Резюмирующей частью этой работы являются выводы о палеоклиматических обстановках плиоцена.

## **СИСТЕМАТИЧЕСКИЙ СОСТАВ И СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ КОМПЛЕКСОВ МОЛЛЮСКОВ В ПЛИОЦЕНЕ САХАЛИНА И КАМЧАТКИ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ**

Плиоценовые отложения северо-западной части Пацифики вскрываются в серии осадочных бассейнов Северной Японии, Сахалина, Камчатки, Корякского нагорья, Чукотки, Курильских и Командорских островов [Атлас., 1984; Опорный разрез..., 1992; Гладенков, 1972; Детальное расчленение..., 1992; Петров, 1982; Волобуева, 1990; Жидкова и др., 1972, 1974; Савицкий и др., 1981; Синельникова и др., 1976, 1979; Решения..., 1982, 1998], а также распространены на значительной площади в акватории Охотского и Берингова морей.

На шельфе Охотского и Берингова морей и в осадочных бассейнах их обрамления эти отложения представлены мелководными морскими и континентальными терригенными и терригенно-вулканогенными породами, а в глубоководных впадинах (Курильская, Алеутская и Командорская котловины) – кремнисто-терригенными толщами. Часть плиоценовых толщ имеет чисто вулканогенное происхождение. Мощность осадков плиоцена варьирует в разных районах от первых метров (юго-западное побережье п-ова Сьюард, штат Аляска) до 600 м и более (Северо-Восточный Сахалин, Анадырская впадина). На шельфе Охотского и Берингова морей мощность нерасчлененных морских и континентальных отложений неогена достигает нескольких километров [Геологическая карта..., 1983].

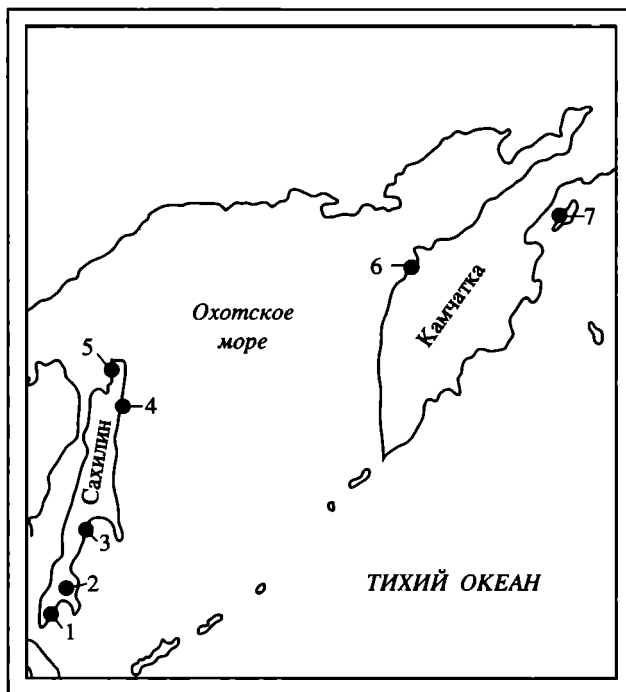
Данные толщи охарактеризованы различными палеонтологическими группами, включая бентосные фауны (моллюски и фораминиферы), кремневый планктон (диатомеи и радиолярии), флористические и спорово-пыльцевые остатки.

Наиболее представительные комплексы бентоса, в частности моллюсков, встречены в пределах приконтинентального обрамления окраинных морей, где мелководно-морские отложения нередко переслаиваются с континентальными породами. Изучение этих фаун дает ценный материал для проведения палеобиогеографических реконструкций и оценки палеоклиматических обстановок плиоцена северо-западной части Пацифики.

Среди наиболее изученных и представительно охарактеризованных моллюсками разрезов этого региона выделяются (рис. 4): плиоценовые толщи Анивского, Долинского и Макаровского районов Южного Сахалина [Жидкова, 1962; Жидкова и др., 1974; Савицкий и др., 1981; Басилян, Бариннов, 1990; Бариннов, 1994; Опорный разрез..., 1992], п-ова Шмидта Северного Сахалина [Жидкова и др., 1981; Гладенков, 1978; Экосистемы..., 1999], Кавранского района Западной Камчатки [Синельникова и др., 1976, 1979; Гладенков, Синельникова, 1990], о-ва Карагинский в районе Северо-Восточной Камчатки [Гладенков, 1972; Детальное расчленение..., 1992; Басилян и др., 1990].

Эти местонахождения и их палеонтологическое содержание в разные годы были использованы в биостратиграфических исследованиях кайнозоя Северо-Западной Пацифики. Изучение этих разрезов послужило основой для выделения региогоризонтов, с помощью которых проводилось сопоста-





**Рис. 4.** Схема расположения основных разрезов плиоцена Сахалина и Камчатки  
 Разрезы: 1 – Анивский, 2 – Долинский, 3 – Макаровский, 4 – Охинский, 5 – Шмидтовский,  
 6 – Кавранский, 7 – Карагинский

вление плиоценовых отложений Северо-Востока России [Унифицированные схемы..., 1961; Решения..., 1982, 1998].

Появившиеся в последние годы сведения по зональной биостратиграфии, магнитостратиграфии и датированию абсолютного возраста плиоценовых толщ этих районов [Опорный разрез..., 1992; Детальное расчленение..., 1992, 2002; Экосистемы..., 1999; Орешкина, 1989; Ганзей и др., 1991; Базилян и др., 1990; Akiba et al., 2000; Nakashima et al., 2003] позволяют уточнить корреляционные построения по бентосу и представить надежную основу для сравнения комплексов моллюсков разных широт.

Чтобы составить представление об общем порядке смены и составе плиоценовых малакофаун в этом регионе, рассмотрим сведения о моллюсках конкретных местонахождений. Эти комплексы были непосредственно изучены автором во время многолетних биостратиграфических исследований кайнозоя Северной Пацифики. Фаунистическая характеристика описанных ниже комплексов (за исключением комплексов Северо-Восточного Сахалина и Западной Камчатки) приводится по данным видовых определений автора [Баринов, 1994; Базилян, Баринов, 1990; Детальное расчленение..., 1992; Экосистемы..., 1999]. Расчленение плиоцена на подотделы дается по [Berggren et al., 1995].

## Остров Сахалин

**Долинский и Анивский районы.** Комплексы моллюсков плиоцена юга Сахалина изучены в серии разрезов маруямской свиты, вскрываемых на территории Долинского (разрез по р. Малый Такой) и Анивского (разрезы по рекам Владимировка, Бачинская, Урюм и морскому берегу к югу от устья р. Урюм) районов. Во всех перечисленных разрезах эти комплексы представлены двумя ассоциациями моллюсков (нижней – относительно глубоководной и верхней – мелководной). Вмещающие их отложения имеют достаточно широкий возрастной диапазон (они сопоставлены с диатомовыми зонами *Thalassiosira oestrupii* и *Neodenticula koizumii* – *N. kamtschatica* [Akiba et al., 2000; Sagayama, 1993; Nakashima et al., 2003], что позволяет их рассматривать как комплексы раннего и конца раннего – начала позднего плиоцена. Более высокие стратиграфические интервалы разрезов не охарактеризованы макропалеонтологическими остатками.

Комплекс моллюсков названных отложений (пачки II, III и IV, по В.О. Савицкий и др., [1981]) состоит из 48 видов. Его характеризуют ископаемые формы – *Fortipecten takahashii*, *Chlamys cosibensis*, *Clinocardium taracaicum*, *Yoldia kuluntunensis sachalinensis*, *Acila marujamensis*, *Panomya simotomensis*, *Mya cuneiformis*, *Anadara uozumii*. Другие формы комплекса представлены современными видами – *Nucula tenuis*, *Acila divaricata*, *Megayoldia thraciaeformis*, *Yoldia cf. hyperborea*, *Mytilus edulis*, *Musculus niger*, *Mizuhopecten yessoensis*, *Macoma orientalis*, *M. calcarea*, *M. moesta*, *M. tokyoensis*, *Serripes groenlandicus*, *S. laperosi*, *Hiatella arctica*, *Cyclocardia crebricostata*, *Solen krusenshterni*, *Mercenaria stimpsoni*, *Pododesmus macroshisma*, *Felaniella usta*, *Thracia* sp., *Macrocallista brevisiphonata*, *Pandora pulchella*, *Spisula voyi*, *S. sachalinensis*, *Panomya arctica*, *Astarte borealis*, *Mya truncata*, *M. priapus*, *Peronidea lutea*, *Siliqua alta*, *Liocyma fluctuosa*, *L. hokkaidoensis*, *Conchocele disjuncta*, *Neptunea lyrata*, *Ciliatocardium cf. ciliatum*, *Lucinoma acutilineata*, *Natica clausa*, *Margarites costalis*, *Crepidula princeps*, *Turritella fortilirata*.

**Макаровский район.** Отложения плиоцена Макаровского района Юго-Восточного Сахалина, вскрытые по рекам Кринка, Кормовая, Гарь, Горная и побережью залива Терпения, довольно представительного охарактеризованы моллюсками. Их изучение в разные годы, начиная с работ Л.В. Жидковой [1962], всегда позволяло надежно сопоставлять среднюю часть развитой здесь маруямской свиты с плиоценовыми толщами сопредельных регионов. В последние годы благодаря изучению диатомей охарактеризованная моллюсками плиоценовая часть разреза (средняя подсвита маруямской свиты (по: [Жидкова и др., 1982; Опорный разрез..., 1992] была сопоставлена с подзоной «b» диатомовой зоны *Neodenticula kamtschatica* [Гладенков и др., 2002] и/или зоной *Thalassiosira oestrupii* [Akiba et al., 2000]. Все это позволяет рассматривать возраст комплекса, о котором идет речь ранним плиоценом.

Комплекс моллюсков средней подсвиты маруямской свиты состоит из 50 видов. Характерными для него являются – *Yoldia kuluntunensis sachalinensis*, *Fortipecten takahashii*, *Anadara uozumii*, *A. amacula elongata*, *Acila marujamensis*, *Mya cuneiformis*, *Clinocardium taracaicum*, *Ciliatocardium uyemurai*,

*Buccinum haromaicum*. Другие формы представлены современными видами – *Nucula tenuis*, *Nuculana pernula*, *Acila insignis*, *Megayoldia thraciaeformis*, *Yoldia hyperborea*, *Y. notabilis*, *Musculus niger*, *Macoma calcarea*, *M. moesta*, *M. orbiculata*, *Serripes groenlandicus*, *Liocyma fluctuosa*, *Cyclocardia crebricostata*, *C. ventricosa ovata*, *Spisula voyi*, *S. sachalinensis*, *Mya japonica*, *M. arenaria*, *M. elegans*, *M. truncata*, *Panomya arctica*, *Peronidea lutea*, *Thracia* cf. *seminuda*, *Pododesmus macrochisma*, *Keenocardium californiense*, *Siliqua alta*, *Hiatella arctica*, *Solen* cf. *krusenshterni*, *Lucinoma acutilineata*, *Macrocallista brevisiphonata*, *Mercenaria stimpsoni*, *Callithaca adamsi*, *Protothaca* cf. *staminea*, *Conchocele disjuncta*, *Saxidomus* cf. *purpuratus*, *Natica clausa*, *N. janthostoma*, *Margarites costalis*, *Nucella* sp., *Buccinum haromaicum*, *Neptunea lyrata*.

**Полуостров Шмидта.** Плиоценовые толщи п-ова Шмидта северной части о-ва Сахалин заключают три различных по систематическому составу и стратиграфическому положению комплекса моллюсков.

Нижний комплекс, распространенный в отложениях маямрафской свиты, массово представлен формой *Potamocorbula* aff. *amurensis*. Возраст этого комплекса на основании стратиграфического положения свиты в разрезе датируется ранним плиоценом [Экосистемы..., 1999].

Другой комплекс известен из вышележащих отложений нижней части помырской свиты (стратотип помырского горизонта региональной стратиграфической схемы Сахалина). Комплекс моллюсков этой части помырской свиты состоит из 35 видов. Ископаемыми формами являются *Acila marujamensis*, *Fortipecten takahashii*, *Chlamys tanashevitchi*, *Chl. cosibensis cosibensis*, *Chl. cosibensis piltukensis*, *Cyclocardia matitukensis*. Остальная часть комплекса представлена современными видами – *Modiolus modiolus*, *Crenomytilus grayanus*, *Mizuhopecten yessoensis*, *Swiftpecten swifti*, *Macoma calcarea*, *M. orientalis*, *M. aff. baltica*, *M. cf. middendorffii*, *Spisula voyi*, *S. sachalinensis*, *Serripes groenlandicus*, *Mya truncata*, *M. pseudoarenaria*, *Keenocardium californiense*, *Astarte borealis*, *A. alaskensis*, *Panomya arctica*, *Pododesmus macrochisma*, *Nuttallia olivacea*, *Panopea japonica*, *Diplodonta aleutica*, *Mercenaria stimpsoni*, *Cyclocardia ventricosa ovata*, *Penitella penita*, *Natica clausa*, *Margarites costalis*, *Boreoscala groenlandica*, *Trichotropis bicartinatus*, *Neptunea lyrata*. Нижняя часть помырской свиты не содержит остатков диатомей и по своему стратиграфическому положению в разрезе, с определенной долей условности, относится к средней части плиоцена.

Верхняя часть помырской свиты соответствует интервалу зон *Neodenticula koizumii* – *Neodeenticula koizumii* – *Neodenticula kamtchatia* и относится к верхнему плиоцену [Экосистемы..., 1999]. Комплекс моллюсков верхней части помырской свиты имеет довольно однообразное содержание и представлен четырьмя формами: *Macoma calcarea*, *M. cf. calcarea*, *M. aff. baltica*, *M. cf. middendorffii*.

Сведения о комплексах моллюсков плиоцена перечисленных районов дополняют данные по Северо-Восточному Сахалину, приведенные в работах Л.В. Жидковой с соавторами и И.И. Ратновского [Жидкова и др., 1968, 1974; Ратновский, 1969]. Согласно этим материалам, относимая к плиоцену нутовская свита включает более 30 видов: *Nucula psjakauphensis*, *Nuculana majam-*

*raphensis, Acila casterensis, Yoldia kuluntunensis sachalinensis, Y. notabilis, Y. supraoregona, Arca kobeltiana, Fortipecten takahashii, Mizuhopecten cf. yessoensis, Mytilus edulis, Musculus niger, Cyclocardia sp., Conchocele bisecta, Felaniella usta, Keenocardium californiense, Serripes groenlandicus, Mercenaria stimpsoni, Liocyma fluctuosa, Peronidea lutea, P. cf. bodegensis, Macoma calcarea dissimilis, M. baltica, M. optiva, Siliqua costata, Solen sp., Spisula sachalinensis, S. voyi, Mya arenaria, M. truncata, Panomya simotomensis, Panopea sp., Buccinum leucostoma sachalinensis, B. haromaicum, Natica clausa, Polinices sp., Olivella sp., Epitonium sp., Littorona sp., Turritella sp.* [Жидкова и др., 1974]. Принимая к сведению данные о том, что по результатам сейсморазведочных работ на Северном Сахалине вскрытый на суше разрез нутовской свиты располагается ниже помырского горизонта [Опорный разрез..., 1992], и учитывая присутствие в перечисленном выше списке моллюсков характерного плиоценового вида *Fortipecten takahashii*, можно допустить, что возраст этого комплекса ограничен ранним плиоценом.

### Полуостров Камчатка

**Западная Камчатка.** Плиоценовые отложения Западной Камчатки, охарактеризованные моллюсками, известны из отложений энемтенской свиты в районе Каврано-Утхолокской бухты [Синельникова и др., 1976, 1979]. Данный комплекс состоит из 61 вида и является основой для выделения энемтенского горизонта региональной стратиграфической схемы Западной Камчатки [Решения..., 1982, 1998]. Относительно недавно с помощью трекового датирования двух пепловых прослоев энемтенской свиты были получены возрастные датировки  $4,62 \pm 0,43$  и  $4,10 \pm 0,41$  млн лет [Ганзей и др., 1991], позволяющие говорить о раннеплиоценовом возрасте этих отложений. Данный комплекс подробно был описан В.Н. Синельниковой [Синельникова и др., 1979; Гладенков, Синельникова, 1990]. Автором данной статьи сделаны некоторые переопределения видов (они приведены в скобках), основанные на материалах изучения типовой коллекции. Для комплекса энемтенской свиты характерны вымершие виды – *Acila marujamensis, Yoldia enemtensis, Y. supraoregona, Y. cf. kuluntunensis, Anadara trilineata trilineata (Anadara amicula elongata), Swiftopecten swifti kindlei, Chlamys cosibensis piltukensis, C. cosibensis heteroglypta, Fortipecten takahashii, F. kenyoshiensis, Cyclocardia kamtschatica, C. praeruptensis, Peronidea pulchra kurta, Trachyocardium burchardi (Ciliatocardium uyemurai), Clinocardium taracaicum, Turritella fortilirata enemtensis, T. kavranica, Neptunea enemtensis, Trophon enemtensis, Siphonalia enemtensis, Antilophas posunculensis enemtensis, Crawfordiana cf. cawfordiana, Buccinum herzenstaini*. В составе также отмечены современные формы – *Musculus niger, Modiolus cf. modiolus, Glycymeris yessoensis, Mizuhopecten yessoensis, Pododesmus macrochisma, Pandora pulchella, Hiatella arctica, Panopea japonica, P. abrupta, P. estrellana, Thyasira barbaratensis, Cyclocardia paucicostata, Clinocardium nutallii, Keenocardium kaliforniense, Serripes groenlandicus, Felaniella usta, Macoma orientalis, M. incongrua, M. crassula, M. calcarea, M. middendorfi, Liocyma fluctuosa, Callithaca adamsi, Protothacha sta-*

*minea*, *Securella secures* (*Mercenaria stimpson*), *Siliqua costata*, *Spisula voyi*, *S. sachalinensis*, *Lucinoma acutilineata*, *Mya pseudoarenaria*, *M. truncata*, *M. priapus*, *Trichotropis bicaranatus*, *Natica clausa*, *Margarites costalis*, *Colus* cf. *spitzbergensis*, *Spirotropis perversa*, *Cryptobranchia kuragiensis*.

**Северо-Восточная Камчатка.** Разрез плиоцена Северо-Восточной Камчатки наиболее полно изучен на о-ве Карагинский (лимимтэваямская, усть-лимимтэваямская свиты, тусатуваямские слои). Он предствительно охарактеризован моллюсками, диатомеями, фораминиферами, спорово-пыльцевыми спектрами и имеет палеомагнитную и изотопно-хронометрическую привязки. Подробное изучение этого разреза в 70-х и 90-х годах [Гладенков, 1972; Детальное расчленение..., 1992] позволило составить подробное представление о комплексах моллюсков и их стратиграфическом распространении. Использование диатомей и данных палеомагнитного анализа дало возможность получить абсолютные значения времени формирования карагинских толщ и тем самым привязать комплексы моллюсков карагинского разреза к абсолютной и диатомовой шкалам.

**Лимимтэваямская свита.** Исходя из данных диатомового анализа и палеомагнитной интерпретации разреза возраст свиты в стратотипе нами был датирован ранним плиоценом [Детальное расчленение..., 1992; Басилян и др., 1990].

Комплекс моллюсков лимимтэваямской свиты состоит из 61 вида. Его характерными видами являются: *Acila empirensis*, *Yoldia limimtentis*, *Y. ochotensis*, *Y. supraoregona*, *Chlamys cosibensis*, *Fortipecten kenyoshiensis*, *F. hallae*, *Thracia condoni*, *Astarte limimtentis*, *Panomya trapezoidis*, *Cyclocardia veniaminovi*, *Clinocardium* cf. *taracaicum*, *Ciliatocardium* cf. *uyemurai*, *Macoma karaginskiensis*, *Spisula karaginskiensis*, *Nucella obesa*, *Fulgoraria microsculptata*, *Colus karaginskiensis*, *Plicifusus karaginskiensis*, *Mya cuneiformis*. Также отмечены вымершие виды – *Cyclocardia pliocenica*, *Chlamys karaginskiensis*, и современные – *Nucula tenuis expansa*, *Nuculana pernula*, *Yoldia hyperborea*, *Megayoldia thraciaeformis*, *Mytilus edulis*, *Modiolus modiolus*, *Musculus niger*, *Pandora glacialis*, *Hiatella arctica*, *Panomya arctica*, *Conchocele disjuncta*, *Cyclocardia crebricostata*, *Crassocardia crassidens*, *Ciliatocardium ciliatum*, *Keenocardium californiense*, *Serripes groenlandicus*, *Macoma brota*, *M. lama*, *M. crassula*, *M. moesta*, *Peronidea lutea*, *Liocyma fluctuosa*, *Protothacha staminea*, *Siliqua costata*, *Spisula voyi*, *Mya pseudoarenaria*, *Natica janthostoma*, *Neptunea lyrata*, *Neptunea laticostata ochotensis*, *Plicifusus kroyeri*, *Vuccinum glaciale*, *V. acutispiratum*, *V. polium polium*, *V. polare*, *Clinopogma magnum*, *Trichotropis* cf. *coronatus*. Три формы определены с открытой номенклатурой – *Diplodonta* sp., *Oenopota* sp., *Velutina* sp.

**Усть-лимимтэваямская свита.** С учетом данных диатомового анализа и палеомагнитных исследований прошлых лет возраст свиты рассматривается в пределах: конец раннего – самое начало позднего плиоцена [Детальное расчленение..., 1992].

Комплекс свиты состоит из 36 видов. Характерными видами являются: *Astarte diversa*, *A. nortonensis*, *A. hemicymata*. Впервые в разрезе появляются *Yoldia seminuda*, *Astarte loxia*, *A. borealis*, *Clinocardium subcostalis*, *Macoma obliqua*, *Diplodonta aleutica*, *Cyrtodaria curriana*, *Panomya ampla*, *Penitella penita*,

*Pododesmus macroshisma*, *Natica clausa*, *Margarites costalis*, *Fulgoraria* sp. Так же, как и в комплексе лимимтэваямской свиты отмечены современные виды – *Nucula tenuis expansa*, *Nuculana pernula*, *Yoldia hyperborea*, *Mytilus edulis*, *Hiatella arctica*, *Panomya arctica*, *Crassicardia crassidens*, *Serripes groenlandicus*, *Macoma brota*, *Spisula voyi*, *Mya truncata*, *M. pseudoarenaria*, *Neptunea lyrata*, *Neptunea laticostata ochotensis*, *Buccinum polium polium*, *B. polare*, *Plicifusus kroyeri*, и ископаемые виды *Macoma karaginskiensis*, *Cyclocardia pliocenica*, *Chlamys karaginskiensis*.

**Тусатуваямские слои.** Возраст данных слоев оценивается около  $2,4 \pm 0,3$  млн лет ([Детальное расчленение..., 1992], пересчет по: [Berggren et al., 1995]) и рассматривается в рамках второй половины позднего плиоцена.

Комплекс слоев состоит из 31 вида: ранее он был подробно изучен О.М. Петровым [1982]. Характерный вид – *Mytilus edulis declivis*. Комплекс также включает ископаемый вид *Clinocardium subcostalis* и современные виды – *Musculus niger*, *Pododesmus macroshisma*, *Thracia challisiana*, *Astarte alaskensis*, *A. montagui fabula*, *A. montagui warhami*, *A. borealis*, *A. loxia*, *Hiatella arctica*, *Cyrtodaria curriana*, *Cyclocardia ventricosa ovata*, *C. crebricostata*, *Crassicardia crassidens*, *Serripes groenlandicus*, *Diplodonta aleutica*, *Macoma calcarea*, *Spisula voyi*, *M. moesta*, *Liocyma fluctuosa*, *Mya truncata*, *M. japonica*, *Margarites costalis*, *M. helica*, *Tachyrhynchys erosus*, *Natica clausa*, *Plicifusus kroyeri*, *Boreotrophon candelabrum*, *B. pacificus*, *B. clathratus*, *Oenopota gigantea*.

Из стратиграфического распространения комплексов моллюсков в разрезах Сахалина и Камчатки видно, что, несмотря на существование ряда прекрасных разрезов с представительными комплексами моллюсков, сведения о плиоценовых фаунах в целом представлены довольно неравномерно. Наиболее обстоятельно мы располагаем данными о моллюсках раннего плиоцена, в то время как комплексы более позднего времени развиты лишь локально. Если систематизировать приведенные выше данные, то в целом можно наметить три уровня, из которых известны моллюски. Это – ранний плиоцен, конец раннего – начало позднего плиоцена и поздний плиоцен. Раннему плиоцену отвечают комплексы моллюсков средней подсвиты маруямской свиты Макаровского района Юго-Восточного Сахалина, матитукской свиты п-ова Шмидта Северного Сахалина, энемтенской свиты Западной Камчатки и лимимтэваямской свиты Северо-Западной Камчатки. Концу раннего – началу позднего плиоцена соответствуют: нижнепомырский комплекс: п-ова Шмидта и усть-лимимтэваямский комплекс о-ва Карагинский. Позднему плиоцену отвечают тусатуваямский комплекс о-ва Карагинский и верхнепомырский комплекс п-ова Шмидта. Комплексы моллюсков самой южной части Сахалина (Анивский и Долинский районы) датированы более широким интервалом от раннего до середины позднего плиоцена.

Анализ данных по Западной Аляске показывает, что на этой территории также имеются сведения о плиоценовых фаунах. На п-ове Аляска к раннему плиоцену отнесен комплекс формации Милки Ривер [Marincovich et al., 2002; Gladenkov et al., 2002]. По мнению автора, к этому же интервалу можно отнести монотаксонный комплекс с *Fortipecten hallae*, известный из района р. Соломон п-ова Сьюард Западной Аляски [MacNeil, 1967]. К концу

раннего – началу позднего плиоцена, исходя из корреляции толщ Восточной Камчатки и Аляски [Детальное расчленение..., 1992], относятся комплексы погребенных морских террас (внешней и промежуточной) в районе поселка Ном [MacNeil et al., 1943]. Небольшой комплекс моллюсков, обнаруженный в районе Кивалины на севере Западной Аляски, является плиоценовым. Однако более точно определить его стратиграфическое положение трудно из-за разной степени сохранности форм (со следами возможного перезахоронения), обнаруженных в едином местонахождении [MacNeil, 1967, с. 44]. К концу позднего плиоцена отнесен комплекс анвильской морской трансгрессии, развитый на п-ове Сьюард [Hopkins, 1967].

Сведения о плиоценовых моллюсках Северной Японии хорошо изучены и систематизированы. Это позволило японским малакологам еще много лет назад подразделить поздненеогеновые комплексы большого числа разрезов на пять обобщенных типов комплексов, названных «фаунами». К таким типам относятся фауны Кадоназава Южной Японии, Омма-Манганзи Западного Хонсю, Кванто и Тацикокути Северо-Восточного Хонсю, Такикава-Хонбетсу о-ва Хоккайдо. Время существования всех этих типов ископаемых фаун рассматривается в довольно широком диапазоне, от раннего до позднего плиоцена [Ogasawara, 1996].

Используя характеристику описанных и указанных выше комплексов плиоцена северо-западной части Пацифики, ниже мы предпримем попытку ее палеобиогеографического районирования.

### **СРАВНЕНИЕ СИСТЕМАТИЧЕСКОГО СОСТАВА КОМПЛЕКСОВ ПЛИОЦЕНА СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ПАЦИФИКИ И ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ТЕРРИТОРИИ**

Анализ географического распространения поздненеогеновых моллюсков, известных из описанных выше комплексов Сахалина, Камчатки, а также Северной Японии [Uozumi, 1962; Chinzei, 1961; Chinzei, Hiramatsu, 1986; Ogasawara, 1977; Ogasawara et al., 1986; O'Hara, Nemoto, 1986; Masuda, 1980; Masuda et al., 1981; Honda, 1978] и Аляски [MacNeil, 1967; MacNeil et al., 1943; Allison, 1978; Marincovich et al., 2002], показывает, что районы западного и северного обрамления Пацифики, расположенные между Японией на юге и Чукоткой и Аляской на севере, в плиоцене обладали своеобразным таксономическим составом, отличным от малакофаун соседних регионов. Это позволяет обособить плиоценовую Северотихоокеанскую фаунистическую область.

Южная граница данной области на протяжении всего плиоцена располагалась приблизительно в тех же районах, что и в настоящее время, и была относительно устойчивой [Uozumi, 1962; Tsushi, 1991; Tsuchi, Shuto, 1984; Ogasawara, 1994]. Обращение к работам по палеобиогеографии Японии показывает, что на тихоокеанском побережье Японских островов в плиоцене фиксируется два типа фаун, различающихся между собой как по составу, так и по численности таксонов. Южная часть Японии, от о-ва Кюсю и до центральной части о-ва Хонсю (п-ов Изу), характеризуется субтропической

фауной Какегавы [Makiyama, 1927]. Северная часть тихоокеанского побережья Японских островов (от префектуры Фукусима о-ва Хонсю до о-ва Хоккайдо) включает холодно-умеренную фауну – Тацинокути [Nomura, 1937]. Соотношение между числом видов, представленных в типовых местонахождениях фаун Какегавы и Тацинокути выглядит приблизительно как 250 : 60 [Ogasawara, 1986], что, безусловно, говорит о их принадлежности к разным фаунистическим областям. В относительно продолжительном по времени плиоцене, с присущими ему климатическими флуктуациями, географическая граница между фаунами Какегавы и Тацинокути испытывала определенные смещения. Поэтому районы, расположенные между северной частью префектуры Шизуока и центральной частью префектуры Ибараки, находящиеся в пределах 35° и 36,6° с.ш., характеризуются умеренной и теплоумеренной фаунами и относятся к своеобразной «переходной» зоне [Noda, Amano, 1977]. В данной зоне встречаются отдельные моллюски, типичные как для фаун Какегавы, так и для фаун Тацинокути. Некоторые исследователи выделяют данные районы в самостоятельную фаунистическую провинцию Кванто [Masuda, 1980].

На япономорском побережье о-ва Хонсю и на о-ве Хоккайдо тоже обособляются различные по составу плиоценовые малакофауны – Омма-Манганзи [Otuka, 1936] и Такикава [Uozumi, 1962]. Фауна Омма-Манганзи распространена по побережью Японского моря от п-ва Ното Западного Хонсю на юге до юго-западной части о-ва Хоккайдо на севере и насчитывает в разных местонахождениях от 80 до 250 видов моллюсков. Фауна Такикава, содержащая около 40–60 форм, обособлена в северо-западной части о-ва Хоккайдо. Фауна Такикава по численности и составу моллюсков приближена к фауне Тацинокути и уверенно интерпретируется японскими малакологами как холодно-умеренная. Фауна Омма-Манганзи значительно богаче и в большей степени представлена термотропными таксонами. Вместе с тем в ней отмечены и отдельные психротропные моллюски, что отличает ее по составу от субтропической или теплоумеренной. По мнению японских па-



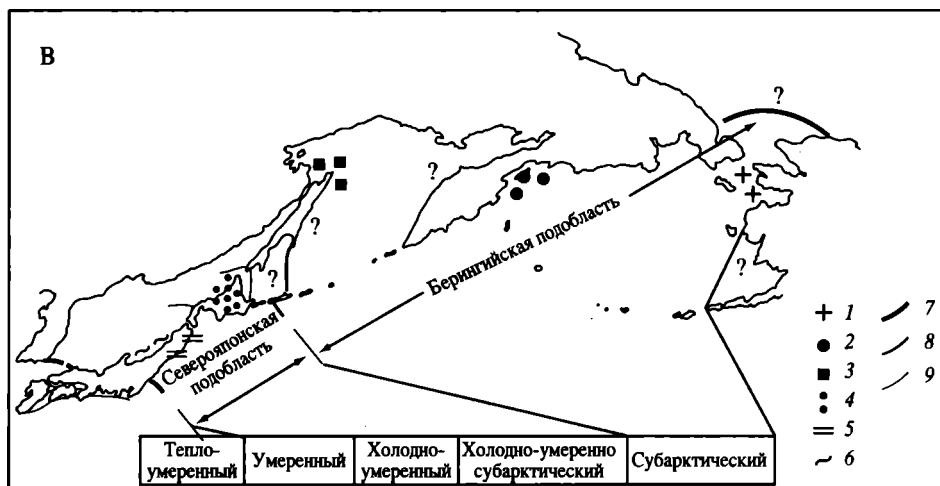
**Рис. 5.** Климатические обстановки и районирование Северотихоокеанской фаунистической области в плиоцене

А – ранний плиоцен: 1–9 – провинции: 1 – Соломонская, 2 – Милки Ривер, 3 – Лимимтэваямская, 4 – Энемтенская, 5 – Нутовская, 6 – Маруямская, 7 – Такикава, 8 – Тацинокути, 9 – Омма-Манганзи; 10, 11 – границы: 10 – Северотихоокеанской фаунистической области, 11 – надпровинций: Берингийской, Охотско-Северояпонской, Япономорской, Восточнояпонской; 12 – Восточнояпонская надпровинция – провинция Кванто

Б – конец раннего – начало позднего плиоцена: 1–8 – провинции: 1 – Номская, 2 – Усть-Лимимтэваямская, 3 – Помырская, 4 – Маруямская, 5 – Такикава, 6 – Тацинокути, 7 – Омма-Манганзи, 8 – Кванто; 9 – 11 – границы: 9 – Северотихоокеанской фаунистической области, 10 – Берингийской и Охотско-Северояпонской подобластей, 11 – Северосахалинской, Южносахалинско-Северояпонской, Япономорской и Восточнояпонской надпровинций

В – поздний плиоцен: 1–6 – провинции: 1 – Анвильская, 2 – Тусатуваямская, 3 – Позднепомырская, 4 – Такикава-Сетана, 5 – Тацинокути, 6 – Омма-Манганзи; 7–9 – границы: Северотихоокеанской фаунистической области (7), Северояпонской и Берингийской подобластей (8) и провинций (9)





леонтологов [Ogasawara, 1994], эта фауна характеризуется как умеренная и, наряду с умеренной фауной Кванто и холодно-умеренными фаунами Тацикоути и Такикава, противопоставляется субтропической фауне Какегава.

На основании приведенных выше данных можно заключить, что южными окраинами плиоценовой Северотихоокеанской фаунистической области на тихоокеанском побережье Японии следует считать провинцию Кванто, а на япономорском побережье – южную границу распространения фаун Омма-Манганзи.

Северная граница области определяется менее четко. Связано это с малым количеством данных о плиоценовых комплексах моллюсков Арктики. Вероятно, как и в настоящее время, приближенные к Берингову проливу окраины Северной Аляски и Чукотки относились к Северотихоокеанской области. С уверенностью можно говорить лишь о том, что районы Северо-Западной Аляски (п-ов Сьюард и Кивалина) принадлежали к Северопацифической фаунистической области, так как в плиоцене этих районов встречены типичные представители северотихоокеанского подсемейства *Fortipectininae* (род *Fortipecten*) и рода *Swiftopecten* [MacNeil et al., 1943; Hopkins, MacNeil, 1960].

Изучение распространения моллюсков в пределах плиоценовой Северопацифической фаунистической области показывает, что она не являлась единой на всем своем протяжении и характеризовалась разным фаунистическим содержанием в средних и высоких широтах. Об этом свидетельствуют отличия систематического состава плиоценовых комплексов Сахалина и Камчатки от комплексов Северной Японии и Западной Аляски.

Анализ широтного распространения термотропных моллюсков в пределах плиоценовой Северопацифической области для разных временных интервалов показывает следующее.

В раннем плиоцене вся территория от Северной Японии до Северо-Восточной Камчатки и Северо-Западной Аляски характеризуется распространением термотропных таксонов. Количество же этих таксонов, подобно происходящему в настоящее время у берегов Северной Японии, постепенно убывает по направлению от южных к северным районам. Так, если в раннем плиоцене в пределах Беринговоморского региона термотропные фауны двусторчатых моллюсков представлены одним подсемейством *Fortipectininae*, то в Охотоморском регионе (у берегов Западной Камчатки и Сахалина), а также в северной части Японии число таких семейств составляет не менее восьми (*Glycymerididae*, *Arcidae*, *Lucinidae*, *Psammobiidae*, *Solenidae*, *Corbiculidae*, *Ostreidae*, *Fortipectininae*). На япономорском побережье о-ва Хонсю это число еще более увеличивается за счет семейств *Dopacidae*, *Chamidae*, *Acharacidae*. Ближе к центральной части Восточного Хонсю (префектура Ибараки) к семействам северной части Японии добавляются *Solemyidae*, *Parallelodontidae*, *Plicatulidae*, *Chamidae*, *Glossidae*. Приведенные выше данные говорят о том, что в раннем плиоцене Северотихоокеанская фаунистическая область не делилась на подобласти, подобно настоящему времени. Скорее всего, ее территория представляла сильно растянутую в меридиональном направлении фаунистическую зону, расположенную



**Рис. 6.** Степень сходства комплексов моллюсков плиоцена Охотско-Северояпонского (А) и Берингийского (Б) регионов

Комплексы: ОМ – Омма-Манганзи, ТТ – Тацинокути, ТК – Такикава; свиты: МА – маруямская (Анивский и Долинский районы), ММ – маруямская (Макаровский район), НТ – нutowская, ПМ – помырская, ЭН – энемтенская, ЛМ – лимимтэваямская, УЛ – усть-лимимтэваямская; ТУ – тусатуваямские слои, МР – формация Милки Ривер, БР – берингийские слои

На фрагменте В показана методика оценки степени сходства

ныне между 35–36° и 45° с.ш. (низкобореальная биогеографическая подобласть, по О.А. Скарлато [1981]).

Сравнение комплексов моллюсков раннего плиоцена Северной Японии, Сахалина, Камчатки, Аляски позволяет выделить в пределах Северотихоокеанской фаунистической области несколько самостоятельных провинций – Лимимтэваямскую, Милки Ривер, Соломонскую (условно), Энемтенскую, Нutowскую, Маруямскую и уже известные по данным японских малакологов провинции – Такикава, Тацинокути, Омма-Манганзи, Кванто (рис. 5, А). В ранге самостоятельных провинций мы старались рассматривать районы, сходство видового состава которых между собой не превышало 30% (рис. 6) и каждый из которых обладал своеобразным набором характерных форм (табл. 4).

Такие провинции, исходя из общности отмеченного выше состава термотропных семейств, объединяются в четыре крупные фаунистические зоны – надпровинции – Берингийскую, Охотско-Северояпонскую, Япономорскую и, с определенной долей условности, – Восточнояпонскую.

Присутствие в Берингийской надпровинции представителей подсемейства Fortipresteniinae дает основание характеризовать эту фауну как холодно-

Таблица 4. Характерные виды плиоценовых провинций  
(составлена с использованием данных:

Семей- ство	Провинции						
	Какегава	Омма- Манганзи	Таца- нокути	Такякава	Маруям- ская	Нутов- ская	Помыр- ская
Arcidae	<i>Anadara suzukii</i> <i>A. cas- tellata</i> <i>A. shizuo- kaensis</i> <i>A. se- danensis</i>	<i>Anadara amicula elongata</i> <i>A. ommaensis</i>	<i>Anadara tatuno- kutiensis</i> <i>A. amicu- la elongata</i>	<i>A. amicu- la elongata</i> <i>A. uozumii</i>	<i>A. ami- cula elongata</i> <i>A. uo- zumii</i>	<i>A. ami- cula elongata?</i>	
Pectinidae	<i>Mizu- hopecten planicosta- tus</i> <i>Aequi- pecten vesicu- losus</i> <i>Chlamys satoi</i> <i>C. mollica</i>	<i>Mizuhopecten tokunagai</i> <i>M. poculum</i> <i>M. yessoensis</i> <i>yokoyamae</i> <i>Chlamys cosibensis</i> <i>C. daisha- kaensis</i> <i>C. foeda</i>	<i>Forti- pecten takahashii</i> <i>F. ke- nyoshi- ensis</i> <i>Chlamys sen- daiensis</i>	<i>F. taka- hashii</i> <i>F. kenyo- shiensis</i> <i>Mizuho- pecten poculum</i>	<i>F. taka- hashii</i> <i>Mizu- hopecten yessoensis</i> <i>Clamys- cosi- bensis</i>	<i>F. taka- hashii</i> <i>Mizu- hopecten cf. yesso- ensis</i>	<i>Fortipect- ten takaha- shii</i> <i>Chlamys cosibensis</i> <i>C. tana- chevitshi</i> <i>Swifto- pecten swifti</i> <i>Mizuho- pecten yessoensis</i>
Astartidae		<i>Astarte alaskensis</i> <i>Astarte borealis</i>	<i>Astarte alskensis</i> <i>Aatarte borealis</i>	<i>A. alasken- sis</i> <i>A. borealis</i> <i>A. teshioen- sis</i>	<i>Astarte alasken- sis</i> <i>Astarte borealis</i>		<i>A. alas- kensis</i> <i>A. borealis</i>
Turri- tellidae	<i>Turritella nipponica</i> <i>T. per- terebra</i>	<i>Turritella saishuensis</i>	<i>Turritella nipponica</i>	<i>T. saishuen- sis</i> <i>T. for- tilirata</i> <i>T. fortilirat a habei</i>	<i>Turritella fortilirata</i>	<i>Turritella sp.</i>	

Провинции						
Энем-тенская	Лямимтэ-ваямская	Усть-лимтэ-ваямская	Тусату-ваямская	Милки Ривер	Соломонская	Номская
<i>A. amicula elongata</i>						
<i>Fortipecten takahashii</i> <i>F. kenyoensis</i> <i>Mizuhopecten yesoensis</i> <i>Swiftopecten swifti kindlei</i>	<i>Fortipecten kenyoensis</i> <i>Fortipecten hallae</i> <i>Chlamys cosibensis</i> <i>C. karaginskiensis</i>	<i>Chlamys karaginskiensis</i>		<i>Fortipecten hallae</i> <i>Chlamys sp.</i>	<i>Fortipecten hallae</i>	<i>Swiftopecten swifti kindlei</i> <i>Chlamys islandicus</i>
	<i>Astarte limim-tensis</i>	<i>Astarte diversa</i> <i>Astarte nortonensis</i> <i>Astarte hemicymata</i> <i>Astarte montagui loxia</i>	<i>Astarte borealis</i> <i>Astarte loxia</i> <i>Astarte alaskensis</i> <i>Astarte montagui fabula</i> <i>Astarte montagui warhami</i>	<i>Astarte hopkinsi</i> <i>Astarte borealis</i>		<i>Astarte diversa</i> <i>A. nortonensis</i> <i>A. hemicymata</i> <i>A. actis</i> <i>A. leffingvelli</i> <i>A. aff. montagui fabula</i>
<i>Turritella fortilirata enemtensis</i>			<i>Tachyrhynchus erosus</i>	<i>Tachyrhynchus erosus</i>		<i>Tachyrhynchus erosus major</i> <i>T. lacteolus nomenis</i>

умеренно субарктическую (см. табл. 3) и сближает ее с фауной, обитающей ныне в районе залива Терпения (о-в Сахалин) и на Южно-Курильском мелководье. Фауны Охотско-Северояпонской надпровинции (Западная Камчатка, Сахалин, Хоккайдо, Северо-Восточный Хонсю) примечательны распространением термотропных семейств *Glycymerididae*, *Arcidae*, *Lucinidae*, *Psammobiidae*, *Solenidae*, *Corbiculidae*, *Ostreidae* и подсемейства *Fortipectininae*. Это позволяет характеризовать их как холодно-умеренные и сравнивать с современными фаунами самой южной части Сахалина (Анивский залив), Хоккайдо и Северо-Восточного Хонсю. Можно сделать вывод, исходя из присутствия семейств *Donacidae*, *Chamidae*, *Acharacidae*, *Solemydae*, *Parallelodontidae*, *Plicatulidae*, *Glossidae* и других тепловодных таксонов, что фауны Япономорской и Восточно-Японской надпровинций являются умеренными и практически тождественны современным фаунам тех же районов.

В конце раннего – начале позднего плиоцена в северной части региона (Сахалин, Камчатка, Аляска) происходит перераспределение ареалов термотропных фаун (см. рис. 5, Б), Так, в пределах Берингоморского региона, по крайней мере, в районах, тяготеющих к его азиатскому обрамлению, теплолюбивых элементов не обнаружено. Заключенные в усть-лимимтэвямской свите о-ва Карагинский комплексы моллюсков позволяют говорить об образовании в северной части Тихого океана самостоятельной Берингийской подобласти, весьма близкой по фаунистическому составу к современной Берингийской высокобореальной подобласти О.А. Скарлато.

В отличие от этого, в Охотоморско-Северояпонском регионе встречаются термотропные моллюски. Их присутствие позволяет отнести этот регион к другой фаунистической подобласти – Охотско-Северояпонской – и в определенной мере сравнивать ее с современной низкобореальной биогеографической подобластью. В середине плиоцена наиболее северным пределом распространения тепловодных таксонов является п-ов Шмидта.

Таким образом, для временного интервала – конец раннего – начало позднего плиоцена – в составе Северотихоокеанской фаунистической области устанавливаются две подобласти – Берингийская и Охотско-Северояпонская. В пределах Берингийской подобласти выделяется Усть-лимимтэвямская и Номская провинции. В составе Охотско-Северояпонской подобласти, исходя из сравнения списков фаун (см. рис. 6), устанавливаются Помырская и Маруямская провинции, а также известные по японским материалам провинции Такикава, Тацинокути, Омма-Манганзи, Кванто. По распространению термотропных семейств и подсемейств данные провинции объединены в надпровинции – Северосахалинскую (*Fortipectininae*, *Psammobiidae*), Южносахалинско-Северояпонскую (*Glycymerididae*, *Arcidae*, *Lucinidae*, *Psammobiidae*, *Solenidae*, *Corbiculidae*, *Ostreidae*, *Fortipectininae*), Япономорскую (*Donacidae*, *Chamidae*, *Acharacidae*, *Glycymerididae*, *Arcidae*, *Lucinidae*, *Psammobiidae*, *Solenidae*, *Corbiculidae*, *Ostreidae*, *Fortipectininae*) и Восточно-японскую (*Solemyidae*, *Arcidae*, *Parallelodontidae*, *Glycymerididae*, *Ostreidae*, *Fortipectininae*, *Plicatulidae*, *Lucinidae*, *Chamidae*, *Solenidae*, *Corbiculidae*, *Glossidae*). Анализ широтного распространения термотропных таксонов по-

зволяет интерпретировать комплексы Северосахалинской надпровинции как холодно-умеренно субарктические, Южносахалинско-Северояпонской надпровинции – как холодно-умеренные, Япономорской – как умеренные, Восточнояпонской как переходные от умеренных к теплоумеренным.

Для этого временного интервала пока остаются до конца невыясненными два вопроса. Неясным представляется положение границы между Берингийской и Охотско-Северояпонской палеобиогеографическими подобластями. Связано это с отсутствием отложений данного возраста на Западной Камчатке, а, следовательно, и сравнимых данных. Вторым является вопрос о включении Номской палеопровинции (выделена по берингийскому комплексу погребенных морских террас у поселка Ном по: [MacNeil et al., 1943]) Северо-Западной Аляски в состав Берингийской подобласти. Берингийский комплекс, состоящий из ~50 форм моллюсков, содержит среди прочих своеобразный реликт *Swiftopecten swifti kindlei*, относимый ныне к низкобореальному роду *Swiftopecten* [Скарлато, 1981]. Присутствие свифтопектенов в столь высоких широтах и разрыв ареала, по-видимому, можно объяснять существованием на Северо-Западной Аляске своеобразного экологического рефугиума, вызванного изоляцией мелководий холодными водами [Vermeij, 1986]. В то же время современные данные [Скарлато, 1981; Кафанов, 1994] допускают наличие в высокобореальной подобласти единичных форм низкобореального происхождения. На этом основании, до появления новых данных, мы, с определенными оговорками, включаем Номскую провинцию в состав Берингийской плиоценовой фаунистической области.

В конце плиоцена, насколько видно из состава комплексов анвильских отложений Аляски, тусатуваямских слоев Северо-Восточной Камчатки, верхней части помырской свиты Сахалина и фаун формаций Сетана, Сасаока и Ючи (район Вакканая) Северной Японии [Honda, 1978; Masuda et al., 1981; Uozumi, 1962], в высоких широтах произошло довольно существенное похолодание. Оно привело к еще более сильному смещению ареалов термотропных и психротропных форм в южном направлении и оформлению близких к современным биогеографических границ в пределах Северотихоокеанской биогеографической области (см. рис. 5, В).

#### **ОТЛИЧИТЕЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПЛИОЦЕНОВОГО ЭТАПА В БИОГЕОГРАФИИ КАЙНОЗОЯ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ И СЕВЕРНОЙ ПАЦИФИКИ И ТЕМПЕРАТУРЫ ВОД СЕВЕРНЫХ ШИРОТ**

Изучение особенностей распространения моллюсков неогена северной части Пацифики свидетельствует о том, что плиоцен представляется наиболее ярким этапом распада биогеографического состава северотихоокеанских малакофаун, формировавшихся в течение длительного периода неогена в умеренных и высоких широтах Тихого океана. По сути дела, до пограничного позднемиоцен-раннеплиоценового интервала, в котором около 5,5–5,4 млн лет назад возник Берингов пролив [Marincovich et al., 2002; Gladenkov et al., 2002], северная часть Тихоокеанского региона обладала соб-

ственным уникальным составом фаун, что четко отличало ее в фаунистическом разнообразии от других районов. В частности, в раннем неогене только в пределах данной территории были распространены семейства *Clinocardiidae*, *Buccinidae* и роды *Mya*, *Megayoldia*, *Ciliatocardium*, *Serripes*, *Panomya*, *Beringius*, *Neptunea*, *Colus*. После образования Берингова пролива часть представителей тихоокеанских фаун мигрировала в Арктический бассейн и Северную Атлантику, значительно расширив свои ареалы и дав начало фаунам полярного региона современного облика [Durham, McNeil, 1967; Hopkins, 1967; Straugh, 1972; Vermeij, 1991; Гладенков, 1978; Детальное расчленение..., 1992]. В то же время, на рубеже миоцена и плиоцена и в плиоцене из Полярного бассейна в Тихий океан проникло новое семейство *Astartidea* (роды *Tridonta*, *Elliptica* – около 5,5–3,9 млн лет назад; роды *Nicania*, *Rictocyma* – около 3,9–2,4 млн лет назад, род *Cyrtodaria* – около 3,9 млн лет назад, а в эоплейстоцене – род *Portlandia*. Масштабные миграции фаун, вызванные разрушением Берингийского сухопутного моста, значительно видоизменили состав фаун Северной Пацифики, приблизив его к современному виду.

Образование Берингова пролива около 5,4 млн лет назад и обмеление и последующее закрытие Центрально-Американского (Панамского) пролива около 3,5–3 млн лет назад вызвали реорганизацию системы течений в северной части Тихого и Атлантического океанов [Ogasawara, 2002; Stanley, 2004]. Последнее обстоятельство привело к началу оледенений в Арктике [Stanley, 2004], что непосредственно отразилось на палеобиогеографии плиоцена северной части Пацифики. Направленность этого процесса, по-видимому, и объясняет тот факт, что в конце раннего – начале позднего плиоцена в пределах северной части ранее единой Северотихоокеанской палеобиогеографической области произошло образование Берингийской и Охотско-Северояпонской фаунистических подобластей, граница раздела которых значительно сместилась к югу в позднем плиоцене.

Известные для настоящего времени сведения по температурам поверхностных вод северной части Тихого океана и установленные пространственные закономерности расселения моллюсков позволяют определить в абсолютных значениях температуры плиоцена. Так, например, встречающиеся в раннеплиоценовых комплексах Западной Камчатки представители родов *Mercenaria*, *Glycymeris*, *Lucinoma*, *Crenomytilus*, *Mizuhopecten*, *Swiftopecten*, *Pseudocardium* ныне обитают южнее районов со средними значениями годовых температур поверхностных вод 6 °С, а род *Anadara* – 9 °С. Исходя из данных, что средняя температура поверхностных вод у берегов Западной Камчатки ныне составляет 4 °С, можно сделать вывод о том, что в раннем плиоцене температура вод у западных берегов п-ова Камчатка была на 5 °С выше современной. В комплексах раннего плиоцена Северо-Восточной Камчатки отмечены представители подсемейства *Fortipectininae* (род *Fortipecten*). Принимая во внимание то, что ныне это подсемейство распространено южнее районов со средними значениями температур 6 °С, а современные средние значения температур у Северо-Восточной Камчатки составляют 3 °С, можно допустить, что температуры поверхностных вод раннего плиоцена этого района были на 3 °С выше современных. Представители



данного рода также отмечены в районе Берингова пролива (п-ов Сьюард), где среднегодовая температура поверхностных вод ныне составляет 1,5 °С. Последнее обстоятельство позволяет допускать то, что в плиоцене температуры вод в данном районе могли на 4,5 °С превышать современные.

Состав фаун тусатуваемских слоев (вторая половина позднего плиоцена) о-ва Карагинский, по мнению О.М. Петрова, близок к современным фаунам Анадырского и Восточно-Чукотских округов [Петров, 1982], где средняя температура поверхностных вод около 1,5 °С. Исходя из этих данных, можно сделать вывод о том, что в районе Северо-Восточной Камчатки, где температуры настоящего времени составляют 3 °С, в конце позднего плиоцена произошло возможное понижение температур на 1,5 °С. В такой интерпретации суммарный тренд изменения температур у берегов Северо-Восточной Камчатки в плиоцене составляет не менее 4,5 °С.

Следует, однако, отметить, что если в северных районах Северотихоокеанской области изменение температур в плиоцене составляло в среднем около 4,5–5 °С, то в более южных районах (Сахалин) оно не превышало 3 °С. В районах Северной Японии температуры поверхностных вод на протяжении плиоцена, по-видимому, были практически аналогичны их современным значениям.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проделанной работы показано, что палеобиогеографические обстановки и климат северо-западной части Пацифики последовательно изменялись на протяжении плиоцена. Анализ распределения термотропных и психротропных моллюсков в разрезах Северной Японии, Сахалина, Камчатки и Аляски показывает, что в раннем плиоцене биогеографическая обстановка региона значительно отличалась от современной. В частности, на всей территории от северной части Японских островов на юге до Чукотки и Аляски на севере существовала единая Северотихоокеанская палеобиогеографическая область, по составу моллюсков приближенная к современной Северояпонской низкобореальной подобласти Тихоокеанской бореальной биогеографической области. В конце раннего – начале позднего плиоцена в северной части Тихоокеанского региона произошел распад ранее единой области на две самостоятельные подобласти – Берингийскую (приближенную к современной высокобореальной) и Сахалино-Северояпонскую (близкую к низкобореальной). В позднем плиоцене в результате прогрессирующего похолодания климата произошло смещение границы раздела этих подобластей в южном направлении, приблизившее их по географическому распространению к границам настоящего времени. Анализ данных по термотропии современных моллюсков, встреченных также и в плиоценовых толщах региона, показывает, что климат плиоцена высоких широт был теплее настоящего времени. Так, абсолютные значения температур Западной и Северо-Восточной Камчатки свидетельствуют о том, что температуры раннего плиоцена здесь на 4,5–5° превышали современные их значения. В то же время у берегов Японии и Южного Сахалина они были практически аналогичны настоящему времени. Эти данные и сведения о палеобиогеографии региона могут

выступать в качестве модели для прогноза климатических изменений в северной части Пацифики в связи с отмечаемым ныне глобальным повышением температур.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 05-05-64072).

#### ЛИТЕРАТУРА

- Атлас фауны и флоры неогеновых отложений Дальнего Востока: Точилинский опорный разрез Западной Камчатки / Г.М. Братцева, Д.И. Витухин, Р.Е. Гитерман и др. М.: Наука, 1984. 335 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 385).
- Баринов К.Б.* Моллюски, детальная стратиграфия и основные события позднего неогена Дальнего Востока: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1994. 24 с.
- Басилян А.Э., Баринов К.Б.* О совместном нахождении *Fortipecten takahashii* и *Astarte ex gr. borealis* в плиоцене Южного Сахалина // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. М.: Наука, 1990. С. 159–163.
- Басилян А.Э., Баринов К.Б., Орешкина Т.В., Трубихин В.М.* Плиоценовые трансгрессии Берингова моря // Палеогеография и биоистратиграфия плиоцена и антропогена. М.: ГИН, 1990. С. 5–25.
- Бобков А.А.* Течение Соя: Биогеографический аспект // Общие вопросы морской биогеографии: Памяти академика О.Г. Кусакина. Владивосток: Дальнаука, 2004. С. 182–199.
- Волобуева В.И., Белая Б.В., Половова Т.П.* Морской и континентальный неоген Северо-Востока СССР: Миоцен. Магадан, 1990а. 75 с. (Тр. СВКНИИ ДВО АН СССР; Вып. 1).
- Волобуева В.И., Белая Б.В., Половова Т.П.* Морской и континентальный неоген Северо-Востока СССР: Плиоцен. Магадан, 1990б. 48 с. (СВКНИИ ДВО АН СССР; Вып. 2).
- Ганзей С.С., Кураленко Н.П., Синельникова В.Н.* Возраст энеменской свиты Западной Камчатки по трекам деления // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 2. С. 136–138.
- Геологическая карта Берингоморского региона, масштаб 1 : 2 500 000: (Объяснительная записка). Л.: ПГО "Севморгеология", 1983. 156 с.
- Гладенков Ю.Б.* Неоген Камчатки. М.: Наука, 1972. 251 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 214).
- Гладенков Ю.Б.* Морской верхний кайнозой северных районов. М.: Наука, 1978. 194 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 313).
- Гладенков Ю.Б.* Стратиграфия морского неогена северной части Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1988. 210 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 428).
- Гладенков Ю.Б., Баженова О.К., Гречин В.И.* и др. Кайнозой Сахалина и его нефтегазоносность. М.: GEOS, 2002. 224 с.
- Гладенков Ю.Б., Братцева Г.М., Синельникова В.Н.* Морской кайнозой залива Корфа восточной части Камчатки // Очерки по геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. М.: Наука, 1987. С. 5–73.
- Гладенков Ю.Б., Синельникова В.Н.* Моллюски и климатические оптимумы миоцена Камчатки. М.: Наука, 1990. 172 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 453).
- Гладенков Ю.Б., Синельникова В.Н., Титова Л.В.* Этапность развития шельфовых бассейнов неогена Камчатки (на примере букцинид) // Литология и стратиграфия мезозоя и кайнозоя восточных районов СССР. М.: Наука, 1988. С. 58–135.
- Голиков А.Н.* Моллюски Vucosinidae Мирового океана. Л.: Наука, 1980. 508 с.
- Детальное расчленение неогена Камчатки / Ю.Б. Гладенков, К.Б. Баринов, А.Э. Басилян и др. М.: Наука, 1992. 207 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 478).
- Жидкова Л.С.* Биостратиграфия верхнетретичных отложений южной части Сахалина // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1962. Т. 37, вып. 4. С. 3–27.
- Жидкова Л.С., Архипова А.Д., Брутман Н.Я.* и др. Биостратиграфическое расчленение верхнепалеогеновых и неогеновых отложений Шмидтовского разреза (остров Сахалин) // Кайнозой Дальнего Востока. Л.: ВНИГРИ, 1981. С. 22–34.
- Жидкова Л.С., Бевз В.Е., Ильина А.П.* и др. Атлас неогеновых моллюсков Курильских островов. М.: Наука, 1972. 163 с.

- Жидкова Л.С., Кузина И.Н., Лаутеницлегер Ф.Г., Попова Л.А.* Атлас моллюсков верхнего миоцена и плиоцена Сахалина. М.: Наука, 1968. 176 с.
- Жидкова Л.С., Мишаков Г.С., Неверова Т.И.* и др. Биофациальные особенности мезокайнозойских бассейнов Сахалина и Курильских островов. Новосибирск: Наука, 1974. 251 с.
- Жидкова Л.С., Сальников Б.А., Брутман Н.Я.* и др. Макаровский опорный стратиграфический разрез палеоген-неогеновых отложений Сахалина // Неоген Тихоокеанской области. М.: ГИН, 1982. С. 50–61.
- Кафанов А.И.* Двустворчатые моллюски и фаунистическая биогеография Северной Пацифики. Владивосток: ДВО АН СССР, 1994. 194 с.
- Кафанов А.И.* Двустворчатые моллюски шельфа и континентального склона Северной Пацифики: Аннот. указ. Владивосток: ДВО АН СССР, 1991. 200 с.
- Опорный разрез палеоген-неогеновых отложений Юго-Восточного Сахалина (Макаровский разрез) / А.Д. Архипова, Н.Я. Брутман, Л.С. Жидкова и др. СПб.: ВНИГРИ, 1992. 358 с.
- Орешикина Т.В.* Неогенные диатомы Северной Пацифики: Стратиграфия, палеоокеанография // Вопр. микропалеонтол. 1989. Вып. 30. С. 90–100.
- Петров О.М.* Морские моллюски антропогена северной части Тихого океана. М.: Наука, 1982. 144 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 357).
- Ратновский И.И.* Стратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений Сахалина. Л.: Недра, 1969. 326 с. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 271).
- Решения 2-го Межведомственного стратиграфического совещания по мелу, палеогену и неогену Корякского нагорья, Камчатки, Командорских островов и Сахалина, Петропавловск-Камчатский, 1974 г. Петропавловск-Камчатский, 1982. 131 с.
- Решения Рабочих Межведомственных региональных стратиграфических совещаний по палеогену и неогену восточных районов России – Камчатки, Корякского нагорья, Сахалина и Курильских островов / Ю.Б. Гладенков, Б.А. Сальников, А.К. Боровцев и др. М.: ГЕОС, 1998. 146 с.
- Савицкий В.О., Маргулис Л.С., Болдырева В.П.* и др., Маруямская свита Южного Сахалина (Анивский район) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 5. С. 65–77.
- Синельникова В.Н., Скиба Л.А., Фотьянова Л.И.* и др. Ранний плиоцен Западной Камчатки: (Энемтенская свита). М.: Наука, 1979. 238 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 333).
- Синельникова В.Н., Фотьянова Л.И., Челебаева А.И.* и др. Миоплиоцен Западной Камчатки: (Эрмановская свита и палеонтологическое обоснование ее возраста). М.: Наука, 1976. 270 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 294).
- Скарлато О.А.* Двустворчатые моллюски умеренных широт западной части Тихого океана. Л.: Наука, 1981. 479 с. (Определители по фауне СССР, издаваемые Зоологическим институтом АН СССР; Вып. 126).
- Унифицированные стратиграфические схемы Северо-Востока СССР. М.: Гостоптехиздат, 1961. 338 с.
- Экосистемы кайнозоя Охотоморского региона. Опорный разрез палеогена и неогена Северного Сахалина (полуостров Шмидта) / Ю.Б. Гладенков, Б.А. Сальников, К.Б. Баринов и др. М.: ГЕОС, 1999. 131 с.
- Akiba F., Hiramatsu C., Tsuy I.B.* et al. Diatom biostratigraphy and geologic age of the Maruyama and Kurasi Formations, Southern Sachalin, and their correlation to the Neogene of the Tenpoku Area, Hokkaido // J. Geogr. Jap., 2000. Vol. 199, N 2. P. 203–217.
- Allison R.C.* Late Oligocene through Pleistocene molluscan faunas in the Gulf of Alaska Region // Veliger. 1978. Vol. 21, N 2. P. 171–188.
- Barron J.A., Gladencov A.Y.* Early Miocene to Pleistocene diatom stratigraphy of Leg 145 // Proc. ODP. Sci. Results. 1995. Vol. 145. P. 3–19.
- Berggren W.A., Kent D.V., Swisher C.C., III, Aurby M.P.* A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy // Geochronology: Time scales and global stratigraphic correlations: Unified temporal framework for historical geology. Tulsa, 1995. P. 129–212. (SEPM. Spec. Publ.; N 54).
- Bernard F.R., McKinnell S.M., Jamieson G.S.* Distribution and zoogeography of the Bivalvia of the Eastern Pacific Ocean. Ottawa, 1991. 60 p. (Canad. Spec. Publ. of Fish. and Aquat. Sci.; N 112).
- Chinzei K.* Molluscan fauna of the Pliocene Sannohe Group of Northeast Honshu, Japan. 2. The faunule of the Togawa Formation // J. Fac. Sci. Univ. Tokyo. 1961. Vol. 13, N 1. P. 81–131.

- Chinzei K., Hiramatsu S.* First occurrence of Pliocene Fortipecten from the Japan Sea area of northern Honshu // Saito Ho-on Kai. Spec. Publ. 1986. N 2. P. 469–476.
- Coan E.V., Scott P.V., Bernard F.R.* Bivalve seashells of the western North America: Marine bivalve mollusks from Arctic Alaska to Baja California. Santa Barbara: Mus. of Natur. Hist., 2002. 764 p.
- Durham J.W., MacNeil F.S.* Cenozoic migrations of marine invertebrates through the Bering Strait Region // The Bering Land Bridge. Stanford (Calif.): Stanford Univ. press, 1967. P. 1–42.
- Gladenkov A.Y., Oleinik A.T., Marincovich L.Jr., Barinov K.B.* A refined age for the earliest opening of Bering Strait // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 2002. Vol. 183. P. 321–328.
- Gladenkov Y.B., Barinov K.B., Basilian A.E., Cronin T.M.* Stratigraphy and paleoceanography of Pliocene deposits of Karaginsky Island, Eastern Kamchatka, USSR // Quaternary Sci. Rev. 1991. N 10. P. 239–245.
- Honda Y.* Molluscan fossils from the sasaoka Formation, Gojome area, Akita Prefecture, Northeast Japan // Saito Ho-on Kai Mus. Res. Bull. 1978. N 46. P. 1–19.
- Hopkins D.M.* Quaternary marine transgressions in Alaska // The Bering Land Bridge. Stanford (Calif.): Stanford Univ. Press, 1967. P. 47–90.
- Hopkins D.M., MacNeil F.S.* A marine fauna probably of late Pliocene age near Kivalina, Alaska // U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1960. N 400B. P. 339–342.
- MacNeil F.S.* Cenozoic Pectenids of Alaska, Iceland, and other northern regions // Ibid. 1967. N 533. P. 1–57.
- MacNeil F.S., Mertie J.B., Pilsbry H.A.* Marine invertebrate faunas of the Buried Beaches near Nome, Alaska // J. Paleontol. 1943. Vol. 17, N 1. P. 69–96.
- Makiyama J.* Molluscan fauna of the lower part of the Kakegawa Series in the province of Totomi, Japan // Mem. Coll. Sci. Kyoto Imp. Univ. Ser. B. 1927. N 3. P. 1–147.
- Marincovich L.Jr., Barinov K.B., Oleinik A.E.* The Astarte (Bivalvia: Astartidae) that document the earliest opening of Bering Strait // J. Paleontol. 2002. Vol. 76, N 2. P. 239–245.
- Masuda K.* Pliocene biostratigraphy in Japan Based on Pectinids // Saito Ho-on Kai Mus. Res. Bull. 1980. N 48. P. 9–23.
- Masuda F., Amano K., Katsura Y., Ito M.* Shallow marine facies of Neogene to Quaternary strata at the northwest and south-east parts of Teshio Town in Hokkaido. Tsukuba, 1981. 41 p.
- Nakashima R., Amano K., Khudik V.D., Yanagisava Y.* Paleogeography of the Late Cenozoic molluscan genus fortipekten in the Northwestern Pacific // Proc. of the 8th Intern. Congr. on Pacific Neogene stratigraphy. Chiang Mai Univ., Thailand. 2003. P. 191–202.
- Nelson C.M.* Neptunea (Gastropoda: Buccinacea) in the Neogene of the North Pacific and adjacent Bering Sea // Veliger. 1978, Vol. 21, N 2. P. 203–215.
- Nishimura S.* Sea and life of the Earth: an introduction to marine biogeography. Tokyo: Kaimeisha, 1981. 284 p.
- Noda H., Amano K.* Geological significance of Anadara amacula elongata from the Pliocene Kume Formation, Ibaraki Prefecture // Jap. Annu. Rep. Inst. Geosci. Univ. Tsukuba. 1977. N 3. P. 37–41.
- Nomura S.* On some Neogene fossils from along the upper course of the Nikko-gawa, Akumigun, Yamagata-ken Northeast Honshu // Jap. Saito Ho-on Kai Mus. Res. Bull. 1937. N 13. P. 173–178.
- Ogasawara K.* Paleontological analysis of Omma fauna from Toyama-Ishikawa Area, Hokuriku Province, Japan // Sci. Rep. Tohoku Univ. Ser. II. 1977. Vol. 47, N 2. P. 1–156.
- Ogasawara K.* Note of origin and migration Omma-Mangazian fauna, Japan // Spec. Publ. Paleontol. Soc. Jap. 1986. N 29. P. 227–244.
- Ogasawara K.* Neogene bio-events in terms of warm- and cold-water molluscs in Northeast Honshu, Japan // Osaka City Mus Nat. Hist. Spec. Publ., 1988. P. 49–70.
- Ogasawara K.* Neogene paleogeography and marine climate of the Japanese Islands on shallow-marine mollusks // Paleogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1994. Vol. 108. P. 335–351.
- Ogasawara K.* Paleogeographic significance of Omma-Manganji fauna // HGI Rep. 1996. N 5. P. 245–262.
- Ogasawara K.* Responses of Japanese Cenozoic mollusks to Pacific gateway events // Rev. Mex. Cienc. Geol. 2002. Vol. 19, N 3. P. 1–9.
- Ogasawara K., Masuda K., Matoba Y.* Neogene and Quaternary mollusks from the Akita Oil-field, Japan: Commemorative vol. of prof. T. Takaysu's retirement. Akita, 1986. 310 p.

- O'Hara S., Nemoto S.* Pectinids from the Taga Group of the Joban Coalfield // Saito Ho-on Kai Spec. Publ. 1986. N 2. P. 481–496.
- Otuka Y.* Pliocene Mollusca from Manganzi in Kotomomura, Akita Prefecture, Japan // J. Geol. Soc. Jap. 1936. N 43, P. 726–736.
- Sagayama T.* Geologic age of molluscan fossil *Fortipecten takahashii* (Yokoyama)-bearing horizon from Northern Japan to Southern Sakhalin // Ishii commemorative volume. Sapporo. 1993. P. 169–176.
- Stanley S.M.* Earth system history. New York: Freeman, 2004. 567 p.
- Straugh F.* Phylogenese, Adaptation und Migration einigor nordischer mariner Mollusken genera (*Neptunea*, *Panomya*, *Cyrtodaria* and *Mya*) // Abh. Senckenberg. Naturforsch. Ges. 1972. N 51. S. 1–211.
- Tsuchi R.* Pacific Neogene climatic optimum and accelerated biotic evolution in time and space // Abstr. vol. of V Intern. Congr. on Pacific Neogene stratigraphy, Japan, 1991. Shizuoka. P. 117–118.
- Tsuchi R., Shoto T.* Western Pacific Molluscan bio-events and their relation to Neogene datum planes // Pacific Neogene datum planes. Tokyo: Univ. of Tokyo press, 1984. P. 75–82.
- Uozumi S.* Neogene Molluscan faunas in Hokkaido. Sequence and distribution of Neogene molluscan faunas // J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. IV, 1962. Vol. 11, N 3. P. 507–544.
- Vermeij G.J.* Survival during biotic crises: The properties and evolutionary significance of refuges // Dynamics of extinction. New York: J. Wiley, 1986. P. 231–246.
- Vermeij G.J.* When biotas meet: Understanding biotic interchange // Science. 1991. Vol. 253. P. 1009–1104.

**А.Н. Симакова, А.Ю. Пузаченко**

**РЕКОНСТРУКЦИИ РАСТИТЕЛЬНОГО ПОКРОВА  
РУССКОЙ РАВНИНЫ  
ВТОРОЙ ПОЛОВИНЫ ПОЗДНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА  
И СРЕДНЕГО ГОЛОЦЕНА**

При помощи новых компьютерных, математических и палеобиологических методов обработан обширный палинологический материал для трех временных срезов – брянского интерстадиала, максимума поздневалдайского оледенения и атлантического оптимума голоцена – для территории Русской равнины. Исследования были направлены на определение характера и масштабов миграций индикаторных видов растений, характеризующих определенные типы растительных ценозов; выявление рефугиумов лесных ценозов и реконструкции преобладающих типов палеорастительности и палеоландшафтов.

**A.N. Simakova, A.Yu. Puzachenko**

**RECONSTRUCTED VEGETATION COVER  
OF THE RUSSIAN PLAIN  
OF THE SECOND HALF OF THE LATE NEOPLEISTOCENE  
AND THE MIDDLE HOLOCENE**

By means of new computer, mathematical and paleobiological methods the paleofloristic records from 151 sections of the Russian Plain for the Briansk time (33–24 ka), the maximum of the Late Valdai glaciation (24–18 ka), and the Holocene optimum (6–4,8 ka) were analysed. The researches were devoted to definition of migration character of indicator plant species, to revealing of forest refugia, and to reconstruction of principal paleophytocoenoses and paleolandscapes during the Late Noepleistocene – the Middle Holocene.

**ВВЕДЕНИЕ**

Основная цель данной работы – проследить изменения в растительном покрове Русской равнины во второй половине позднего неоплейстоцена, связанные в первую очередь с разномасштабными изменениями климата. В процессе работы был обобщен значительный палинологический материал, результатом чего стало создание электронной базы, содержащей описания спорово-пыльцевых диаграмм. Были исследованы следующие временные интервалы: брянский интерстадиал, поздневалдайское оледенение и оптимум голоцена.

Брянский интерстадиал является наиболее поздним потеплением среднего валдая. Возраст этого потепления по радиоуглеродным данным равняется приблизительно 33–24 тыс. лет назад [Чичагова, 1992; Chichagova, Cherkinsky, 1993]. По данным Б. Френцеля, годовые температуры по сравнению с современными в этот интерстадиал падали на севере Русской равни-

ны на 8 °С; в центре Русской равнины – на 6 °С; в Причерноморье, Приазовье и на нижней Волге – на 4°–2 °С. Годовое количество осадков снижалось: на 150 мм на севере и в центре Русской равнины и на 100 мм – в Северном Причерноморье [Frenzel, 1992]. Этому времени в северных и центральных районах Русской равнины отвечают отложения брянской ископаемой почвы, на территории Волыно-Подоллии – дубновской и на юге Украины – витачевской почвы. Эти погребенные почвы были установлены в лёссово-почвенных покровных отложениях от ~60° с.ш. на севере до Причерноморья. По почвенным характеристикам брянская почва близка к палевым мерзлотным почвам Якутии [Величко, Морозова, 1972].

\* \* \*

Эпоха поздневалдайского оледенения является заключительным этапом верхнего неоплейстоцена и временем развития покровного оледенения на севере Европы 24–17 тыс. лет назад. Среднегодовые температуры снижались в максимальную стадию оледенения до –30° в области ледника и до –10° ÷ –5 °С в южных районах Русской равнины [Величко, 2002]. Отложения второй половины валдайского оледенения в стратиграфической схеме центральных районов Восточной Европы выделены в поздневалдайский (осташковский) горизонт. К этому стратиграфическому горизонту относятся как гляциальные осадки (морены и водно-гляциальные отложения), так и перигляциальные – лёссово-почвенные отложения. Поздневалдайские отложения в приледниковой области представлены озерно-аллювиальными отложениями, в центре Русской равнины – деснинским лёссом [Величко, Морозова, 1972], на юге – бугским лёссом [Gojik et al., 2001].

К настоящему моменту были проведены реконструкции растительного покрова на период распространения последнего покровного оледенения [Гричук, 1989, 2002]. А.А. Величко и И.И. Спасской составлена карта-схема ландшафтных элементов эпохи максимального похолодания позднего неоплейстоцена [Герасимов, Величко, 1984]. Существуют картосхемы растительности времени валдайского оледенения для отдельных территорий Русской равнины, в том числе картосхема растительности на срез 22 тыс. лет для территории бассейна нижнего течения Дона [Спиридонова, 1991].

Одним из наиболее интересных периодов голоцена является атлантический период (8,0–4,7–5,0 тыс. лет) [Хотинский, 1982]. Это время характеризуется максимальными температурными показателями, превышающими современные на 1°–2 °С. В позднеатлантическое время (6,0–4,7 тыс. лет) среднегодовые температуры превышали современные на 2° в центральной части Русской равнины, более чем на 2° – на севере Русской равнины и оставались близкими к современным на юге России [Климанов, 1982; Бурашников и др., 1982; Елина и др., 1992; Кременецкий и др., 1998]. В оптимум голоцена среднеглобальная температура была выше современной на 0,7°–1 °С [Величко, 2002]. Палинологические характеристики для оптимума атлантического времени (АТ3) получены, в основном, из торфянистых отложений, а также из озерных и озерно-болотных, аллювиальных, почвенных и балочных отложений.

К настоящему времени реконструированы растительные зоны АТЗ для территории Русской равнины [Нейштадт, 1956; Климанов, 1982; Нейштадт и др., 1982; Серебрянный, Хропов, 1997; Хотинский, Серебрянная, 2002]. Однако совпадение этих зон по данным разных реконструкций отмечается лишь для севера Русской равнины. Основные разногласия касаются центральных и южных областей Восточной Европы.

## МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

На первом этапе работы была создана электронная база данных спорово-пыльцевых спектров «Paleoflora». Структурно база данных включает три информационных блока. Первый блок содержит сведения о географическом расположении разрезов (широта, долгота, страна, область, район, пункт, бассейн реки, современная растительная зона), а также ссылки на литературный источник с указанием автора палинологических определений. Во второй блок внесена информация о количестве образцов каждой спорово-пыльцевой диаграммы, их положении в разрезе, литологии, абсолютных датировках, полученных радиоуглеродным, термолюминесцентным методами и подсчетом микрослоистости озерных отложений, а также приводятся сведения об относительных возрастных привязках, основанных на геологии, археологии и палинологии, и сведения о переотложенной пыльце. Третий блок – таксономический, включающий соответствующий процент пыльцы и/или абсолютное число зерен определенного таксона.

Для брянского времени в банк данных введены сведения о минимальной и максимальной встречаемости определенных таксонов в процентах. Это связано с тем, что, хотя брянский интерстадиал имеет сложную историю развития растительности и климата, в литературе приводится обширный палинологический материал, характеризующий брянский интервал в целом. Кроме того, есть пункты находок, где не проведено абсолютное датирование образцов. Поэтому, в связи с неоднородностью исходных палинологических данных и, в ряде случаев, невозможностью четкой стратификации по палинологическим материалам отдельных этапов брянского времени, мы анализировали растительность интерстадиала в целом, понимая, что часть имеющейся информации при этом утрачивается. Однако это позволяет нам привлечь весь собранный палинологический материал, характеризующий этот интервал времени. Спорово-пыльцевые спектры образцов, имеющих радиоуглеродные даты, вносились в базу данных отдельно.

В базу данных для времени брянского интерстадиала введены данные по 56 разрезам (табл. 1). Из них 23 разреза представлены лёссово-почвенными, а остальные – озерно-аллювиальными и аллювиальными отложениями. Радиоуглеродные даты имеются для 20 разрезов, для остальных разрезов учитывался палиноматериал, полученный из брянской (= дубнинской, = витачевской) почвы. В базу введены определения по 123 таксонам (из них 36 видовых, 58 родовых, 29 определений пыльцы до семейства).

Для времени максимального похолодания поздневалдайского оледенения (24–17 тыс. лет назад) проанализированы палеоботанические данные из



Таблица 1. Разрезы брянского времени (33–24 тыс. лет назад)

Разрез	Широта, °	Долгота, °	Литературный источник
Сунгирь 95	56,20	40,25	Лаврушин, Спиридонова, 1998
Сунгирь 93	56,20	40,25	То же
Сунгирь 87	56,20	40,25	"
Сунгирь	56,20	40,25	"
Жданов	48,05	37,30	Артюшенко и др., 1972
Приморское	46,05	30,25	То же
Горелово	58,15	39,00	Валуева и др., 1979
Черемуха	58,10	38,55	Арсланов и др., 1966
Эдома	58,05	39,00	То же
Дунаево	57,00	31,25	Арсланов и др., 1972
Молодово I раскоп II	48,30	26,45	Болиховская, Пашкевич, 1982
Молодово I расчистка III	48,30	26,45	То же
Молодово V	48,30	26,45	Пашкевич, 1987
Кормань IV	49,24	27,22	Пашкевич, 1977
Араповичи	53,30	33,10	Болиховская, 1993
Забердово	53,35	26,15	Чеботарева, Мальгина, 1965
Тимошкoviчи	53,35	26,16	То же
Весело-Вознесенское	47,20	38,24	Агаджанян и др., 1976
Маргаритовка	46,55	39,30	То же
Шапурово	53,00	32,25	Чеботарева, Макарычева, 1974
Каракюла	58,15	24,30	Серебрянный, 1978
Гражданский проспект	59,55	30,30	Малаховский и др., 1969
Подпорожье	60,45	34,30	То же
Котросель	57,30	39,45	"
Игнатьевские бараки	60,35	34,50	"
Роксоланы	46,10	30,30	Симакова
Стрелица	51,35	38,40	Болиховская, 1995
Изяслав	55,30	37,30	Гуртовая, 1985
Костенки шурф	50,50	39,48	Спиридонова, 1991
Костенки 8	50,50	39,48	То же
Костенки 17	50,50	39,35	"
Шкурлат II	49,50	42,20	"
Мураловка	47,12	38,48	"
Костенки 85	50,50	39,40	"
Новомончалово	56,20	34,40	Арсланов и др., 1981
Васкелово	63,20	32,00	То же
Полибино	57,05	31,25	Чеботарева, Макарычева, 1974
Волоковое	56,30	30,10	То же
Шенское	58,00	30,10	"
Пучка	59,30	39,33	"
Кашин	57,25	37,40	"
Гульки	49,20	34,15	Гричук, 1969
Мезин	51,50	33,05	То же
Карачиж	53,25	34,30	Серебрянная, 1972
Левковка	48,00	37,00	Пашкевич, 1973
Ижма	65,00	53,00	Плешивцева, 1972
Берислав	46,35	33,10	Артюшенко, 1970

Таблица 1 (окончание)

Разрез	Широта, °	Долгота, °	Литературный источник
Крыжановка	46,38	33,05	Артюшенко, 1970
Тырнаука	46,40	29,48	Медяник, Михайлеску, 1992
Карагаш	46,30	29,44	То же
Владичены	45,20	28,25	"
Етулия Ноуэ	45,30	28,35	"
Хрушка	48,05	29,40	"
Спея	46,55	29,15	"
Варница	46,50	29,20	"
Пасьва	61,15	43,05	Девятова, 1982

41 разреза (включающие 115 образцов) (табл. 2). Палеоботанические разрезы содержат 183 таксона флоры, из которых 88 видовых и 67 родовых. 17 разрезов имеют радиоуглеродные даты. Для остальных разрезов учитывались пыльцевые спектры, полученные для отложений деснинского и бугского лёссов, формирование которых приходилось на время максимума последнего оледенения.

База данных для оптимума атлантического периода голоцена включает материалы по 53 разрезам (табл. 3) (88 палиноспектров). Все разрезы имеют радиоуглеродные даты. Палинологический материал получен из торфяников (31 разрез), озерно-болотных (10 разрезов), аллювиальных (4 разреза), почвенных (4 разреза) и балочных (3 разреза) отложений и содержат информацию о 121 таксоне (28 определений до семейства, 40 родовых и 53 видовых определений).

Анализ собранного материала базировался на традиционных методах интерпретации палиноспектров, основанных на сравнении фоссильных и субфоссильных спектров, характерных для различных растительных зон и полученных из разных генетических типов осадков для различных растительных ассоциаций [Гричук, Заклинская, 1948; Исаева-Петрова, 1979; Федорова, 1976; Маркова и др.; 2002]. Для палиноспектров из торфяников лесной и лесостепной зоны особое внимание уделялось количественному составу травянистой растительности, так как в субфоссильных спектрах этих отложений часто завышен процент спор и занижен процент пыльцы деревьев и кустарников [Никифорова, 1978; Сурова, Кренке, 1992]. При интерпретации лесных ценозов учитывались процентное участие различных представителей древесной флоры и наличие в спектрах кустарников и плаунов, приуроченных к лесной растительности. Например, в хвойных лесах северо-востока Европейской части России, на территории Республики Марий-Эл и Кировской области в почвенных образцах количество пыльцы ели составляет 5–51% [Никифорова, 1978; Шаландина 1985; Жуйкова, 2002], а на южной границе ареала – 1–4% [Серебрянная, 1978]. В лесостепной зоне пыльца ели в спектрах встречается уже единично [Чупина, 1970; Исаева-Петрова, 1979; Федорова, 1976]. В целом, палиноспектры, где количество пыльцы деревьев

Таблица 2. Разрезы максимума поздневалдайского оледенения (24–17 тыс. лет назад)

Разрез	Широта, °	Долгота, °	Литературный источник
Молодово V	48,30	26,45	Пашкевич, 1987
Кормань IV	49,24	27,22	Пашкевич, 1977
Авдеево	51,15	36,00	Величко и др., 1981
Пучка	59,30	39,33	Чеботарева, Макарычева, 1974
Карачиж	53,25	34,30	Серебрянная, 1972
Араповичи	52,00	33,10	Гричук и др., 1972
Акташ	45,33	35,29	Никонов и др., 1993
Иваново	57,00	40,30	Гричук, 1982
Хотылево II	53,30	33,25	Zelikson, 1986
Фактория 1 мая	56,35	37,12	Семененко и др., 1981
Весело-Вознесенское	47,20	38,24	Агаджанян и др., 1976
Мураловка	47,19	38,50	Спиридонова, 1991
Костенки 1	50,50	39,48	То же
Костенки 21	50,51	39,30	Праслов и др., 1981
Костенки 14	50,51	39,30	Спиридонова, 2002
Костенки 21 /южный раскоп/	50,51	39,30	Праслов и др., 1977
Елисеевичи 1	52,50	32,60	Zelikson, 1986
Жданов	48,05	37,30	Пашкевич, Артюшенко, 1970
Приморское	46,05	30,25	Артюшенко, 1970
Загороднее	49,40	36,25	Пашкевич, Артюшенко, 1970
Мировновка	46,35	35,20	Артюшенко, 1970
Куяльницкий лиман	46,40	30,50	То же
Прилуки	50,20	32,30	"
Берислав	46,35	33,10	"
Кружановка	46,38	33,05	"
Шапурово	55,35	36,25	Чеботарева, Макарычева, 1974
Мезин	51,50	33,05	Гричук, 1969
Пушкари	52,25	33,30	Новенко, 2000
Погон	52,27	33,32	То же
Зарайск	53,30	38,00	"
Сунгирь 87	56,20	40,25	"
Галичское 2	59,25	42,20	Величко и др., 2001
Роксолана	46,10	30,30	Симакова
Старые Безрадичи (разрез 1)	50,11	30,33	Gozhik et al., 2001
Старые Безрадичи (разрез 2)	50,11	30,33	То же
Вязовок	49,33	32,98	Артюшенко, 1970
Чигирин	49,30	32,00	То же
Кабазы II	45,00	35,00	Gerasimenko, 1987
Лихвин	54,00	36,00	Судакова и др., 1977
Орья	56,17	55,17	Немкова, 1978
Семибалка	47,00	38,45	Симакова

и кустарников в общем составе спектров превышает 60%, количество пыльцы ели более 10%, и также имеются лесные плауны (*Lycopodium clavatum*, *L. complanatum*), указывают на наличие лесных ценозов в составе растительности.

Для выявления участия тундровых и лесотундровых ценозов в сообществах учитывались данные как по общему составу спектров, так и по участию индикаторных представителей данных ценозов, таких как ольховник

Таблица 3. Разрезы атлантического оптимума голоцена (6–4,8 тыс. лет назад)

Разрез	Широта, °	Долгота, °	Литературный источник
Шуваловское болото	59,83	30,42	Хотинский, 1977
Калина болото	59,10	25,30	То же
Тэосааре	58,50	25,30	"
Улила	58,40	25,30	"
Куйксилла	58,30	25,20	"
Бербукас	54,30	25,05	"
Берендеево	56,30	39,00	"
Ивановское Ш	56,32	39,05	"
Лутернаиок	67,41	33,17	Кременецкий и др., 1999
Лычное	59,00	52,15	Жуйкова и др., 1999
Стрелецкая степь	52,00	35,00	Исаева-Петрова, 1985
Гельмязевское	49,00	32,00	Артюшенко и др., 1982
Заложцы II	49,50	26,00	То же
Стоянов II	49,45	24,00	"
Осечное болото	58,00	33,50	Нейштадт и др., 1965
Тесово-Нетьильское	58,30	30,30	То же
Половецко-Купанское	56,40	39,00	Хотинский и др., 1994
Старники	50,30	26,00	То же
Рыбачий	69,38	32,22	Кременецкий и др., 1998
Круглое	66,22	37,55	То же
Байдара	68,51	66,54	Андреев и др., 1998
Черная I	55,00	41,30	Кравцов и др., 1994
Сеновая	52,10	36,35	Симакова
Подолье	55,30	38,00	То же
Липушки II	53,00	38,00	Спиридонова, 1991
Малый Лужок	50,50	39,48	То же
Копанице	51,00	39,00	"
Покровка	53,00	35,00	Симакова
Балкашинский	53,30	24,00	Серебрянная, 1980
Крамский лог	52,00	35,00	Симакова
Апатиты	67,30	33,30	Семенова и др., 2002
Лозовики	55,20	28,12	Зерницкая и др., 2001
Утиаган	55,50	55,00	Немкова, 1978
Монастырщина II	53,01	38,02	Фоломеев и др., 1984
Оса	57,20	27,20	Загорскис и др., 1984
Звидзе	57,20	25,00	Лозе и др., 1984
Ступино	51,35	39,30	Сурова, Кренке, 1992
Низино	59,50	33,35	Кошечкин и др., 1992
Лавозеро (бугор)	68,00	35,00	Елина и др., 1995
Лавозеро (топь)	68,00	35,00	То же
Бутырское	53,35	47,00	Благовещенский, Благовещенская, 1978
Здитово	52,40	25,00	Зерницкая, Дайнеко, 1986
Моховое-Долгое	53,35	47,00	Благовещенская, 1985
Побочное	51,45	52,30	Кременецкий и др., 1998
Харабулук	47,46	44,26	Кременецкий, 1997
Липиги	49,32	43,26	То же
Раздорское	47,33	40,40	"
Галюгай I	44,00	44,30	Спиридонова и др., 2001
Заманкул	43,30	44,30	То же
Приветинское	60,15	29,10	Джикоридзе и др., 1991
Лемболовское озеро	60,21	30,18	Семенова и др., 2002
Тулица 37	54,15	38,45	Серебрянная, 1978
Хапидурская губа	68,00	60,00	Величко и др., 1994

(*Alnaster fructicosus*), плаунок плауновидный (*Selaginella selaginoides*), березка низкорослая (*Betula nana*).

Спектры степной и полупустынной зоны идентифицируются по наличию пыльцевых зерен эфедры (*Ephedra*), кохии (*Kochia*), терескена серого (*Eurotia ceratoides*). Ценогический тип степной растительности определялся по составу доминантов в травянисто-кустарничковой группе. Так, полынь (*Artemisia*) преобладает в спектрах разнотравно-злаковых, дерновинно-злаковых, полынно-злаковых степей. Пыльца разнотравья – в луговых, ковыльно-разнотравных и типчаково-ковыльно-разнотравных ценозах. Злаки (Poaceae) доминируют в полынно-типчаковых степях и являются субдоминантом в ковыльно-типчаково-разнотравных степях. Одним из субдоминантов степных пыльцевых спектров является пыльца маревых (Chenopodiaceae), которая характерна для ковыльно-разнотравных, полынно-злаковых и дерновинно-злаковых степей [Серебрянная, 1978; Чупина, 1970]. Споры сфагнум (*Shagnum*) в этих спектрах отсутствуют.

В полупустынных ценозах количество маревых (Chenopodiaceae) составляет >38%, спор – < 7%, деревьев – < 7% [Гричук, Заклинская, 1948; Монозон, 1985; Болиховская, 1998].

Кроме этого, были применены многомерные непараметрические методы анализа данных: неметрическое многомерное шкалирование оси, МШ [Shepard, 1962] и кластерный анализ [Олдендерфер, Блэшфилд, 1989].

Для максимальной нормализации данных исходные значения частот встречаемости таксонов в спектрах логарифмировались или производилось их тангенциальное преобразование. В общем случае между всеми разрезами вычислялась матрица попарных евклидовых дистанций или дистанций, построенных на основе коэффициентов ранговой корреляции Кендалла. В первом случае учитывались различия в величинах частот, а во втором только подобие спектров. Затем матрица подвергалась процедуре многомерного шкалирования с целью выделения небольшого числа независимых «обобщенных» переменных (оси МШ), воспроизводящих основные особенности встречаемости таксонов. Оси МШ использовались в качестве переменных в кластерном анализе в процессе классификации разрезов. Были применены иерархическая классификация UPGMA и метод «размытых множеств» [Kaufman, Rousseeuw, 1999]). Достоверность различий между группами разрезов оценивалась по критерию Краскелла-Уолеса.

База данных «Paleoflora» использовалась как основа для построения серий электронных карт ареалов индикаторных видов растений, характеризующих определенные растительные ценозы, и для основных типов растительных сообществ. Построение карт проводилось с помощью ГИС ARC/VIEW и MAPINFO.

## РЕКОНСТРУКЦИИ РАСТИТЕЛЬНОГО ПОКРОВА ВО ВТОРОЙ ПОЛОВИНЕ ПОЗДНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА И СРЕДНЕГО ГОЛОЦЕНА

В результате проведенных исследований были намечены границы основных растительных сообществ для территории Русской равнины для брянского времени, последнего оледенения и оптимума атлантического периода голоцена [Маркова и др., 2001, 2002, 2003].

### Растительность в период брянского интерстадиала (33–24 тыс. лет назад)

Анализ палинологических данных показал, что тундровые и лесотундровые элементы в составе ландшафта брянского времени имели широкое распространение на Русской равнине. Пыльца и споры представителей арктических и гипоарктических видов, таких как армерия (*Armeria*), куропаточья трава (*Dryas*), морощка (*Rubus chamaemorus*), ольховник (*Alnaster fruticosus*), плаунок плауновидный (*Selaginella selaginoides*), плаун прижатолостный (*Lycopodium appressum*), плаун колючий (*Lycopodium pungens*), встречались вплоть до 53°–54° с.ш. Так, южная граница ареалов этих таксонов смещалась примерно на 1200 км. Представители лесотундры, такие как ольховник (*Alnaster fruticosus*), плаунок плауновидный (*Selaginella selaginoides*), березка низкорослая (*Betula nana*), встречены также на юго-западе Русской равнины и в Прикарпатье, что указывает на значительное расширение ареалов этих микротермов. В целом, растительные ассоциации, представленные сочетанием степных и тундровых ценозов с участием сосново-березового редколесья простирались на юг до 56°–59° с.ш.

Интересны особенности распространения в брянский интерстадиал представителей темнохвойной тайги северного типа, к которым относятся такие древесные породы, как ель (*Picea*), пихта (*Abies*), сосна сибирская (*Pinus sibirica*), лиственница (*Larix*). В брянское потепление пыльца ели встречается повсеместно, однако южнее 53° с.ш. она отмечена в количествах менее 10% от общего количества пыльцы деревьев и кустарников, что указывает на то, что в этих регионах она не являлась основной лесообразующей породой. Ареалы сосны сибирской и пихты расширились на юг в центральной и восточной областях Русской равнины вплоть до 51° с.ш. (сейчас сосна сибирская на исследуемой территории не произрастает).

На юге Русской равнины находки пыльцы *Pinus sibirica* приурочены к южным отрогам Донецкого кряжа и к горной системе Карпат. Пыльца лиственницы определена из отложений Среднерусской возвышенности, верховий Западной Двины, бассейна Оки, а также обнаружена в западной части Подольской возвышенности, т.е. и в этом случае отмечается значительное расширение ареала этой древесной породы. Ассоциации темнохвойной тайги в брянское время не имели сплошного распространения. Вероятно, это были островные участки, приуроченные к возвышенным расчлененным территориям, таким как Валдайская и Среднерусская возвышенности, Донецкий кряж, Подольская возвышенность. На этих возвышенностях с многообразием склонов

разной экспозиции имелись увлажненные и защищенные участки, более благоприятные для существования пород темнохвойной тайги, чем на равнине.

Сосна (*Pinus*) и береза (*Betula*) в брянское время являлись основными лесообразующими породами лесных участков перигляциальных лесотундр и лесостепей. Своеобразная зона разреженных березовых, сосновых и еловых лесов в сочетании с формациями луговых степей, тундровых группировок, а также галофильных группировок степного характера располагалась на Русской равнине между 54° и 56°–59° с.ш. Наличие здесь лесных ценозов подтверждается находками пыльцы и спор спутников древесных пород. Так, находки пыльцы жимолости (*Lonicera*), жестера (*Rhamnus*), дерена (*Cornus*) и спор плауна булабовидного (*Lycopodium clavatum*) и орляка (*Pteridium*) отмечены на территории Русской равнины в тех же областях, что и древесные породы. Отдельные лесные массивы располагались и южнее – в Приднестровье, на территории юга Подольской возвышенности, на Среднерусской возвышенности и в Донецком кряже.

Индикаторы степной флоры в брянское время отмечены по всей Русской равнине вплоть до 61° с.ш. Обнаруженные на 57°–58° с.ш. степные виды, вероятно, входили в состав перигляциальных тундро-степей – своеобразных растительных сообществ, наиболее близкие аналоги которых сейчас фрагментарно встречаются на северо-востоке России. Между 49° и 54° с.ш. располагалась зона перигляциальной лесостепи, где в формировании ландшафтов участвовали луговые степи с формациями сосново-березовых лесов с незначительным содержанием широколиственных пород – дуба (*Quercus*), липы (*Tilia*), лещины (*Corylus*), граба (*Carpinus*).

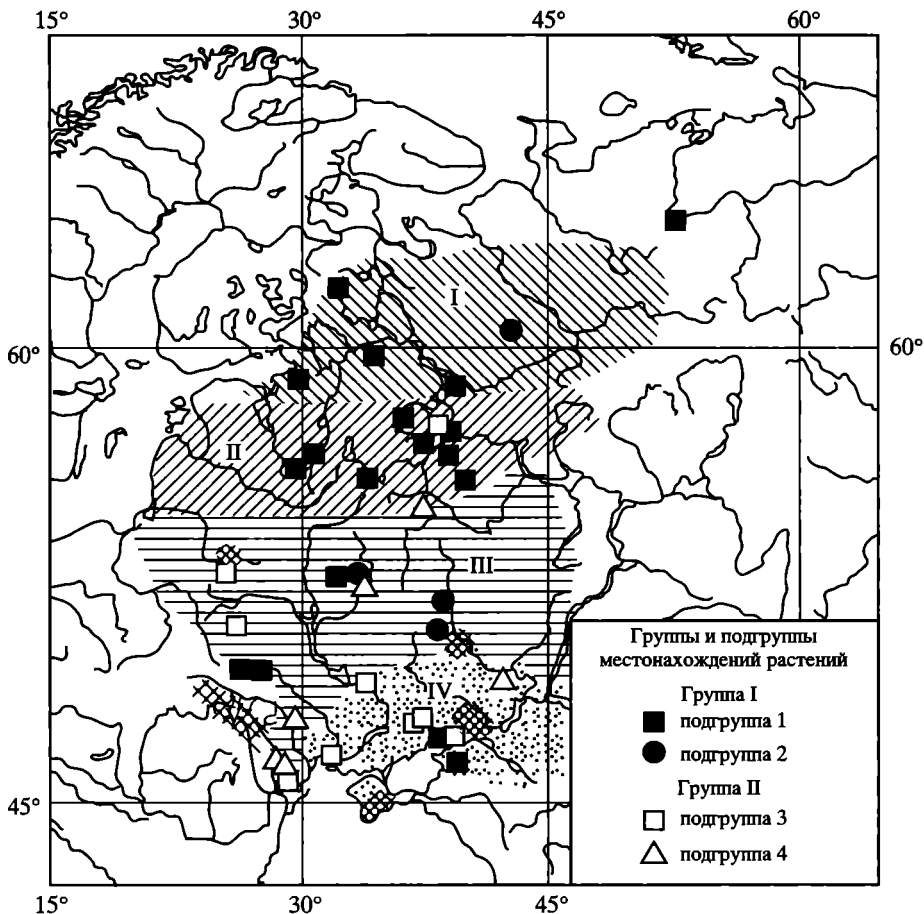
Разнотравные и разнотравно-маревые степи были распространены в брянское время южнее 49°–50° с.ш. Интересно отметить, что по палинологическим данным положение северной границы разнотравных степей было приурочено к 48°–49° с.ш. и было сходным как в брянское время, так и в максимум поздневалдайского оледенения и в настоящее время.

Кластерный анализ показал резкое различие растительных сообществ брянского интерстадиала в южных областях Русской равнины и в северных районах. Граница между этими растительными сообществами проходила приблизительно по 54° с.ш. В настоящее время здесь проходит северная граница широколиственных лесов.

Для разрезов с палинологическими данными, относящихся к брянскому интерстадиалу, была получена матрица попарных эвклидовых дистанций. Выделенные классы местонахождений характеризовались по средним значениям спорово-пыльцевого спектра. Результаты классификации были проанализированы в пространстве осей МШ и в физическом пространстве, с учетом их географических координат.

Было выделено две группы местонахождений (I, II), каждая из которых состояла из двух подгрупп (1–4).

Местонахождения первой группы (I, подгруппы 1 и 2) характеризуются высоким относительным обилием преимущественно лесных холодолюбивых и влаголюбивых таксонов, а второй (II, подгруппы 3 и 4) – относительно высоким обилием ксерофильных таксонов степей и полупустынь, а также



**Рис. 1.** Растительность Восточной Европы в период брянского интерстадиала (33–24 тыс. лет назад)

I – перигляциальная лесотундра; II – перигляциальная лесо-тундростепь; III – перигляциальная лесостепь; IV – степь; V – рефугиумы лесной растительности

участием видов широколиственных пород (подгруппа 4) [Markova et al., 2002] (рис. 1).

Таким образом, в брянское время отмечается значительно более широкое участие тундрово-лесотундровых ценозов в составе ландшафтов, чем сейчас. Значительно расширились на юг ареалы северотаежных видов растений, однако сплошная таежная зона не существовала, на что указывает количество пыльцы деревьев и представителей темнохвойных пород в общем составе палиноспектров.

Своеобразная зона перигляциальных тундро-лесостепей (с участками лесной растительности с березой, сосной и елью, а также формациями луговых степей, тундровых группировок и галофильных группировок степного характера) располагалась на Русской равнине между 54° и 59° с.ш.



Кроме того, было установлено присутствие небольшого количества широколиственных пород в составе лесных сообществ на территории Неманской и Московской возвышенностей и более заметное их количество в Приднестровье, на территории Подольской и Среднерусской возвышенностей, а также на Донецком кряже.

Отмечается проникновение степных видов далеко на север от своего современного ареала, где они участвовали в образовании тундро-степных растительных ценозов, что свидетельствует о континентальном климате интерстадиала.

По палинологическим данным, во время брянского интерстадиала климатическая обстановка была более суровой, чем в настоящее время, но более мягкой в сравнении с максимумом поздневалдайского оледенения.

Наибольшее разнообразие флор выявлено на территориях возвышенностей и горных систем, которые в ледниковое время играли роль рефугиумов. Здесь, в условиях расчлененного рельефа, могли существовать виды различной экологической приуроченности, в том числе и термофильные. К таким областям относятся Валдайская, Среднерусская, Московская, Неманская, юг Подольской возвышенности, Донецкий кряж, Карпаты и Крым.

Согласно палинологическим данным, условия окружающей среды в брянское время несли черты существенного похолодания, причем западная часть Русской равнины находилась под влиянием более теплого и гумидного климата, чем центральная и восточная. Природная обстановка брянского интерстадиала, однако, была более мягкой, чем в период позднего валдая и несомненно более суровой, чем современная.

Различия между биогеографическими провинциями были сглажены: практически во всех из них присутствовали субарктические и степные таксоны растений, в незначительном количестве отмечены виды лесной экологии, более требовательные к тепло- и влагообеспеченности.

Однако, в отличие от природных условий максимума валдайского оледенения, в брянское время на Русской равнине шире были распространены различные варианты перигляциальных лесостепей и лесо-тундростепей, что говорит о более умеренном климате этого интерстадиала.

Растительность Крыма в брянское время представляла собой сочетание злаково-разнотравных степей и хвойно-широколиственных лесов. Вероятно, лесные ценозы занимали предгорья и горные области Крымских гор. Нижний ярус был представлен дубово-можжевельновыми и дубово-грабовыми лесами, а верхний – сосново-грабовыми лесами с участием березы и дуба. Следует отметить, что на территории Крыма не отмечено находок пыльцы и спор представителей перигляциальной растительности, однако состав лесных ценозов резко обеднен по сравнению с современными крымскими лесами средиземноморского типа. Отсутствует пыльца клена, вяза, ясеня. Основными лесобразующими породами в период брянского интерстадиала были сосна, дуб, граб, можжевельник, береза, ольха. Это указывает на то, что Крым не располагается непосредственно в области влияния валдайского ледника, но относительно прохладный климат брянского времени нашел свое отражение в изменении растительных ландшафтов Крыма.

\* \* \*

В результате выделены следующие основные растительные сообщества времени брянского интерстадиала (с севера на юг) (рис. 1):

I. Перигляциальная лесотундра (преобладание тундро-степных растительных группировок в сочетании с сосново-березовым редколесьем) – севернее 59° с.ш.

II. Перигляциальная лесо-тундростепь (разреженные сосново-березовые и еловые леса с участием тундро-степных растительных ассоциаций) – 54°–59° с.ш.

III. Перигляциальная лесостепь (сочетание степной растительности и сосново-березовых лесов с незначительной примесью широколиственных пород) – 49°–54° с.ш.

IV. Степь (разнотравные и разнотравно-маревые степи) – 45°–49° с.ш.

V. Рефугиумы лесной растительности, в том числе и термофильной, приуроченные к горным областям, возвышенностям и крупным речным долинам.

### Растительность

#### в период максимального похолодания валдайского оледенения (24–17 тыс. лет назад)

Общий состав пыльцевых спектров показывает, что тундровые и лесотундровые растительные группировки были распространены в течение максимального похолодания валдайской эпохи к северу от 48°–49° с.ш. Однако пыльца и споры отдельных арктических и гипоарктических видов – ольховника (*Alnaster fruticosus*), плаунка плаунковидного (*Selaginella selaginoides*), плауна прижатоллистного (*Lycopodium appressum*), плауна колючего (*Lycopodium pungens*) – были обнаружены в этот период практически на всей территории Русской равнины. Отмечены находки пыльцы ольховника в нижнем течении Дона, в Приднестровье и в Прикарпатье. Березка низкорослая (*Betula nana*) в настоящее время имеет гипоарктический ареал [Алехин и др., 1957]. В период похолодания ее распространение совпадало с распространением *Alnaster*. Современная южная граница распространения *Betula nana* достигает 54°–55° с.ш. В период максимума похолодания (24–17 тыс. лет назад) эта граница сдвигалась к югу до 47° с.ш. На ~1500 км от южной границы современного ареала проникала к югу *Selaginella selaginoides*. Эти данные подтверждаются критериями классификации по методу размытых множеств и положения точек в пространстве первых двух осей МШ и показывают, что севернее 53°–54° с.ш. доминировали тундровые и лесотундровые ценозы. Так, в поздневалдайское время произошла дальнейшая экспансия арктической флоры на юг, еще на ~6° (т.е., более чем на 600 км) по сравнению с брянским временем.

Представители степных фитоценозов в исследуемый интервал времени были также широко представлены по всей территории Восточной Европы, входя в ассоциации перигляциальной тундростепной, лесостепной, степной и полупустынной растительности.

В позднем валдае эфедра (*Ephedra*) была распространена по всей Русской равнине, достигая на севере 62° с.ш. Терескен серый (*Eurotia ceratoides*) – представитель семейства маревых, ксерофит, мезо-микротерм – является эдификатором полынных и солянковых полукустарничковых пустынь и степных ценозов с участием ксерофильных кустарников. В период максимального похолодания северная граница распространения терескена серого была значительно смещена на северо-запад (более чем на 1000 км) и достигала 62° с.ш. Разрезы, палиноспектры которых характеризуются преобладанием степных видов, отражающих широкое развитие перигляциальных степей, были расположены в основном южнее 49°–52° с.ш.

Полупустынные растительные сообщества были распространены в это время, в основном, вдоль побережья Черного моря (на 45°–47° с.ш.), а также, фрагментарно, на юге Окско-Донской равнины и в среднем течении Днепра.

В центре Русской равнины лесные палиноспектры обнаружены лишь в разрезах, расположенных на северных отрогах Московской, Среднерусской и юга Подольской возвышенностей. Однако это не означает, что представители древесной растительности полностью исчезали с других территорий Восточной Европы. Они входили в состав перигляциальных лесостепных и лесотундровых растительных ассоциаций, а также были приурочены к рефугиумам лесной растительности, сохранившимся в горах и на территориях с сильно расчлененным рельефом, прежде всего на возвышенностях, а также в крупных долинах.

Например, ель в максимальную стадию развития оледенения проникала далеко на юг от южной границы своего современного ареала. Наиболее широко она была распространена на западе и северо-западе Восточной Европы. Также редкие находки пыльцы ели отмечены в Причерноморье и Приазовье. На юго-востоке Русской равнины пыльца ели не была обнаружена, за исключением среднего течения Дона.

Лиственница (*Larix*) также является лесным мезофитом, микротермом. В отложениях поздневалдайского времени пыльца лиственницы встречена в разрезах на ~52° с.ш., в то время как ее современный ареал расположен в основном в Сибири и захватывает лишь северо-восточную часть Европейской равнины – севернее 56° с.ш. и восточнее 40° в.д.

Типичный представитель темнохвойной тайги сосна сибирская (*Pinus sibirica*) в период максимальной стадии оледенения достигала 52° с.ш. на юге. Пыльца сосны сибирской была обнаружена в среднем течении Дона и в бассейне верхнего течения Днепра. Современный ареал сосны сибирской простирается от верховьев р. Вычегды на северо-востоке Европейской части России и далее охватывает почти всю Сибирь, что говорит о значительном расширении ее ареала в Восточной Европе.

В Карпатах, выше отметок 1700 м, произрастает родственный вид сосны – кедр европейский (*Pinus cembra*) [Кремер, 1998], входящий, как и сосна сибирская, в секцию *Cembrae*. Вероятно, Карпаты были южным центром экспансии *Pinus sect. Cembrae* в холодные периоды, так как пыльца сосен этой секции встречена в Прикарпатье и вдоль современных границ Черного и Азовского морей.

Умеренно термофильный вид сосна обыкновенная (*Pinus silvestris*) также был широко распространен в позднем валдае по всей территории Восточной Европы, где эта древесная порода была приурочена к различным местообитаниям, предпочитая среднесухие рыхлые почвы. Все эти древесные породы входили в состав перигляциальных лесостепных и лесотундровых ландшафтов. Мозаичные ландшафты с сочетанием степных и тундровых ассоциаций с сосново-березовым редколесьем простирались на юг до 49° с.ш.

Вопрос об участии широколиственных пород в поздневалдайском растительном покрове до сих пор остается спорным. Многие исследователи считают, что пыльца широколиственных деревьев в отложениях этого времени является переотложенной [Гричук и др., 1969; Пашкевич, 1977, 1987; Семеновко и др., 1981; Девятова, 1982; Zelikson, 1986]. По нашему мнению, переотложение пыльцы имеет место в разрезах, расположенных в пределах развития ледникового покрова или на границе с ним, где происходили активный перемыв и переотложение рыхлых осадков. В остальных случаях мы предполагаем инситуальность находок пыльцы широколиственных пород.

Анализ электронных карт встречаемости пыльцы таких широколиственных пород, как липа (*Tilia*), граб (*Carpinus*), лещина (*Corylus*), дуб (*Quercus*) и вяз (*Ulmus*), а также анализ классификаций по методу размытых множеств позволили выявить определенные закономерности, которые были учтены при реконструкции палеорастительности во внеледниковых областях.

В начале поздневалдайского похолодания (24–21 тыс. лет назад) в среднем течении Днепра, на территории Среднерусской, Московской, Неманской возвышенностей, в Западном Причерноморье и в Приазовье в незначительных количествах была встречена пыльца вяза, дуба, граба, клена, лещины, липы. В период максимальной стадии оледенения (21–17 тыс. лет назад) на большей части Восточной Европы пыльца вяза, липы, лещины и граба исчезала. Пыльцевые зерна *Quercus*, *Tilia* и *Acer* отмечены в разрезах, расположенных на юго-западе Русской равнины; пыльца *Quercus*, *Tilia* и *Carpinus* обнаружена в Приазовье; *Quercus*, *Tilia* и *Acer* – в среднем течении Днепра на широте 49°–51° с.ш. В результате проведенного анализа было выделено пять рефугиумов северотаежной и лесной растительности на Русской равнине, приуроченных к Московской возвышенности, Среднерусской возвышенности, к среднему течению Днепра, Донецкому кряжу и югу Подольской возвышенности. Эти рефугиумы являются унаследованными с брянского времени (33–24 тыс. лет назад) [Markova et al., 2002].

Для 40 разрезов с палинологическими данными для времени максимального распространения последнего оледенения были выделены группы местонахождений, которые характеризуются средними и медианными значениями спорово-пыльцевых спектров различных типов. Разрезы подгруппы 1, в целом, характеризуют перигляциальные ландшафты кустарниковых тундр с элементами лесотундры; подгруппы 2 – лесостепи; 3 – растительных ценозов с участием широколиственных пород; 4 – сосновых галерных лесов; 5 – степи и полупустыни (рис. 2).

\* \* \*

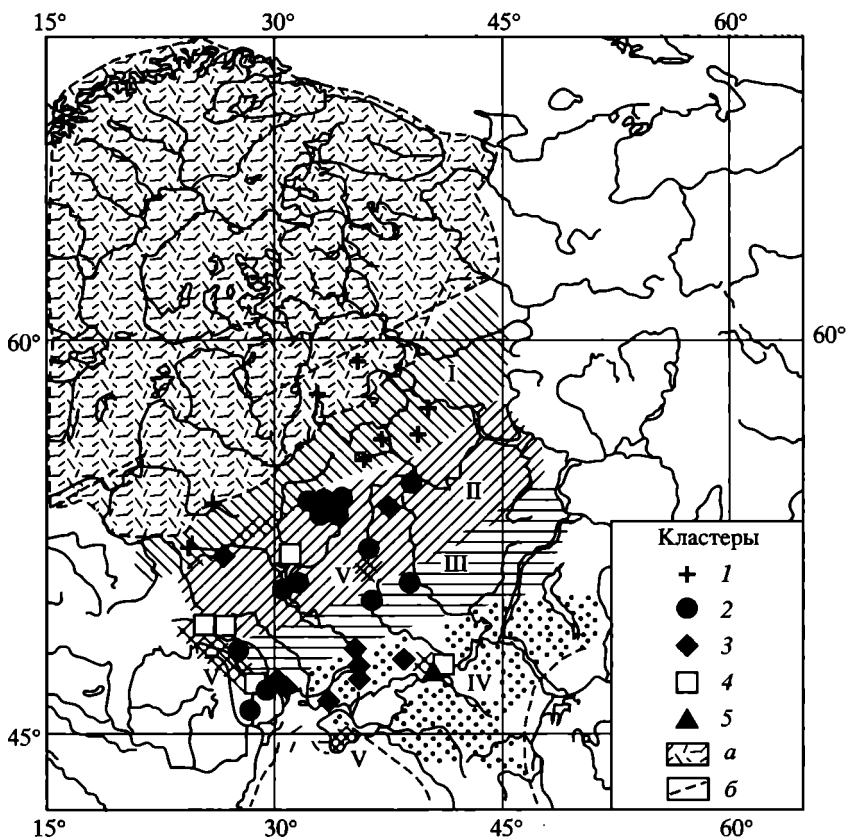
В итоге, для территории Русской равнины в максимум последнего оледенения выделены с севера на юг следующие растительные сообщества, не имеющие аналогов в настоящее время (см. рис. 2).

I. Кустарничковая тундра с участками лесотундровой и тундро-степной растительности – севернее 55° с.ш.

II. Перигляциальная лесотундра (разреженные сосново-березовые леса с участками тундростепной растительности) – 53°–56° с.ш.

III. Перигляциальная лесостепь (сочетание сосново-березовых редколесий с ассоциациями разнотравных степей, а также луговых и тундростепных растительных сообществ) – 49°–53° с.ш.

IV. Перигляциальная полынно-маревая степь с участием тундровых видов и элементами полупустынной растительности – 45°–49° с.ш.



**Рис. 2.** Растительность Восточной Европы в максимум валдайского оледенения (24–17 тыс. лет назад)

I – кустарничковая тундра; II – перигляциальная лесотундра; III – перигляциальная лесостепь; IV – перигляциальная степь и полупустыня; V – рефугиумы лесной растительности  
 а – ледниковый покров, б – граница сухости

V. Рефугиумы северо-таежной и лесной растительности, приуроченные к крупным речным долинам в центре Русской равнины, горным системам и возвышенностям.

Так, во время максимального похолодания валдайского оледенения на территории Русской равнины отмечается дальнейшая экспансия арктических и северотаежных видов на юг–юго-восток вплоть до 47° с.ш. Ареалы степных растений расширялись на север–северо-запад до 62° с.ш. Судя по полученным данным, в максимум поздневалдайского оледенения происходила дальнейшая деструкция лесной зоны, перестройка ранее существовавших растительных зон, особенно в центре Русской равнины (севернее 54° с.ш.). Различия между растительными зонами становились еще более сглаженными, а существовавшие в это время ландшафты не имели аналогов в современном растительном покрове.

Полученные данные в целом совпадают с картой поздневалдайской растительности, построенной В.П. Гричуком [2002]. Однако наши данные позволили выделить большее количество лесных рефугиумов, а также перигляциально-лесостепной тип растительности (между 49° и 53° с.ш.), тем самым признавая большую роль представителей лесных ценозов, в основном сосны и березы, в формировании перигляциальных ландшафтов на этих широтах.

#### **Растительность оптимума атлантического периода голоцена (6–4,8 тыс. лет назад)**

В оптимум голоцена лесотундровые ценозы были лишь фрагментарно распространены на севере Русской равнины и представляли собой ассоциации мохово-кустарниковых тундр с участием березки низкорослой (*Betula nana*) и ивы (*Salix*) и небольших участков разреженной таежной растительности, состоящей, в основном, из сосново-березовых формаций. Только на самом северо-западе (Кольский полуостров) и на северо-востоке Русской равнины (побережье Байдарацкой губы) существовали лесотундры, где в состав лесных ценозов входили елово-березовые леса.

Южнее, до 57° с.ш. на востоке и до 60° на западе Русской равнины, преобладала таежная растительность. На севере Русской равнины доминировали среднетаежные ценозы, представленные сосново-березовыми и лиственничными лесами с участием ели и пихты и незначительным количеством широколиственных пород, таких как ольха, липа, вяз и лещина. Южнотаежные сосново-еловые фитоценозы с участием широколиственных пород, в основном, липы, лещины, граба и дуба, преобладали между 57° с.ш. и 66° с.ш. Продвижение на север ареалов широколиственных пород было заметным – их находки фиксируются вплоть до 66° с.ш., однако граница южнотаежной зоны, вероятно, проходила чуть севернее современной.

Далее на юг, вплоть до 52° с.ш. на западе и 55° с.ш. на востоке, произрастали смешанные хвойно-широколиственные и широколиственные леса, в состав которых в значительных количествах входили дуб, граб, липа, вяз, ясень, клен, причем к востоку доля широколиственных пород в лесных ценозах сокращается.

Лесостепная зона расширялась на север примерно на 250–300 км от современных границ. Лесные ценозы были представлены сосново-широколиственными лесами, а открытые участки были заняты разнотравными и дерновинно-злаковыми степями. Южнее 50° с.ш. лесостепные ценозы приобретали более ксерофильный облик. Леса сокращали свои ареалы, но не исчезали. В их состав входили ольха, граб, лещина, сосна и дуб. На водоразделах господствовали типчаково-ковыльные, полынно-типчаковые и марево-полынные степные группировки. Такие ксерофильные лесостепи на Русской равнине были распространены вплоть до побережья южных морей. Возможно, что значительно более широкое распространение степей в современную эпоху имеет антропогенный генезис.

Существование ксерофильных лесостепей на самом юге Русской равнины подтверждается и палинологическими исследованиями, имеющими геологические и биостратиграфические возрастные характеристики и интерпретируемые как поздне-среднеголоценовые [Зеров, Артюшенко, 1961; Никонов и др., 1993; Болиховская и др., 2002].

Полупустынные ландшафты в сочетании со злаково-полынными степями фиксируются примерно в пределах современных полупустынь (Северная Осетия, Нижнее Поволжье и Прикаспийская низменность).

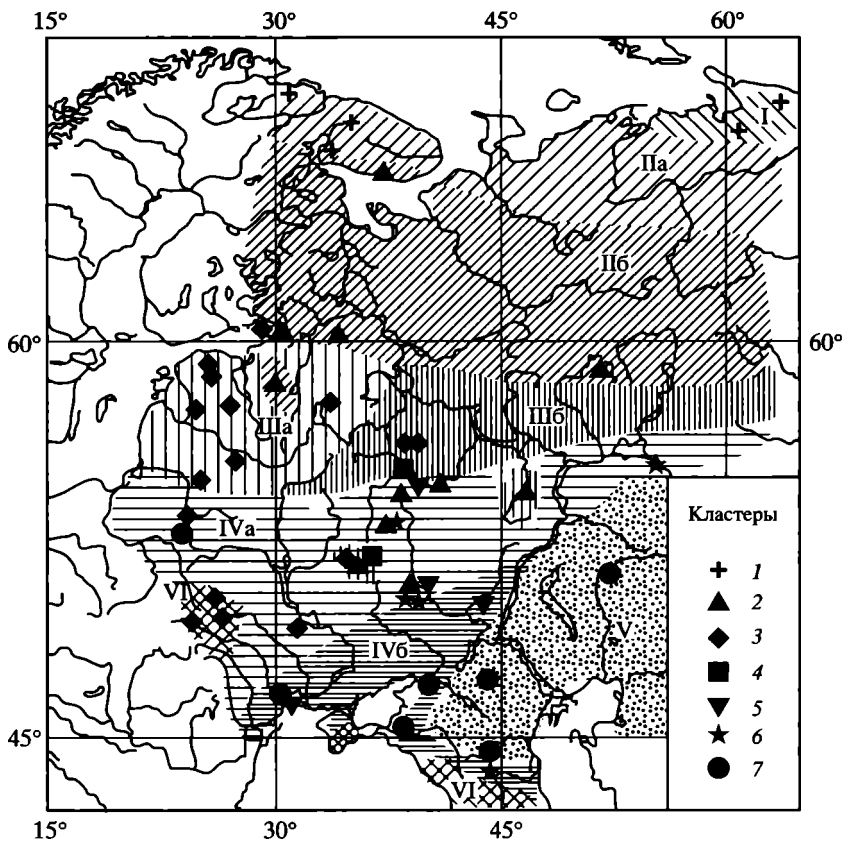
В пределах зоны смешанных лесов существовали участки таежной растительности, унаследованные от более древних эпох и приуроченные к Московской и Приволжской возвышенностям и долинам рек. В пределах лесостепной зоны выделяются участки хвойно-широколиственной растительности. Это – Неманская и Среднерусская возвышенности, район среднего течения Днепра и Карпаты.

Математический анализ пыльцевых данных для оптимума голоцена проводился для диаграмм, построенных с применением различных методов. В связи с этим ранжирование данных проводилось раздельно. Матрица дистанций между каждой парой разрезов вычислялась на основе ранговой корреляции Кенлелла. Полученная матрица обрабатывалась методом непараметрического многомерного шкалирования. Проведенный кластерный анализ (метод UPGMA) позволил выделить группы разрезов, различающиеся по качественному и количественному составу флоры. Достоверность различий между группами разрезов оценивалась по критерию Краскелла-Уолса. Таким образом, группа 1 характеризует растительность лесотундры; группа 2 – растительность тайги; группы 3 и 4 – смешанных хвойно-широколиственных лесов; группа 5 – ксерофитной лесостепи; группа 6 – лесостепи; группа 7 – степи и полупустыни (рис. 3).

В результате комплексного анализа палинологического материала для оптимума атлантического периода голоцена удалось выделить следующие преобладающие растительные сообщества:

I. Лесотундра (сочетание мохово-кустарниковых тундр и участков разреженной таежной растительности, занимавших территории на севере Кольского полуострова и на северо-востоке Русской равнины).

II. Тайга.



**Рис. 3.** Растительность Восточной Европы в оптимуме голоцена (6–4,8 тыс. лет назад)

I – лесотундра; Па – средняя тайга; Пб – южная тайга; Ша – хвойно-широколиственные и широколиственные леса; Шб – широколиственно-хвойные и широколиственно-сосновые леса; IVa – северная лесостепь; IVб – южная лесостепь; V – степи и полупустыни; VI – горные и предгорные леса

Па. Средняя тайга (сосново-березовые и лиственничные леса с участием ели и пихты и незначительным количеством широколиственных пород) – севернее 66° с.ш.

Пб. Южная тайга (сосново-еловые леса с участием широколиственных пород) – 57°–66° с.ш.

Ш. Смешанные хвойно-широколиственные леса с дубом, грабом, липой, вязом, ясенем и кленом – 53°–55° с.ш. – 57° с.ш.

Ша. Хвойно-широколиственные и широколиственные леса.

Шб. Широколиственно-хвойные и широколиственно-сосновые леса.

IV. Лесостепь – южнее 53° с.ш.

IVa. Северная лесостепь – сочетание сосново-широколиственных лесов с участками степных ценозов – 50°–53° с.ш.



IVб. Южная ксерофильная лесостепь, где на водоразделах господствовали типчаково-ковыльные и полынно-типчаковые степные группировки, а по долинам – сосново-широколиственные леса – южнее 50° с.ш. и вплоть до побережий Черного и Азовского морей.

V. Полупустыни в сочетании со злаково-полынными степями, расположенные примерно в пределах современного их распространения.

VI. Горные и предгорные леса Крыма и Кавказа.

В целом ландшафтная обстановка оптимума голоцена была теплее и суше современной на севере и в центре Русской равнины. Климатические показатели южных районов Русской равнины были близки к современным или чуть мягче за счет незначительного увлажнения, что подтверждается данными других исследователей [Климанов, 1982; Кременецкий и др., 1998]. Отмечается некоторый тренд в сторону континентализации климата с запада на восток. Широкое распространение в центре и на юге Русской равнины лесостепных ценозов является основным отличием наших реконструкций растительности для атлантического периода голоцена от карты растительности, выполненной Н.А. Хотинским и Т.А. Серебряннй [Хотинский, Серебрянная, 2002].

## ВЫВОДЫ

Резкие колебания климата, имевшие место в конце неоплейстоцена, повлекли за собой радикальные изменения в составе и распространении фитоценозов и перестройку растительных зон. В холодные – стадияльные и интерстадияльные – эпохи существовали своеобразные перигляциальные растительные сообщества, не имеющие совместных ареалов в настоящее время. Дифференциация растительных зон была минимальной в эпоху поздневалдайского оледенения, более заметной во время брянского интерстадиала и резкой в оптимуме среднего голоцена.

В период брянского интерстадиала в составе ландшафтов отмечается широкое участие тундрово-лесотундровых ценозов. В это время значительно расширились на юг ареалы северотаежных видов растений. Сплошной таежной зоны не существовало, на ее месте были распространены разреженные березово-сосновые и сосново-еловые леса в сочетании с формациями луговых степей, тундровых группировок. Отмечается проникновение степных видов далеко на север от своего современного ареала, где они участвовали в образовании тундростепных растительных ценозов, что свидетельствует о континентальном климате брянского времени.

В ледниковую эпоху позднего валдая отмечается дальнейшая экспансия представителей арктической и северотаежной флоры на юг–юго-восток вплоть до 47° с.ш. и степной флоры на север–северо-запад до 62° с.ш. Лесная растительность сокращала свои ареалы. Различия между растительными зонами становились еще более сглаженными.

В оптимум атлантического периода голоцена тундры на Русской равнине отсутствовали. Северотаежные леса в это время были распространены вплоть до морского побережья материка. Лесостепные ценозы господство-

вали южнее 53° с.ш. Сосново-широколиственные леса с участием степных ценозов занимали территории, которые сейчас заняты формациями широколиственных лесов, вероятно расширившими свои ареалы во время суббореального потепления. На юге Русской равнины, на месте дерновинно-злаковых степей, были распространены лесостепные ценозы с участками луговых и дерновинно-злаковых и разнотравно-злаковых степей.

Наибольшее разнообразие флор выявлено на территориях возвышенностей и горных систем, которые в ледниковое время играли роль рефугиумов. Здесь, в условиях расчлененного рельефа, могли существовать виды различной экологической приуроченности, в том числе и термофильные. К таким областям относятся Валдайская, Среднерусская, Московская, Неманская, юг Подольской возвышенности, Донецкий кряж, Прикарпатье и Крым. В оптимум голоцена к этим территориям были приурочены центры биоразнообразия лесной растительности.

Палеофлористические данные хорошо коррелируются с палеотериологическими данными, которые дополняют друг друга и позволяют проводить построение палеоэкосистем прошлого [Маркова и др., 2002, 2003].

Еще в начале 60-х годов прошлого века В.В. Меннер в своей известной монографии [1962] подчеркивал громадное значение спорово-пыльцевого анализа как перспективного биостратиграфического и палеогеографического метода, позволяющего освещать этапность развития древней биоты и проводить детальные корреляции разнофациальных разрезов различных природно-географических зон и провинций. Особое внимание он уделял методическим подходам этого направления, указывая на необходимость проведения специальных аналитических работ по молодым четвертичным отложениям, в которых расшифровка палеогеографических обстановок представляется особенно достоверной. Палеобиогеографические и палеогеографические построения на этом интервале отличаются высокой степенью детализации, которая часто не достигается в более древних толщах. Данная статья написана в качестве примера далеко еще нереализованных возможностей указанного В.В. Меннером палеогеографического направления геологических исследований.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Нидерландской и Российской академий наук № 47.009.004 и проектов РФФИ №№ 03-04-48406, 02-05-39018, 01-05-64471.

## ЛИТЕРАТУРА

- Агаджанян А.К., Байгушева В.С., Болиховская Н.С. и др. Разрез новейших отложений северо-восточного Приазовья. М.: Изд-во МГУ, 1976. 158 с.
- Алехин В.В., Кудряшов Л.В., Говорухин В.С. География растений. М.: Учпедгиз, 1957. 520 с.
- Андреев А.А., Тарасов П.Е., Романенко Ф.А. и др. Растительность западного побережья Байдарской губы в конце позднего плейстоцена // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6, № 5. С. 96–101.
- Арсланов Х.А., Баканова И.П., Зубаков А.И., Спиридонова Е.А. Новые данные о возрасте и палеоботанической характеристике срденевалдайского интерстадиала по разрезу в среднем течении реки Ловати // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1972. № 39. С. 109–113.

- Арсланов Х.А., Громова Л.И., Невский В.А. Верхний плейстоцен // Стратиграфия и абсолютная геохронология. М.: Наука, 1966. С. 133–140.
- Артюшенко А.Т. Растительность лесостепи и степи Украины в четвертичном периоде. Киев: Наук. думка, 1970. 173 с.
- Артюшенко А.Т., Арап Р.Я., Безусько Л.Г. и др. Новые данные о растительности Украины в голоцене // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982. С. 173–179.
- Артюшенко А.Т., Пашкевич Г.А., Карева Е.В. Развитие растительности юга Украины в антропогене по данным спорово-пыльцевого анализа // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1972. № 39. С. 82–89.
- Благовецкая Н.В. Опыт сопоставления возраста болот и голоценовой истории растительности Ульяновского Поволжья и сопредельных территорий // Ботан. журн. 1985. Т. 85, № 11. С. 1452–1464.
- Благовецкий И.В., Благовецкая Н.В. К характеристике болот Ульяновского Поволжья // Там же. 1978. Т. 63, № 12. С. 1778–1788.
- Болиховская Н.С. Стратиграфия позднего плейстоцена центра Русской равнины на основе детального палинологического изучения разреза Араповичи на средней Десне // Тенденции развития природы в новейшее время. М.: Изд-во МГУ, 1993. С. 102–126.
- Болиховская Н.С. Эволюция лёссово-почвенной формации Северной Евразии. М.: Изд-во МГУ, 1995. 288 с.
- Болиховская Н.С. Опыт типизации плейстоценовой перигляциальной растительности лёссовых областей ледниковой и внеледниковой зон Русской равнины // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1998. № 63. С. 20–32.
- Болиховская Н.С., Кайтамба М.Д., Поротов А.В., Парунин О.Б. К палеогеографии голоцена Черноморского побережья Таманского полуострова: Методические аспекты палинологического анализа и ландшафтно-климатические реконструкции // Методические аспекты палинологии: Материалы X Палинол. конф. ИГиРГИ. М., 2002. С. 23–26.
- Болиховская Н.С., Пашкевич Г.А. Динамика растительности в окрестностях стоянки Молодово I в позднем плейстоцене (по материалам палинологического исследования) // Молодово I: Уникальное мустьерское поселение на среднем Днестре. М.: Наука, 1982. С. 120–145.
- Бурашникова Т.А., Муратова М.В., Суетова И.А. Климатическая модель территории Советского Союза во время голоценового оптимума // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982. С. 245–250.
- Валуева М.Н., Гузман А.А., Заикина Н.Г. и др. Новые данные по древнеозерным отложениям Молого-Шекснинской низины у д. Горелово // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1979. № 49. С. 26–38.
- Величко А.А. Представление об устойчивости, биоразнообразии и георазнообразии в свете динамики ландшафтной зональности // Пути эволюционной географии. М.: ГЕОС, 2002. С. 7–32.
- Величко А.А., Андреев А.А., Климанов В.А. Динамика растительности и климата Северной Евразии в позднеледниковье и голоцене // Короткопериодные и резкие ландшафтно-климатические изменения за последние 15 000 лет. М.: ИГ РАН, 1994. С. 4–6.
- Величко А.А., Гаоздовер М.Д., Григорьев Г.П. и др. Авдеево // Археология и палеогеография позднего палеолита Русской равнины. М.: Наука, 1981. С. 48–56.
- Величко А.А., Кременецкий К.В., Негенданк Й. и др. Позднечетвертичная история растительности Костромского Заволжья по данным палинологического изучения донных осадков Галичского озера // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 2001. № 64. С. 5–21.
- Величко А.А., Морозова Т.Д. Брянская ископаемая почва, ее стратиграфическое значение и природные условия формирования // Лёссы, погребенные почвы и криогенные явления на Русской равнине. М.: Наука, 1972. С. 71–114.
- Величко А.А., Морозова Т.Д. Изменения природной среды в позднем плейстоцене по данным изучения лёссов, криогенных явлений, ископаемых почв и фауны // Палеогеогра-

- фия Европы за последние сто тысяч лет: Атлас-монография. М.: Наука, 1982. С. 115–120.
- Герасимов И.П., Величко А.А.* Комплексные палеогеографические атласы – монографии для антропогена и их прогностическое значение // Четвертичная геология и геоморфология. М.: Наука, 1984. С. 57–67. (27-й МГК. Секц. С. 03: Доклады; Т. 3).
- Гричук В.П.* Растительный покров в позднем плейстоцене // Лёсс-перигляциал-палеолит на территории Средней и Восточной Европы. Paris, 1969. С. 448–458.
- Гричук В.П.* История флоры и растительности Русской равнины в плейстоцене. М.: Наука, 1989. 182 с.
- Гричук В.П.* Растительность позднего плейстоцена: Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130 000 лет // Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии: Поздний плейстоцен – голоцен – элементы прогноза: Атлас-монография. М.: ГЕОС, 2002. Вып. 2: Общая палеогеография. С. 64–88.
- Гричук В.П., Заклинская Е.Д.* Анализ ископаемых пыльцы и спор и использование этих данных в палеогеографии. М.: Географгиз, 1948. 240 с.
- Гричук В.П., Мальгина Е.А., Монозон М.Х.* Палеоботаническая характеристика основных разрезов // Последний ледниковый покров на северо-западе Европейской части. М.: Наука, 1969. С. 71–106.
- Гуртовая Е.Е.* Условия формирования дубновского горизонта на северной окраине Подольской возвышенности // Палинология четвертичного периода. М.: Наука, 1985. С. 147–158.
- Девятова Э.И.* Природная среда позднего плейстоцена и ее влияние на расселение человека в северодвинском бассейне и в Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1982. 155 с.
- Дейвисон М.* Многомерное шкалирование. М.: Финансы и статистика, 1988. 254 с.
- Джикоридзе Р.Н., Гей Н.А., Ауслендер С.Г.* и др. Новые данные о палеогеографии голоцена Балтики // Вестн. ЛГУ. Сер. 7. 1991. Вып. 2, № 14. С. 64–72.
- Елина Г.А., Антипин В.К.* Эндо- и экзогенные сукцессии растительности болот бассейна Онежского озера в голоцене // Ботан. журн. 1992. Т. 77, № 3. С. 16–29.
- Елина Г.А., Арсланов Х.А., Климанов В.А., Усова Л.И.* Растительность и климатохронология голоцена Лавозерской равнины Кольского полуострова (по спорово-пыльцевым диаграммам бургисто-гопяного болота // Там же. 1995. Т. 80, № 3. С. 1–16.
- Жуйкова И.А.* Соотнесение субрецентных поверхностных проб составу растительности Вятско-Камского региона // Методические аспекты палинологии: Материалы X Палинол. конф. ИГиРГИ. М., 2002. С. 82–84.
- Жуйкова И.А., Пахомов М.М., Пустовойтов Е.Е.* Новые данные к палеогеографии голоцена Вятско-Камского Приуралья // Актуальные проблемы палинологии на рубеже третьего тысячелетия. М.: ИГиРГИ, 1999. С. 120–125.
- Загорскис Ф.А., Эберхардс Г.Я., Стелле В.Я., Якубовская И.Я.* Оса – многослойное поселение мезолита и неолита на лубанской низине (Латвийская ССР) // Археология и палеогеография мезолита и неолита Русской равнины. М.: Наука, 1984. С. 55–67.
- Зерницкая В.П., Дайнеко Г.И.* Этапы формирования котловины озера Споранского // Современные рельефообразующие процессы. Минск: Наука и техника, 1986. С. 55–60.
- Зерницкая В.П., Жуховицкая А.Л., Власов Б.П., Курзо Б.В.* Озеро Долгое: (Седиментогенез, стратиграфия донных отложений и этапы развития). Минск, 2001. 82 с.
- Зеров Д.К., Артюшенко А.Т.* История растительности Украины со времени максимального оледенения по данным спорово-пыльцевого анализа // Четвертич. период. 1961. Вып. 13/15. С. 300–322.
- Исаева-Петрова Л.С.* О возможности палинологического исследования черноземных почв // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1979. № 1. С. 80–87.
- Исаева-Петрова Л.С.* История луговой степи Среднерусской возвышенности в голоцене // Палинология четвертичного периода. М.: Наука, 1985. С. 168–183.
- Климанов В.А.* Климат Восточной Европы в климатический оптимум голоцена (по данным палинологии) // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982. С. 251–258.

- Кошечкин Б.И., Адаменко И.В., Арсланов Х.А. и др. Береговые образования голоценовой трансгрессии в Южном Приладожье // Изв. РГО. 1992. Т. 124, вып. 6. С. 541–547.
- Кравцов А.Е., Лозовский В.М., Спиридонова Е.А. Материалы к обоснованию возраста стоянки Черная 1 // Древности Оки. М., 1994. С. 117–132 (Тр. Гос. ист. музея).
- Кременецкий К.В. Природная обстановка голоцена на нижнем Дону и в Калмыкии // Тр. Гос. ист. музея. 1997. Вып. 97. С. 30–45.
- Кременецкий К.И., Беттер Т.Б., Климанов В.А. и др. История растительности и климата Бузулукского бора в позднеледниковье и голоцене и ее палеогеографическое значение // Изв. РАН. Сер. геогр. 1998. № 4. С. 60–73.
- Кременецкий К.В., Вацалова Т.В., Сулержицкий Л.Д. История растительности Хибин в голоцене // Актуальные проблемы палинологии на рубеже третьего тысячелетия. М.: ИГиРГИ, 1999. С. 160–168.
- Кременецкий К.В., Патык-Кара Н.Г., Горячкин С.В. Палиностратиграфия и геохронология голоценовых озерно-болотных отложений Кольского полуострова в голоцене // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6, № 3. С. 87–96.
- Кремер Б.П. Деревья: Местные и завезенные виды Европы. М.: Внешсигма, 1998. 287 с.
- Лаврушин Ю.А., Спиридонова Е.А. Геолого-палеоэкологические события и обстановки позднего плейстоцена в районе палеолитического поселения Сунгирь // Позднепалеолитическое поселение Сунгирь. М.: Научный мир, 1998. С. 189–218.
- Лозе И.А., Лийва А.А., Стелле В.Я. и др. Звезде – многослойное поселение мезолита и неолита на лубанской низине (Латвийская ССР) // Археология и палеогеография мезолита и неолита Русской равнины. М.: Наука, 1984. С. 40–55.
- Малаховский Д.Б., Спиридонова Е.А., Колтукова И.В. и др. Валдайский горизонт // Геоморфология и четвертичные отложения северо-запада Европейской части СССР. М.: Наука, 1969. С. 133–177.
- Маркова А.К., Симакова А.Н., Пузаченко А.Ю. Экосистемы Восточной Европы в эпоху максимального похолодания валдайского оледенения (24–18 тыс. лет назад) по флористическим и териологическим данным // Докл. РАН. 2002. Т. 386, № 5. С. 1–5.
- Маркова А.К., Симакова А.Н., Пузаченко А.Ю. Экосистемы Восточной Европы в эпоху оптимума атлантического потепления голоцена по флористическим и териологическим данным // Там же. 2003. Т. 391, № 4. С. 545–549.
- Маркова А.К., Симакова А.Н., Пузаченко А.Ю., Китаев Л.М. Природа Русской равнины во время брянского потепления (33–24 тыс. лет назад) // Изв. РАН. Сер. геогр. 2002. № 4. С. 45–57.
- Медяник С.Н., Михайлеску К.Д. Палеогеографические этапы развития флоры Молдовы в антропогене. Кишинев: Штиинца, 1992. 132 с.
- Меннер В.В. Биостратиграфические основы сопоставления морских, лагунных и континентальных свит. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 365 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 65).
- Монозон М.Х. Флора маревых в плейстоценовых отложениях европейской территории // Палинология четвертичного периода. М.: Наука, 1985. С. 45–67.
- Нейштадт М.И. Об убежищах широколиственных древесных пород во время валдайского оледенения в низовьях рек южной части Европейской территории СССР // Докл. АН СССР. 1956. Т. 107, № 1. С. 155–157.
- Нейштадт М.И., Крупенина Л.А., Девирц А.Л., Маркова Н.Г. Тесово-Нетьльское болото (Новгородская область) // Палеогеография и геохронология верхнего плейстоцена и голоцена по данным радиоуглеродного метода. М.: Наука, 1965. С. 99–105.
- Нейштадт М.И., Хотинский Н.А., Девирц А.Л., Маркова Н.Г. Осеченское болото (Калининская область) // Палеогеография и геохронология верхнего плейстоцена и голоцена по данным радиоуглеродного метода. М.: Наука, 1965. С. 81–87.
- Нейштадт М.И., Хотинский Н.А., Крайнов Д.А. Растительность и ареалы раннеолитических культур на территории Европейской части СССР в климатическом оптимуме голоцена // Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет: Атлас – монография. М.: Наука, 1982. С. 121–123.

- Немкова Н.К. Стратиграфия поздне- и послеледниковых отложений Предуралья // К истории позднего плейстоцена и голоцена Южного Урала и Предуралья. Уфа, 1978. С. 4–46.
- Никифорова Л.Д. Субрецентные спорово-пыльцевые спектры средней тайги северо-востока Европейской части СССР // Ботан. журн. 1978. Т. 63, № 8. С. 868–885.
- Никонов А.А., Пахомов М.М., Черкинский А.Е., Чичагова О.А. К палеогеографии Керчинского полуострова в голоцене и конце позднего плейстоцена // Докл. РАН. 1993. Т. 328, № 2. С. 221–225.
- Новенко Е.Ю. Реконструкция условий обитания позднеледникового человека бассейна Средней Десны и Оки (по палинологическим данным): Дис. ... канд. геогр. наук. М., 2000. 131 с.
- Олдендерфер М.С., Блэифилд Р.К. Кластерный анализ // Факторный, дискриминантный и кластерный анализ. М.: Финансы и статистика, 1989. С. 139–214.
- Пашкевич Г.А. История растительности Донбасса и Придонецкой равнины в верхнем плейстоцене и антропогене // Палинология плейстоцена и плейстоцена. М.: Наука, 1973. С. 69–73.
- Пашкевич Г.А. Палинологическое исследование разреза стоянки Кормань IV // Многослойная палеолитическая стоянка Кормань IV. М.: Наука, 1977. С. 105–112.
- Пашкевич Г.А. Палинологическая характеристика отложений многослойной стоянки Молодово V // Многослойная палеолитическая стоянка Молодово V: Люди каменного века. М.: Наука, 1987. С. 141–152.
- Плешивецкая Э.С. Палинологическая характеристика опорного разреза осадков бореальной трансгрессии на северо-западе Архангельской области // Палинология плейстоцена. М.: Наука, 1972. С. 104–115.
- Праслов Н.Д., Иванова М.А., Малышева Е.С. и др. Костенки 21 (Гмелинская стоянка) // Археология и палеогеография позднего палеолита Русской равнины. М.: Наука, 1981. С. 6–19.
- Праслов Н.Д., Левковская Г.М., Кулькова Т.Ф. Условия залегания культурного слоя Гмелинской позднеледниковой стоянки в Костенках // Палеоэкология древнего человека. М.: Наука, 1977. С. 84–95.
- Пузаченко А.Ю. Внутриволюционная изменчивость черепа обыкновенного слепыша *Spalax microphthalmus* (Spalacidae, Rodentia): Методика анализа данных, невозрастная изменчивость самцов // Зоол. журн. 2001. Т. 80, вып. 3. С. 1–15.
- Семенов Л.Т., Алешинская З.В., Арсланов Х.А. и др. Опорный разрез верхнего плейстоцена у фабрики “Первое Мая” Дмитровского района Московской области: (Отложения древнего Татищевского озера) // Новые данные по стратиграфии и палеогеографии верхнего плейстоцена и плейстоцена центральных районов Европейской части СССР. М.: Геол. фонд РСФСР, 1981. С. 121–136.
- Семенова Л.Р., Савельева Л.А., Арсланов Х.А. и др. Стратотип голоценовых отложений на Кольском полуострове (г. Апатиты) // Материалы Третьего Всерос. совещ. по изуч. четвертич. периода. Смоленск: Ойкумена, 2002. С. 62–63.
- Серебрянная Т.А. Палеофитологическая характеристика лёссов из разреза у пос. Карачиж в районе г. Брянска // Палинология плейстоцена. М.: Наука, 1972. С. 55–72.
- Серебрянная Т.А. Развитие растительности Среднерусской возвышенности в голоцене: Дис. ... канд. геогр. наук. М., 1978. 190 с.
- Серебрянная Т.А. К голоценовой истории лесов запада Среднерусской возвышенности // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1980. № 50. С. 178–185.
- Серебрянный Л.Р. Динамика покровного оледенения и гляциоэвстазия в позднечетвертичное время. М.: Наука, 1978. 269 с.
- Серебрянный Л.Р., Хропов А.Г. Природные зоны севера России во время климатического оптимума голоцена // Докл. РАН. 1997. Т. 357, № 6. С. 826–827.
- Спиридонова Е.А. Эволюция растительного покрова бассейна Дона в верхнем плейстоцене – голоцене. М.: Наука, 1991. 221 с.

- Спиридонова Е.А.* Палинологическое обследование возраста отложений стратиграфической колонки стоянки Костенки 14 (Маркина гора) // Костенки в контексте палеолита Евразии. СПб., 2002. С. 237–247.
- Спиридонова Е.А., Алешинская А.С., Корневская С.Н., Ростунов В.Л.* Сравнительный анализ природной среды времени существования майкопской культуры в Центральном Предкавказье: (Ставропольский край, Северная Осетия–Алания) // Материалы по изучению историко-культурного наследия Северного Кавказа. М., 2001. Вып. 2: Археология, антропология, палеоклиматология. С. 144–162 (Памятники. ист. мысли).
- Судакова Н.Г., Ренгартен Н.В., Базилевская Л.И.* и др. Надморенная толща: Долина Верхней Оки // Разрезы отложений ледниковых районов центра Русской равнины. М.: Изд-во МГУ, 1977. С. 160–165.
- Сурова Т.Г., Кренке А.Н.* К истории растительности и изменений климата Воронежской области в голоцене // Материалы метеорологических исследований. М., 1992. № 15: Проблемы климата. С. 100–110.
- Федорова Р.В.* Природные ландшафты голоцена и их изменения под влиянием деятельности человека // История биогеоценозов СССР в голоцене. М.: Наука, 1976. С. 132–146.
- Фоломеев Б.А., Глазко М.П., Хотинский Н.Г.* и др. Монастырщина II – неолитическое поселение на Куликовом поле в верховьях Дона // Археология и палеогеография мезолита и неолита Русской равнины. М.: Наука, 1984. С. 120–123.
- Хотинский Н.Г.* Голоцен Северной Евразии. М.: Наука, 1977. 198 с.
- Хотинский Н.Г.* Голоценовые хроносрезы: Дискуссионные проблемы палеогеографии голоцена // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука., 1982. С. 142–147.
- Хотинский Н.Г., Безусов Л.Г., Черкинский А.Е.* Изменение растительности центральных и западных районов Русской равнины // Палеогеографическая основа современных ландшафтов. М.: Наука, 1994. С. 111–118.
- Хотинский Н.А., Климанов В.А.* Растительность голоцена: Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130 000 лет // Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии: Поздний плейстоцен – голоцен – элементы прогноза: Атлас-монография. М.: ГЕОС, 2002. Вып. 2: Общая палеогеография. С. 89–104.
- Хотинский Н.А., Серебрянная Т.А.* Карта 7. Голоцен. Атлантический период (~5500 л.н.). Растительность // Там же. 2002. Вып. 2: Общая палеогеография. С. 26.
- Чеботарева Н.С., Макарычева И.А.* Последнее оледенение Европы и его геохронология. М.: Наука, 1974. 254 с.
- Чеботарева Н.С., Мальгина Е.А.* Об абсолютном возрасте некоторых верхнеплейстоценовых межстадиалов // Палеогеография и геохронология верхнего плейстоцена и голоцена (по данным радиоуглеродного метода). М.: Наука, 1965. С. 27–37.
- Чичагова О.А.* Радиоуглеродный возраст гумуса палеопочв и некоторые проблемы палеогеографии и геоэкологии // Почвоведение. 1992. № 12. С. 44–52.
- Чупина Л.Н.* Спорово-пыльцевые спектры современных отложений Восточного Казахстана // Вопросы географии Казахстана. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1970. Вып. 15. С. 139–150.
- Шаландина В.Т.* Субфоссиальные спорово-пыльцевые спектры хвойных лесов Марийской АССР // Ботан. журн. 1985. Т. 71, № 2. С. 215–222.
- Chichagova O.A., Cherkinsky A.E.* Problems in radiocarbon dating of soils // Radiocarbon. 1993. Vol. 35, N 3. P. 351–362.
- Frenzel B.* Climates during Inland ice formation // Atlas of paleoclimates and paleoenvironments of the Northern Hemisphere (Late Pleistocene – Holocene / Ed. B. Frenzel et al. Budapest; Stuttgart, 1992. P. 97–100.
- Gerasimenko N.* Late Pleistocene vegetation history of Kabazi II // The Middle Paleolithic of Western Crimea. Eraul, 1987. Vol. 2. P. 115–143.
- Gojik P., Matviishina Zh., Gerasimenko N.* et al. Quaternary stratigraphy // The Ukraine Quaternary explored: the Middle and Upper Pleistocene of the Middle Dnieper Areas and its importance for East-West European correlation: Excursion guide. Kiev, 2001. P. 8–12.

- Kaufman L., Rousseeuw P.J.* Finding groups in data. New York: Wiley, 1990. 490 p.
- Markova A.K., Simakova A.N., Puzachenko A.Yu., Kitaev L.M.* Environments of the Russian Plain during the Middle Valdai Briansk Interstade (33,000–24,000 yr B.P.) indicated by fossil mammals and plants // *Quaternary Res.* 2002. Vol. 57, N 3. P. 391–400.
- Shepard B.N.* The analysis of proximities: Multidimensional scaling with unknown distance function // *Psychometrika.* 1962. Vol. 27, N 2. P. 125–140.
- Simakova A.N., Kozharinov A.V.* Paleoareal dynamics of the plant indicator species at the territories of the Eastern Europe during the Late-Valdai time // Late Pleistocene distribution and diversity of mammals in Northern Eurasia: (PALEOFAUNA database). Roma, 1995. P. 45–47 (*Paleontol. and Evol.*; Vol. 28/29).
- Zelikson E.M.* On the palynological characteristic of Late Valdai loesses in the centre of Russian Plain // *Ann. Univ. M. Curie-Skladowska.* 1986. Vol. 41, N 8B. P. 137–148.



**ЧАСТЬ ПЯТАЯ**  
**ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ,**  
**ЭВСТАТИЧЕСКИЕ**  
**КОЛЕБАНИЯ**  
**И**  
**ИЗОТОПНЫЕ**  
**МЕТОДЫ**

**В.И. Виноградов**

**Отражение глобальных изменений природной среды  
в изотопных характеристиках осадочных пород**

**М.П. Антипов, Е.Е. Бобылова, И.Е. Варшавская**

**Роль секвенной стратиграфии  
в решении вопросов палеогеографии**

**ОТРАЖЕНИЕ ГЛОБАЛЬНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ  
ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ  
В ИЗОТОПНЫХ ХАРАКТЕРИСТИКАХ  
ОСАДОЧНЫХ ПОРОД**

В статье дается краткий обзор возможностей применения изотопных методов в области палеогеографических и палеоэкологических исследований. Рассматриваются изотопные системы Sr, S, C и O, которые наиболее широко используются в мировой практике при восстановлении биологических и геохимических обстановок прошлого. Характер этих обстановок иногда непосредственно фиксируется в изотопных сигналах, особенно в молодых мезозойско-кайнозойских отложениях. Но даже в них, а тем более в древних палеозойских и в докембрийских породах изотопные соотношения элементов изменяются в ходе эпигенетических преобразований. Вторичным изменениям наиболее подвержен изотопный состав кислорода. Главной причиной его смещения при эпигенезе оказывается взаимодействие карбонатных пород с водами поверхностного происхождения, которые обогащены легким изотопом  $^{16}\text{O}$ . Величина смещения зависит от соотношения вода–порода и от температуры. Прогнозировать влияние воды иного происхождения затруднительно. Основная причина смещения изотопного состава углерода в карбонатах – влияние угольной кислоты органического происхождения. Последняя возникает в частности при окислении органического вещества сульфатами. При этом оставшийся сульфат обогащается изотопом  $^{34}\text{S}$ , и первичный изотопный состав серы сульфатных пород искажается. Наиболее приближенным к исходному сохраняется стронциевый изотопный сигнал, при условии, что учитываются самые низкие отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  из числа измеренных. Корреляционное значение вторичных изменений сохраняется, и, кроме того, они могут заключать в себе информацию о первичном составе пород и о глобальных условиях седиментации и этапов активизации геохимических преобразований пород осадочной оболочки.

**V.I. Vinogradov**

**ADVANTAGES AND LIMITATIONS  
OF THE ISOTOPIC METHODS  
IN RECONSTRUCTING SEDIMENTATIONAL ENVIRONMENTS**

The brief review of application the isotope methods in to paleogeographic and paleoecological researches is given in this article. Isotope systems Sr, S, C and O which are most widely used in world practice to find out the biological and geochemical conditions of the past are considered. Character of these conditions sometimes is directly fixed in isotope signals especially in young mezo-cenozoic sediments. But even in them and furthermore in ancient paleozoic and in precambrian rocks isotope ratios of elements change during secondary, epygenetic transformations. The isotope composition of oxygen is most sensitive to secondary changes. The main reason of its displacement in carbonate rocks appears in their interaction with waters of a superficial origin, enriched by lighter isotope  $^{16}\text{O}$ . The size of displacement depends on the water – rock ratio and temperature. The influence of other origin water is inconvenient. A principal cause of carbon isotope composition disturbance is influence of organic origin  $\text{CO}_2$ , with arises in particular during oxidation of organic substance by sulfates. Thus is generated sulfate,

enriched by heavier isotope  $^{34}\text{S}$ , and the initial isotope structure of sulphatic beds is deformed. The best approach to initial value is kept by strontium isotope signal if to be guided by lowest of measured ratios  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . Correlation significance of epygenetic changes is kept, and besides they may comprise the information about initial composition of rocks and about global conditions sedimentology and stages of rocks geochemical transformations.

Три революции в науках о Земле – появление плейттектоники, подъем в области планетологии и знаний об окружающей среде – наряду с различиями имеют много общего. Будучи тесно связанными во времени, они активно взаимодействуют друг с другом, и эволюция в одной из этих областей активно и положительно влияет на другие и ведет, вероятно, к новой высшей форме глобальной парадигмы

*Allegre, Courtillot, 1999, p. 1917*

## ВВЕДЕНИЕ

Изучение экологических обстановок прошлого, изменений климата, состава атмосферы и океана, масштабов взаимодействия живой и неживой природы и тому подобных процессов оказывается в фокусе научных интересов многих смежных специальностей и в первую очередь специальностей геологического профиля. Приоритет среди них принадлежит биостратиграфам и литологам, поскольку биосфера с ее живым и косным веществом наиболее чутко отражает все события геологического прошлого. Реакция проявляется прежде всего в определенной эволюции живого и в химическом – элементном, микрохимическом, изотопном – составе организма, костном или раковинном. Так или иначе, все эти знания черпаются из материала осадочных пород, которые и сами по себе содержат признаки палеоэкологических обстановок. Поэтому литологические и литолого-геохимические исследования служат также источником информации о развитии внешних геосфер Земли. Адекватная, правдоподобная картина прошлого может быть получена только коллективными усилиями специалистов разного профиля. Но мы знаем, как трудно бывает это реализовать. Трудности связаны и с субъективными причинами, и в частности с отсутствием должного лидерства, и с объективными обстоятельствами, среди которых не последнюю роль играет финансирование. Это особенно относится к разного рода геохимическим исследованиям, которые требуют дорогостоящих аналитических работ. Вместе с тем, именно геохимические исследования на современном уровне развития экспериментальной техники дают новый мощный импульс традиционным стратиграфическим работам наблюдательного плана.

Будучи в студенчестве учеником В.В. Меннера, общаясь с ним уже в пределах ГИНа и проникаясь духом исследовательской обстановки, которую Владимир Васильевич создавал, я охотно откликнулся на предложение Ю.Б. Гладенкова быть участником этого сборника, хотя по своей специализации только частично соприкасаюсь с его ведущей темой.

Цель предлагаемой статьи – познакомить читателя с основными идеями использования изотопных исследований проблемы глобальных изменений среды и событийной стратиграфии. Количество исследований в этой области огромно и продолжает лавинообразно нарастать. Сама проблема столь же интересна, сколь и сложна из-за своей многофакторности. К положительным результатам может привести только комплексный подход, при котором учитываются по возможности все многообразные факторы, влияющие на среду обитания биосферной оболочки и ее взаимосвязи с окружением. Но всякое комплексное исследование многофакторных процессов таит в себе опасность, связанную с естественным желанием согласовать результаты различных направлений работ, и не всегда удается избежать субъективных представлений и разделить желаемое и действительное.

В обзоре делается попытка рассмотреть с позиций изотопной геохимии принципиальные возможности изотопных методов и ограничения при использовании их в области событийной стратиграфии. Можно выделить несколько задач, которые ставятся перед изотопными исследованиями.

Главная из них – установить, отражает ли полученный изотопный сигнал в конкретном разрезе некоторое событие местного, регионального или планетарного плана. Для этого требуется воспроизведение результата на множестве других разрезов, и здесь на первый план выступает проблема их корреляции. Наверное, для этого нужно опираться на какой-то признак, который следует признать основным, ибо комплекс неопределенных признаков определенного решения дать не может. Здесь как раз очень легко принять желаемое за действительное.

Другая задача состоит в выяснении причины появления изотопного сигнала. В рамках изотопной геохимии набор таких причин довольно ограничен, и именно в этом заключается сильная сторона изотопных методов. В общем, абстрагированном виде она обычно решается просто.

Наконец, третья задача, столь же или даже более сложная, чем первая, состоит в переходе от абстрактного решения к конкретизации условий появления изотопного сигнала на определенном уровне стратиграфической шкалы. Особое место занимает еще одна прикладного характера математическая задача – извлечение полезной составляющей из казалось бы хаотического распределения результатов измерений.

Разумеется, что чем далее мы уходим вниз по шкале времени, тем сложнее решаются задачи изотопно-событийной стратиграфии.

Прекрасным примером комплексного подхода к изучению проблемы глобальных изменений является программа Канадского института передовых исследований (Advanced Research). Результаты первого этапа работ по программе (1993–1998 г.) опубликованы в специальном выпуске *Chemical Geology*. 1999. Vol. 161, N 1/4. Намечен и, надо полагать, выполнен этим же коллективом следующий этап исследований 1999–2004 г. Комплексность, в частности, состоит в применении для одних и тех же объектов изотопных исследований разных элементов, что существенно повышает информационность результатов. Тем не менее, в соответствии с задачей этой статьи ниже ведется поэлементное рассмотрение материалов.

Сделанные комментарии к рассматриваемым ниже публикациям конечно имеют субъективную окраску. Весь мой довольно большой опыт работы по осадочным породам говорит о весьма существенной роли процессов их вторичных преобразований. Эти преобразования приводят к изменениям и химического и изотопного состава слагающих их минеральных компонентов, и опасность недооценки роли эпигенетических изменений, может быть преувеличенная опасность, в дальнейшем многократно подчеркивается. Естественно, нет никакой возможности охватить все опубликованные материалы по проблеме палеогеографии и палеоэкологии даже только в области изотопной геохимии. Используемый довольно подробный перечень литературы позволит читателю выйти на первоисточники и самому оценить значимость излагаемых там результатов.

### ИЗОТОПНАЯ ГЕОХРОНОЛОГИЯ

Некоторые положения, которые относятся к данному разделу, рассмотрены в другой публикации [Виноградов, 2001]. Поэтому здесь мы остановимся только на одном вопросе – степени достоверности шкалы изотопного возраста. Совмещение биостратиграфической и изотопной (абсолютного возраста) шкал геологического времени является одной из важнейших задач геологии, и уже выполненные к настоящему времени исследования и полученные результаты служат предметом заслуженной гордости человеческой мысли. Между тем, в сопоставлении двух шкал скрыт ряд противоречий. Одно из них состоит в различии требуемой точности определения времени в биостратиграфии и возможностей геохронологии.

Относительная точность биостратиграфического расчленения мезозойско-кайнозойских отложений достигает сейчас сотен тысяч лет. Ни один из методов изотопной геохронологии такой точности обеспечить не может. В лучшем случае она составляет несколько миллионов лет. Кстати, реально ее оценить довольно трудно. Обычно даваемые оценки основаны только на допустимых лабораторных ошибках. В то же время, главный источник погрешности заключен в анализируемом материале. Сюда включаются и возможные неточности стратиграфической привязки образца, и несоответствие определяемого по нему возраста времени осадконакопления и только в последнюю очередь – экспериментальные ошибки. Собственно, убеждение в том, что рассчитанный по результатам измерений возраст отражает некоторое реальное событие в жизни породы, должно основываться именно на самих результатах измерений. При этом измеренный возраст может оказаться и старше и моложе стратиграфического. Как правило, при работе с материалом самих осадочных пород он оказывается «омоложенным», фиксирующим некоторое или даже некоторые события постседиментационных изменений. В этом смысле изотопную геохронологию следует тоже относить к разряду событийно-стратиграфических методов. Я полагаю, что цирконометрия тоже не является здесь исключением.

Событийный характер изотопно-геохронологических, равно как и других изотопных методов в стратиграфии, особенно ярко проявляется при изучении докембрийских осадочных пород, к которым, к сожалению, плохо применимы и собственно стратиграфические, т.е. биостратиграфические

методы. Сказанное вовсе не умаляет важности и значения тех и других. Просто нужно отдавать себе отчет в их низкой разрешающей способности по сравнению с применением к фанерозойским отложениям.

Тем не менее, даже для фанерозойского времени изотопно-геохронологические шкалы приводятся обычно с неоправданно завышенной точностью. Для иллюстрации возьмем одну из наиболее «благополучных» шкал – юрского времени. В 1989 г. в капитальной работе [Harland et al., 1990] по шкале геологического времени даны оценки возраста границ юрских веков. Благополучной эта шкала считается потому, что в ее основу положено большое число измерений с использованием различных методов и анализируемого материала. Конкретные результаты измерений, которые учитывались при вычислении возраста рубежей, показаны на рис. 1 горизонтальными штрихами и объединяющими их для образцов соответствующего века вертикальными линиями. Цифры шкалы выражены с поразительной точностью, которую трудно соразмерить с исходным цифровым материалом. В рассматриваемой работе приводится метод обработки первичного материала и оговорены те препятствия, которые приходится преодолевать при окончательном составлении шкалы. Результаты этой гигантской и очень нужной работы не могут не вызывать восхищение. И все же, несмотря на определенность полученных цифр, остаются сомнения в правильности оценки их значимости. Ни одна из исходных цифр не определена с более высокой точностью, чем несколько процентов. Обычно она оценивается в 2–4% и более и зависит, как уже говорилось, не от лабораторного эксперимента, а от того, что специалисты в области изотопного датирования называют «природным шумом». Никакие методы статистической обработки не могут эти ошибки снять, и, следовательно, каждой вычисленной цифре на шкале должна быть приписана ошибка, и для пользы дела ее лучше не занижать. Всякая публикуемая шкала есть просто предложение на некоторое соглашение, принятие которого удобно в одних случаях и неудобно или даже вредно в других.

Для сравнения на том же рис. 1 показана шкала, скорректированная А.Г. Рублевым [2000] с учетом последних публикаций в области изотопного датирования. Сделав на профессиональном уровне выборку опубликованных результатов, А.Г. Рублев пришел к выводу, что шкала юрского времени за последние 10 лет практически не изменилась. И он, видимо, совершенно прав, поскольку с профессиональной точки зрения изменение возраста нижней границы юрской системы на 8 млн лет действительно не очень существенно.

Иное положение с нижней границей кембрия, которая вне зависимости от дискуссии, где ее проводить, изменилась со времени публикации шкалы 1989 г. [Harland et al., 1990] почти на 30 млн лет. Детально этот вопрос проанализирован недавно в работе М.А. Семихатова [2000]. Основанием для такого пересмотра явились определения, выполненные по цирконам из вулканических отложений. Развитие лабораторной техники открыло возможность работать с единичными зернами циркона. Циркон по праву считается одним из наиболее устойчивых минералов и, следовательно, может дать наиболее представительные результаты. Очень может быть, что основанное на цирконометрии снижение возраста границы венд–кембрий оправдано. Но все же сегодня его нельзя принять безоговорочно, и на это есть несколько причин. Часть из них была изложена В.В. Хоментовским [2000].

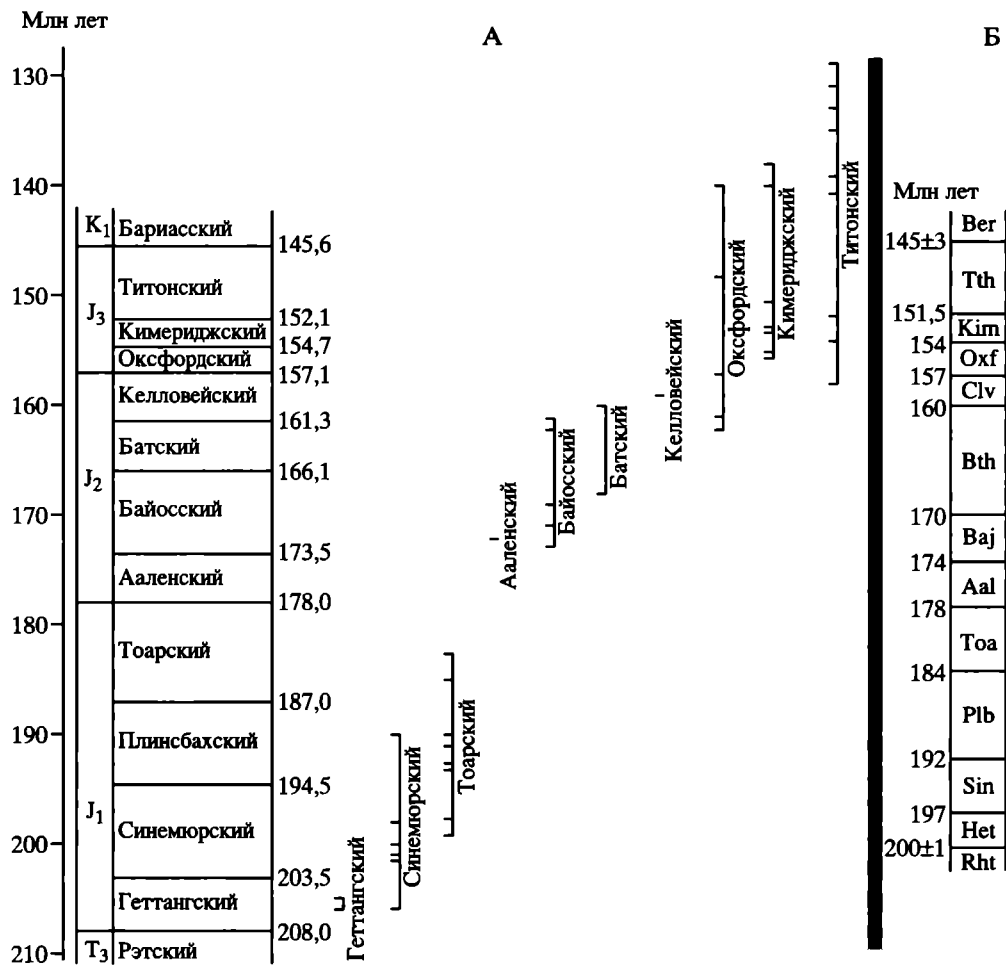


Рис. 1. Шкала юрского времени в абсолютных единицах, млн лет

На А – горизонтальные штрихи и объединяющие их вертикальные линии – результаты конкретных измерений, которые легли в основу шкалы В.Б. Харланда [Harland et al., 1990]. Б – юрская шкала А.Г. Рублева [2000]

Нужно учесть еще, что высокая устойчивость циркона оказывается понятием довольно относительным. Практически вся уран–свинцовая геохронометрия, и в том числе цирконометрия, основана на учете потерь радиогенных изотопов свинца. Никаких сомнений в самом факте таких потерь нет. Предложены модели их учета при расчете возраста (см.: [Фор, 1989]), но и они справедливы только в рамках постулируемых условий. Считается, например, что свинец, который теряется цирконом, имеет тот же изотопный состав, что и остающийся в минерале. Это заведомо не так, и тому есть физические обоснования. Потери цирконом свинца связаны не только с условиями высокотемпературного воздействия на минерал, но происходят и при простом выветривании. Есть даже указания на аутигенное образование цир-



кона. Экспериментально показано, что сравнительно низкотемпературная (175 °С) обработка слегка митамиктных зерен циркона раствором хлористого кальция и соляной кислоты приводит к частичной потере ими не только свинца, но также урана и тория [Geisler et al., 2002].

Важно учесть еще, что вулканогенно-осадочные породы наиболее легко подвергаются эпигенетическим изменениям и практически не сохраняют свой первичный состав. Находящиеся в них мелкие вулканического происхождения цирконы тоже могут быть изменены скорее, чем в других породах осадочного разреза. Так, например, цирконы из пеплового прослоя верхневендских отложений Зимнего берега (Белое море) располагаются в U–Pb координатах на дискордии [Martin et al., 2000]. Это означает, что они заведомо испытали нарушение уран-свинцовой системы вероятнее всего за счет потери радиогенного свинца и, может быть, урана. Естественно, никаким серьезным высокотемпературным воздействиям эти цирконы за время своего существования в платформенных осадках не подвергались. Их U–Pb системы нарушились в ходе обычных для платформенных осадков постседиментационных изменений при взаимодействии вода–порода. Поэтому потенциальное искажение изотопного возраста циркона кажется вполне вероятным особенно в пепловых прослоях (см. также: [Mundil et al., 2001]).

Другая важная причина состоит в следующем. Принятое ранее значение возраста нижней границы кембрия было обосновано большим количеством K–Ar и Rb–Sr измерений. Значительная их часть выполнена по глаукониту, который обычно дает «омоложенный» возраст. Сегодня сбрасывать все эти измерения со счета только потому, что они были выполнены много лет тому назад, вряд ли оправдано. Для этого нужны убедительные основания, которые никем не были приведены, главным образом в связи с верой в непогрешимость цирконовых цифр. Нам представляется, что эта проблема настолько серьезна и в стратиграфическом и в геохронологическом смысле, что заслуживает специальных исследований, и пока они не будут выполнены, окончательное решение о смещении возраста границы венд–кембрий принимать не следует. Существующие различия в стратиграфическом положении границы венд–кембрий в абсолютном летосчислении малы, и не выходят за реальные пределы разрешения метода.

И все же в недрах самих изотопно-геохронологических методов существуют приемы и способы оценить факт несоответствия измеренного изотопного возраста стратиграфическому. Они требуют обычно проведения большого комплекса изотопных измерений и по своему уровню относятся к разряду серьезных научных исследований.

## ИЗОТОПНАЯ СОБЫТИЙНАЯ СТРАТИГРАФИЯ

В базовой основе других изотопных методов время вообще отсутствует. Смещение изотопного состава изучаемой системы элементов происходит под влиянием процессов, которые могут иметь общий глобальный характер или местный, частный. Различить их между собой не всегда возможно. Поэтому использованию их для целей стратиграфической корреляции должен предшествовать огромный объем работ, основанный на изучении четко

идентифицированных разрезов. Для фанерозоя эти работы в значительной степени уже выполнены. Одно из последних обобщений их дано в работе под руководством Дж. Вейзера [Veizer et al., 1999]. Детально обобщены также данные по неопротерозойской изотопной стратиграфии [Walter et al., 2000]. Знакомство с этими двумя работами даст читателю полное представление о возможностях и ограничениях использования изотопных методов в целях стратиграфической корреляции. В предлагаемой статье кратко рассматриваются только некоторые стороны этой сложной проблемы.

**Изотопный состав стронция.** В воде фанерозойских морей отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  периодически менялось в интервале 0,707–0,709. Определяется оно главным образом по карбонатному и отчасти фосфатному материалу. Известно, что карбонаты легко подвергаются постседиментационной перекристаллизации, в ходе которой изотопный состав стронция может измениться. Как правило, это изменение идет в сторону повышения изотопного отношения за счет добавок радиогенного стронция ( $^{87}\text{Sr}$ ) из окружающих терригенных пород. Чтобы по возможности избежать такого заражения, ведется специальный подбор образцов. Наилучшим материалом оказываются карбонатные панцири брахиопод, белемнитов, фораминифер и фосфатный материал конодонт, которые имеют высокие концентрации стронция. Но даже и в этих случаях не удается избежать шума, вызванного теми или иными причинами искажения исходного сигнала. Тем не менее, целый ряд шкал изменения отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в воде фанерозойских морей, построенных разными авторами в разное время, оказываются очень сходными.

В одной из последних работ, уже упомянутой выше [Veizer et al., 1999], суммированы данные более чем 3000 определений. Выделены наиболее перспективные в стратиграфическом отношении участки результирующей кривой. Они приходятся на верхний кембрий – ордовик – силур, ранний–средний девон, ранний карбон, пермь – ранний триас, юру и кайнозой. Наибольшее разрешение позволяет получить участок кривой последних ~40 млн лет. За это время изотопное отношение стронция монотонно изменяется от 0,7077 до 0,7090, т.е. на 0,0013. Учитывая точность измерительной методики (до 0,00001), разрешение при благоприятных условиях в смысле доступного материала может быть доведено до 300–400 тыс. лет. Реально, видимо, такая точность недостижима. Специальное исследование разреза океанических красных глин по стронцию в фосфатном материале зубов акул позволило получить в интервале 25 млн лет разрешение от 1 до 3 млн лет [Gleason et al., 2002]. На мезозойском и более древних участках кривой реально достижимое разрешение значительно хуже. Все же ряд конкретных задач событийно-стратиграфического плана с ее помощью решается. Но главная ценность кривой заключается в хорошей воспроизводимости характера вариаций изотопного состава стронция во времени на всех континентах. Это свидетельствует, что кривая отражает глобальные, прежде всего тектонические, события и ее фанерозойская часть может служить репером при интерпретации вариаций во времени изотопных соотношений других элементов.

Детальная математическая обработка огромного массива данных [Prokorph, Veizer, 1999] позволила выделить на эволюционной кривой изотоп-

ных отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в фанерозойских морях шесть переломных моментов, которые приходятся на 500, 340, 288, 210, 65 и 28 млн лет. Соответственно, фанерозойское время может быть разделено по изотопному составу стронция морской воды на следующие периоды: кембрий, ордовик – ранний карбон, пермь–триас, юра–мел, палеоген и неоген–квартер [Prokoph, Veizer, 1999]. Кроме того, выявляется невидимая на глаз цикличность в характере кривой и, следовательно, событий, которые она отражает. Наиболее отчетливо проявляется цикл в 94 млн лет. Этот интригующий вывод еще нуждается в своем подтверждении и объяснении возможных причин этой цикличности.

В последнее время были опубликованы результаты детальных исследований изотопных отношений стронция на стратиграфических рубежах с наибольшими градиентами изменения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ : на границе кембрия и ордовика [Denison et al., 1998; Ebneth et al., 2001], среднего–верхнего ордовика [Shields et al., 2003], перми и триаса [Korte et al., 2003; Denison, Koepnick, 1995], ранней юры [Jones et al., 1994] и др. Они демонстрируют весьма важную роль подобных исследований в области «событийной стратиграфии».

Реперный, эталонный характер кривой изотопного состава стронция поддерживается тем, что главная причина изменения состава стронция в океанической и морской воде установлена с большой достоверностью. Существует только два основных поставщика стронция в океаническую воду. Один из них – речной сток континентального стронция с высоким отношением  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  около 0,712, другой – стронций океанических базальтов с низким отношением  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  около 0,703. От соотношения доли каждого из этих поставщиков зависит изотопный состав океанического стронция в каждый момент геологического времени. Причины изменений во времени влияния обоих резервуаров на изотопный состав стронция океанической воды легко понимаемы. В периоды тектонической активизации и возрастания интенсивности континентального стока должно возрасть и отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в океанической воде. В периоды усиления процессов спрединга и вулканизма увеличивается поступление стронция из пород океанической коры и, соответственно, снижение величины этого отношения.

Реальная картина взаимодействия резервуаров в круговороте стронция сложна, и попытки его балансового расчета на базе имеющихся данных пока не приводят к успеху [Davis et al., 2003]. Тем более не всегда легко интерпретируются наблюдаемые вариации изотопного состава стронция в древних осадочных бассейнах. Но, повторим, что в любом случае они связаны с событиями глобального масштаба. В частности, резкий подъем изотопного отношения стронция океанической воды за последние 40 млн лет связывается с активными горообразовательными процессами альпийского тектогенеза и повышенным континентальным стоком [Richter et al., 1992]. Считается, что кроме усиления денудации горообразовательные процессы приводят к изменению климата и условий химического выветривания, что тоже влияет на изотопный состав сносимого реками стронция. Яркий пример этому дало изучение кернового материала в приантарктических частях Атлантического и Индийского океанов вблизи эоцен-олигоценного перехода – одном из важных эпизодов смены климата

[Zachos et al., 1999]. Нужно учитывать только, что демонстрируется связь отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  с климатом, но не климата с горообразованием.

Значительно сложнее обстоит дело с докембрийской историей. Здесь эволюционная кривая изотопных отношений стронция может быть построена только в самом обобщенном виде, хотя попытки ее детализировать постоянно продолжаются. Две основные трудности мешают ее построению. Одна из них связана с задачей определения возраста (изотопного или стратиграфического) исследуемых горизонтов, которая для докембрийских отложений оказывается несоизмеримо более сложной, чем для фанерозойских. Другая трудность заключается во влиянии на изотопный состав стронция вторичных, эпигенетических изменений пород, которым, опять-таки, докембрийские отложения подвергались в значительно большей степени, чем фанерозойские. Часто вторичные изменения приводят не только к смещению изотопных отношений стронция в карбонатах, но и целиком перестраивают изотопные часы, нарушая их ход или устанавливая на новый отсчет времени.

В качестве одного из примеров можно привести данные по каратавской серии Южного Урала, которая стратиграфически относится к позднему рифею. Детальное изучение карбонатных пород каратавской серии обнаружило очень низкие изотопные отношения стронция (до 0,7053) [Кузнецов, Семихатов и др., 2003]. Это позволило авторам растянуть во времени так называемое «мантйное событие», зафиксированное ранее [Veizer et al., 1983] на уровне около 900 млн лет, и построить обобщенную весьма подробную «стандартную» кривую изменения во времени отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  океанической воды в интервале 1000–600 млн лет. Однако никакой уверенности в том, что принимаемый авторами изотопный возраст пород каратавской серии близок к возрасту накопления осадков нет. Более вероятно, что он «омоложен» под влиянием эпигенетических процессов, пик которых приходится примерно на 800 млн лет [Виноградов и др., 2001]. Некоторые детали этих проблем можно найти в других работах автора и в приведенной там библиографии [Виноградов, 2001, 2003].

**Изотопный состав углерода.** В геохимическом отношении углерод относится к числу циклических элементов. Его атомы находятся в постоянном круговороте в пределах верхних оболочек Земли – атмосфере, гидросфере и литосфере. В ходе этого круговорота происходит разделение изотопов углерода, и отдельные его формы, или геохимические резервуары, характеризуются своим изотопным составом.

Изотопный состав углерода, как и других стабильных элементов, принято выражать в относительных единицах  $\delta^{13}\text{C}\%$  ( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^{34}\text{S}$  и т.п.). Они показывают, на сколько промилей<sup>1</sup> (тысячных долей) содержание тяжелого изотопа в образце больше или меньше, чем в принимаемом эталоне. Выбор эталона определяется простым соглашением. Так, в качестве эталона изотопного состава углерода (и кислорода) Г. Крейгом был предложен белемнит из меловых отложений формации Пи-Ди – эталон PDB. В нем значение  $\delta^{13}\text{C}$  принято равным нулю. Положительные или отрицательные величины

<sup>1</sup> Это слово используется здесь как склоняемое существительное женского рода по аналогии с существительным мужского рода – процент.

Сопоставление значений  $\delta^{18}\text{O}$  в шкалах PDB и SMOW

PDB	SMOW	PDB	SMOW	PDB	SMOW
-19	11,3	-11	19,5	-3	27,8
-18	12,3	-10	20,6	-2	28,8
-17	13,3	-9	21,6	-1	29,8
-16	14,4	-8	22,6	0	30,9
-15	15,4	-7	23,6	1	31,9
-14	16,4	-6	24,7	2	32,9
-13	17,5	-5	25,7	3	34,0
-12	18,5	-4	26,7	4	35,0

$\delta^{13}\text{C}$  означают «утяжеление» или «облегчение» образца по отношению к эталону. Нужно сказать, что к настоящему времени все вещество исходного эталона уже израсходовано, и подготовлены и используются в практической работе стандартные образцы карбонатов, откалиброванные по эталону PDB. Для кислорода используется также, особенно для некарбонатных пород, эталон SMOW – средний состав океанической воды. Измеренные данные легко пересчитываются по отношению к любому из этих эталонов –  $\delta^{18}\text{O}_{(\text{SMOW})} = 1,03086 \delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})} + 30,86$  (таблица).

Автору приходилось видеть некоторые трудности в восприятии этих цифр и пересчетов коллегами смежных специальностей. Позволю себе дать совет воспринимать их просто как ряд цифр, которые располагаются в некоторой условной шкале, как воспринимаются привычные шкалы температуры, длины и т.п.

Механизмы изотопного фракционирования углерода рассмотрены во многих работах и, в частности, в исследованиях Э.М. Галимова [1968, 1973]. В виде кратких обобщений они описаны многими авторами, например: [Дегенс, 1967; Хёвс, 1983; Кулешов, 1986]. Обсуждать их здесь нет необходимости. Важно сказать только, что основная масса земного углерода образует два главных по объему вещества геохимических резервуара. Один из них представлен карбонатными породами, другой – разными формами органического вещества.

Основной ступенью изотопного разделения оказывается фотосинтез, при котором органическое вещество обогащается легким изотопом углерода. Средние значения  $\delta^{13}\text{C}$  органического вещества лежат в пределах  $-20\text{--} -30\text{‰}$ . Углерод большей части осадочных карбонатов имеет значения  $\delta^{13}\text{C}$  около  $0\pm 2\text{‰}$ . Связь между резервуарами осуществляется через атмосферную углекислоту и ее растворенные в океанической воде формы. Изменения в соотношениях объемов двух основных резервуаров отразятся на изотопном составе углерода в каждом из них, что собственно и представляет интерес в рамках событийной стратиграфии. Время пребывания  $\text{CO}_2$  в атмосфере и океане измеряется несколькими сотнями или тысячами лет [Дегенс, 1967], т.е. его круговорот и обновление происходят очень быстро. Поэтому изменения в изотопном составе осадочной оболочки могут отражать события глобального значения [Kump, Arthur, 1999].

Очевидно, что более надежным индикатором этих изменений является карбонатный резервуар. Органический углерод очень подвижен в осадочной обо-

лочке, и его сингенетичность вмещающей породе не всегда доказуема. Кроме того, исходное органическое вещество в зависимости от его типа, происхождения и многочисленных преобразований на стадиях переноса и раннего диагенеза имеет довольно большой разброс изотопных отношений углерода. На этом фоне трудно доказательно установить признаки, связанные с изменениями в объемах основных резервуаров. Поэтому при балансовых расчетах используются обычно данные по изотопному составу углерода суммарного органического вещества, заключенного в породе. Вопрос о его сингенетичности осадкам иногда даже не рассматривается [Hayes et al., 1999]. Исходный карбонатный материал более однороден по своему изотопному составу в пределах осадочного бассейна или даже планеты в целом. Поэтому, опираясь на него, можно с большей уверенностью интерпретировать обнаруженные изотопные вариации в связи с событиями регионального или планетарного масштабов.

Наиболее детальная картина глобальных изменений изотопного состава углерода установлена для кайнозоя – верхов мезозоя, чему в особенности способствовали данные глубоководного бурения. Показана связь циклических колебаний  $\delta^{13}\text{C}$  карбонатного углерода (бентосные фораминиферы) с климатическими изменениями [Wallmann, 2001; Zachos et al., 2001]. Особенно наглядно отрицательный пик значений  $\delta^{13}\text{C}$  зафиксирован на уровне палеоцен-эоценового термального максимума (около 55 млн лет). Вместе с тем, высказано предположение, что появление этого и, вероятно, многих других отрицательных пиков углерода связано с режимом газогидратной, метановой, оболочки, емкость которой достаточна для смещения изотопного равновесия углерода земных экзосфер [Dickens, 2003]. В свою очередь, увеличение или сокращение газогидратного резервуара углерода в масштабах планеты может быть связано с целым рядом причин и в том числе с изменениями климата.

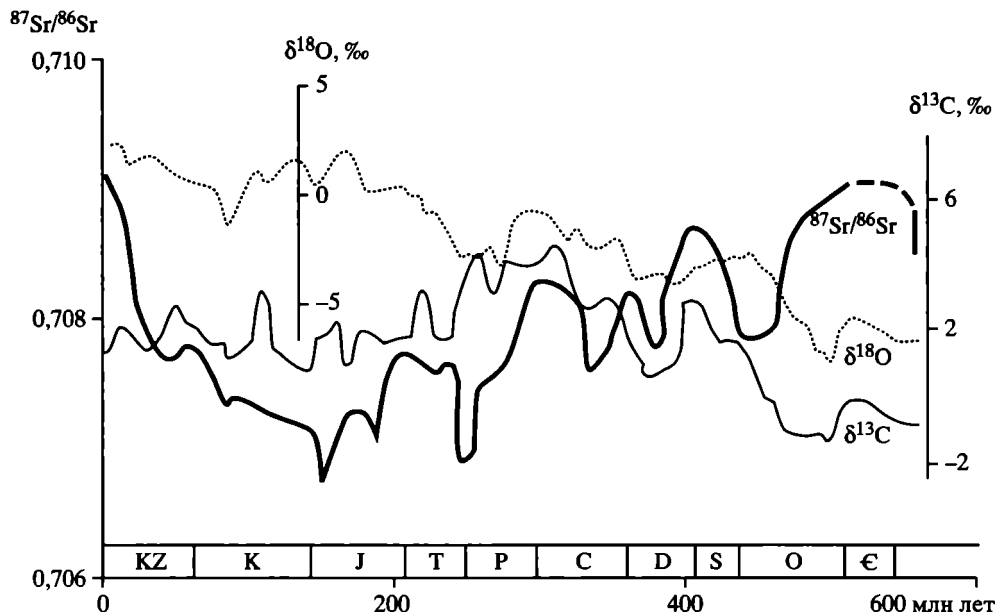
Весьма обстоятельная работа была проведена по изучению нижнемеловых, апт-нижнеальбских, отложений. Изотопный состав углерода проанализирован в разрезах Бассейна Ваконтейн на северо-востоке Франции и плато Мазаган в Центральной Атлантике. Общее большое количество измерений (702 и 225) обеспечило высокое разрешение по времени – от 0,66 до 33 и от 1 до 55 тыс. лет, соответственно, и позволило получить более высокое стратиграфическое разрешение разрезов по сравнению с биостратиграфическим. Особенно подчеркивается четкая корреляция в глобальном масштабе горизонта черных сланцев и хорошо воспроизводимая в изотопном сигнале граница апта и альба [Hertle et al., 2004].

С увеличением возраста отложений детальность построения эволюционных кривых изотопного состава, включая и углеродную, уменьшается прежде всего за счет постседиментационных, эпигенетических изменений карбонатных пород. Широко проявленное в осадочной оболочке Земли аэробное или анаэробное окисление органического вещества приводит к образованию углекислого газа, который наследует «легкий» изотопный состав углерода исходного вещества. Участие его в преобразовании карбонатных пород разреза вызывает смещение их изотопного состава и может привести к ошибочным интерпретациям. Нельзя сбрасывать со счета и более экзотичные,

но реально существующие процессы «утяжеления» изотопного состава карбонатного углерода [Покровский, 1996]. Они обязаны весьма широко проявленным в осадочной оболочке Земли процессам метанообразования. Дело в том, что наибольшее фракционирование изотопов углерода происходит в системе углекислота–метан, где метан обогащается легким изотопом углерода, а углекислый газ – тяжелым. Так, например, для метана газовых залежей обычны значения  $\delta^{13}\text{C} = -40 + -50\%$ , а  $\delta^{13}\text{C}$  в углекислом газе иногда поднимается до  $+10\%$  [Галимов, 1973]. Еще более высокие значения встречаются в газах грязевых вулканов [Валяев и др., 1985; Лаврушин и др., 1996, 2003], через которые разгружаются флюидные системы глубоких горизонтов осадочной оболочки. Обмен карбонатов с подобной углекислотой может привести к «утяжелению» их изотопного состава. Эти и другие подобные обстоятельства необходимо учитывать при использовании данных по изотопному составу углерода в целях геологической корреляции.

Как уже говорилось выше, для изотопных исследований стараются использовать карбонатный материал, в наименьшей степени подверженный постседиментационным изменениям. Показателями слабой измененности считаются высокие концентрации стронция в карбонатном материале и низкие содержания железа и марганца. Там, где возможно, стараются использовать хорошо сохранившиеся панцири организмов. Но даже и в этом случае общий разброс значений  $\delta^{13}\text{C}$  для временных интервалов оказывается очень большим. Судя по сводным данным [Veizer et al., 1999], в среднем силуре он превышает  $10\%$  (от  $-3$  до  $+8$ ), немного меньший разброс характерен для верхнего девона и перми и даже в мезозое он находится в пределах  $5-6\%$ . Однако, несмотря на такой большой разброс данных, характер кривых, построенных по средним значениям  $\delta^{13}\text{C}$  для разных отрезков времени, воспроизводится в различных разрезах, что подтверждает корреляционную значимость изотопных характеристик углерода фанерозойских карбонатов.

Что касается причин изменений в соотношениях карбонатного и органического углерода, то они значительно менее определены, нежели в соотношении резервуаров стронция. Считается обычно, что снижение уровня Мирового океана, например, в эпохи оледенений, сопровождается масштабным окислением органического вещества обнажившегося шельфа. Это вызывает дополнительное поступление в атмосферу «легкой» углекислоты и понижение значений  $\delta^{13}\text{C}$  в осаждающихся карбонатах. Потепление климата и развитие морской трансгрессии создают условия для активизации жизни и массового захоронения органического вещества, что должно сопровождаться увеличением значений  $\delta^{13}\text{C}$  карбонатного материала. Подробно эти вопросы рассмотрены в работе Б.Г. Покровского [1996] и в цитированных им публикациях. Но можно представить себе целый ряд других причин, которые вызывают дополнительное окисление или, наоборот, захоронение органического вещества, о чем уже говорилось выше. Некоторые из них имеют локальный характер и находят отклик только в конкретных осадочных бассейнах. Вероятно поэтому дисперсия изотопных отношений углерода в разновозрастных карбонатах очень велика и в некоторых случаях перекрывает общий разброс усредненных значений  $\delta^{13}\text{C}$  для карбонатов разного возраста.



**Рис. 2.** Вариации средних значений изотопных отношений стронция и изотопного состава кислорода и углерода в течение фанерозоя, по данным: [Veizer et al., 1999]

На фоне большого и хаотичного разброса изотопных отношений углерода фанерозойских карбонатов (см.: (Veizer et al., 1999, fig. 8, 9]) построение усредненной кривой кажется довольно условным. Тем не менее, в ней отражаются некоторые события, которые имеют, по-видимому, планетарный характер.

Поэтому интересно сравнить между собой эволюционные кривые изотопного состава стронция и углерода. Изотопный состав этих элементов в океанической воде определяется принципиально различными факторами. Такое сравнение можно провести по рис. 2, который построен по данным: [Veizer et al., 1999]. Напомним еще раз, что разброс результатов конкретных измерений  $\delta^{13}\text{C}$  намного превосходит таковой для  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , и только общее большое количество измерений (более 2000) дает возможность сопоставлять эти кривые. Их глазомерное сопоставление не позволяет выявить какие-либо определенные закономерности. Кажется, что на мезозойско-кайнозойском отрезке временной шкалы кривые находятся в противофазе, а на палеозойском видна обратная картина. Математическая обработка данных по изотопному составу углерода фанерозойских карбонатов тоже не дает ярко выраженных результатов. Намечается некоторая периодичность вариаций со временем около 94–125 млн лет. Ее совпадение с периодичностью изменений отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  вряд ли случайно. Видимо, тектоническая природа вариаций стронциевых отношений проявляется опосредованно через изменения климата, уровня Мирового океана и тому подобных факторов и в изотопном составе атмосферной углекислоты и осаждаемых карбонатов [Prokoph, Veizer, 1999].



Общий большой разброс изотопных отношений карбонатного углерода и довольно неопределенная картина их вариаций во времени не дают радужных перспектив на использование значений  $\delta^{13}\text{C}$  в качестве инструмента корреляции палеозойских отложений. Тем не менее, направленное изучение карбонатов на тех участках стратиграфической шкалы, где изменения их изотопного состава проявлены наиболее отчетливо, позволяет построить модели поведения изотопных систем и согласовать их с реальными результатами измерений и знаниями геологической истории [Bruckschen et al., 1999; Godderis et al., 2001; Musashi et al., 2001; Shields et al., 2003].

Еще сложнее обстоит дело с докембрийской шкалой, хотя именно в ее верхней неопротерозойской части и на границе венд–кембрий практически повсеместно воспроизводятся специфичные для этого отрезка шкалы изотопно-углеродные сигналы. Они обнаружены различными авторами на представительных разрезах Сибирской платформы и других регионов мира. Характер этих сигналов, корреляционное значение и вероятные причины их появления детально рассмотрены в работах: [Magaritz et al., 1991; Deryu et al., 1992; Brasier et al., 1996, 1990; Покровский, 1996; Strauss et al., 1997; Покровский и др., 1999; Calver et al., 2000]. «Наиболее характерным элементом изотопно-углеродных кривых, полученных по различным разрезам Сибирской платформы, является предманькайская отрицательная аномалия, во время которой величины  $\delta^{13}\text{C}$  в карбонатах опускаются до  $-5\%$  и ниже. На протяжении всего манькайского (немакит-далдынского) яруса величины  $\delta^{13}\text{C}$  постепенно увеличиваются, достигая вблизи основания томмотского яруса  $3-5\%$ » [Покровский и др., 1999, с. 33].

Ранее такой же рисунок изменений величин  $\delta^{13}\text{C}$  был отмечен во многих других карбонатных разрезах верхнего протерозоя с фиксацией отрицательной аномалии около 600 и положительной около 570 млн лет назад. Выразительная картина изменения изотопного состава углерода неопротерозойских карбонатов приведена в работе: [Jacobsen, Kaufman, 1999]. Собрав обширный опубликованный материал, авторы показали, что изменения в характере кривой  $\delta^{13}\text{C}$  довольно хорошо согласуются с границами ледниковых эпизодов: в эпохи оледенений карбонатный углерод характеризуется отрицательными значениями  $\delta^{13}\text{C}$  ( $-4 + -5\%$ ), а в межледниковья – положительными (до  $+10\%$ ). Правда, принятое авторами очень высокое разрешение по возрасту пород обсуждаемых разрезов оставляют сомнения, не явилась ли столь выразительная картина [Jacobsen, Kaufman, 1999, рис. 5] простым и понятным желанием ее получить. Изучение неопротерозойских пород Монголии не обнаружило прямых доказательств захоронения больших объемов органического вещества в связи с наличием тяжелых по изотопному составу углерода карбонатов. «В настоящее время наши знания относительно глубоководных осадков слишком ограничены, чтобы принять или отбросить гипотезы высокой скорости захоронения органического вещества в течение большей части неопротерозойского времени. Однако убедительность некоторых исходных посылок оставляет этот вопрос заслуживающим внимания». И далее: «Обычно наблюдаемая связь похолодания, регрессии, мелководной аноксической обстановки и увеличения  $\delta^{13}\text{C}$  в позднем протерозо-

зое – раннем палеозое требует новых убедительных геохимических исследований...» [Shields et al., 2002, p. 106 и 109]. Сомнения в причинности связи отрицательных аномалий изотопного состава углерода с эпохами неопротерозойских оледенений были обоснованы в работе [Sreenivas, Das Sharma, 2001].

Вероятно, самая ярко выраженная положительная аномалия изотопного состава углерода среди всех осадочных карбонатов приходится на время около 2 млрд лет. Первые указания на ее существование еще без точной возрастной привязки были получены Э.М. Галимовым [1968] и затем воспроизведены и уточнены многими авторами на большом количестве разрезов [Schidlowski et al., 1976; Baker, Fallick, 1989; Tikhomirova, Makarikhin, 1993; Покровский, Мележик, 1995; Karhu, Holland, 1996; Melezhik, Fallick, 1996; Melezhik et al., 1997; Горохов и др., 1998; Bau et al., 1999; Lindsay, Brasier 2002; Кузнецов, Мележик и др., 2003]. Значения  $\delta^{13}\text{C}$  на протяжении примерно 100 млн лет находятся в пределах 5–10, а иногда достигают рекордной величины 17‰. Эта аномалия связывается обычно с возрастанием скорости и массы захоронения органического вещества и с увеличением концентрации кислорода в атмосфере, хотя не все авторы разделяют такую точку зрения [Виноградов и др., 1969; Виноградов, 1973; Vinogradov, 1972; Schidlowski, 2001; Rosing, Frei, 2004]. Характерно, что в карбонатах, предшествующих по времени отложения аномальным и в последующих, изотопный состав углерода оказывается «нормальным». Поэтому двухмиллиардную изотопно-углеродную аномалию следует воспринимать как временное нарушение динамического равновесия в круговороте углерода. Причины такого нарушения еще нуждаются в прояснении.

На фоне подобных значимых, воспроизводимых на разных разрезах колебаний изотопно-углеродная кривая в пределах отдельных конкретных разрезов всегда испытывает мелкие отклонения от некоторой средней линии, образуя пилообразную форму. Эти отклонения, хотя и превышают экспериментальные ошибки, отражают так называемый «природный шум», который свойствен многим сложным системам и который бессмысленно использовать в целях корреляции отложений. Причины появления воспроизводимых (значимых) аномалий далеко не всегда ясны. Они могут быть следствием локальных или планетарных условий осадконакопления или следствием постседиментационных изменений пород, которые тоже могут определяться как локальными условиями, так и общепланетарными событиями. И в том и в другом случае установленные факты воспроизводимости аномалий могут и должны использоваться в рамках событийной стратиграфии.

**Изотопный состав кислорода.** В осадочных и, прежде всего, в карбонатных породах изотопный состав кислорода особенно подвержен вторичным изменениям. Ведь все породы так или иначе связаны взаимодействием с водными растворами, в которых кислород – преобладающий элемент. В равновесии с морской водой ( $\delta^{18}\text{O}=0\text{‰}$ ) изотопный состав кислорода в карбонатном веществе смещен в сторону обогащения тяжелым изотопом до значений  $\delta^{18}\text{O} = +30\text{‰}^2$ . При повышении температуры обмена эта разница

<sup>2</sup> По отношению к стандарту SMOW. Ниже для всех приводимых значений  $\delta^{18}\text{O}$  в карбонатах используется шкала PDB.

уменьшается и, соответственно, в измененных карбонатах уменьшаются величины  $\delta^{18}\text{O}$ . Этому способствует также участие в питании подземных вод атмосферной составляющей с исходными значениями  $\delta^{18}\text{O} < 0_{(\text{SMOW})}$ .

По степени вероятной сохранности изотопного состава карбонатного осадка со времени его образования элементы образуют последовательность  $\text{C} > \text{Sr} > \text{O}$ . Разница в скорости уравнивания углерода и кислорода в системе карбонатная порода – флюид может достигать трех порядков величины [Banner, Hanson, 1990]. Поэтому существуют сомнения в унаследованности изотопного состава кислорода со времени равновесия с морской водой, даже когда речь идет о брахиоподах [Gao, Land, 1995] (см. также дискуссию: [Land, 1995] и [Veizer, 1995]). Обычно наиболее представительными, информативными считаются данные по фораминиферам, на основании которых реконструируется смена температурного режима океанической воды и, следовательно, общих климатических изменений. Было показано, однако, что даже эоцен-олигоценые фораминиферы тропических морей подвергаются в осадке диагенетическим изменениям, которые нарушают изотопные соотношения кислорода, и рассчитанные по ним температуры поверхностных слоев океанической воды оказываются заниженными [Schrag, 1999].

Наибольшие успехи достигнуты при изучении молодых образований, включая плиоценовые осадки. Особый интерес вызвали работы по изучению изотопного состава кислорода в керне скважин, пробуривших ледяные щиты в Гренландии и Антарктике. Обнаружены периодические вариации изотопного состава кислорода, которые отражают в усредненном виде изменения земной температуры. Общий обзор этих исследований и соответствующие литературные ссылки даны в руководстве: [Фор, 1989]. В одной из ранних работ, посвященных этому вопросу, приведен график, где четко выделены периоды относительно теплого и холодного климата за последние 750 лет [Dansgaard et al., 1971, p. 43]. Периодичность климатических изменений имеет две составляющие – 78 и 181 лет. Экстраполяция данных на будущее показывает, что следующий (малый) климатический оптимум приходится на 2010–2020 г. К настоящему времени детальные исследования эволюции изотопного состава кислорода (и водорода) ледяного панциря планеты уже охватывают временной интервал в 45 тыс. лет. При этом разрешение составило около 50 лет [Stenni et al., 2003].

Совместное изучение вариаций  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta\text{D}$  в керне антарктического льда позволило получить информацию о характере изменения температуры не только в районе скважины, но и в районе питания атмосферной влаги и дать тем самым представление о градиенте температуры по широте. Вплоть до конца последнего ледникового максимума около 20 тыс. лет назад этот градиент был существенно выше современного. Он заметно уменьшается во время температурного подъема 38 тыс. и затем снова постепенно возрастает и достигает максимума около 18 тыс. лет назад. Во временном интервале 45–28 тыс. фиксируются систематические примерно столетние температурные осцилляции с двумя максимумами – около 45 и 38 тыс. лет. В интервале 28–18 тыс. лет температурные условия отличались высокой стабильностью.

С 18 тыс. началось активное потепление, и в последние 10 тыс. лет принципиальных климатических изменений не происходило [Stenni et al., 2003, рис. 3].

Достоверные данные о периодичности температурных изменений морской воды получены по результатам измерений кислорода в фораминиферах из океанических осадков вплоть до конца миоцена [Shackleton, 1995] и по фосфатному материалу зубов акул из миоценовых отложений Южной Германии [Vennermann, Hegner, 1998].

Вопрос о сохранности изотопного состава кислорода карбонатного и фосфатного материала белемнитовых ростров детально рассмотрен в работе: [Longinelli et al., 2002]. Авторы убедительно показали обрастание и прораствание ростров белемнитов вторичным кварцем и связанным с вторичными преобразованиями смещением  $\delta^{18}\text{O}$  карбонатного и фосфатного материала. Приведенные ими данные показывают также, что первичный изотопный состав кислорода часто оказывается нарушенным во всем стратиграфическом интервале, начиная с плиоцена. Поскольку степень такого нарушения даже в смежных образцах различна, то всегда обнаруживается некоторый спектр значений  $\delta^{18}\text{O}$ . Вторичные изменения обычно идут под влиянием пресных вод, и поэтому изотопный состав кислорода в измененных образцах смещается в сторону низких  $\delta^{18}\text{O}$ , а более высокие из числа измеренных должны ближе отвечать исходному. Но и тогда рассчитанная температура воды по ним часто оказывается нереальной, что заставляет обратиться к гипотезе непостоянства изотопного состава океанической воды во времени. «Такая гипотеза априори отбрасывается большинством палеоклиматологов и палеоокеанографов. До сих пор, однако, не удается предложить альтернативные гипотезы, чтобы объяснить имеющиеся данные, и сейчас ведутся дополнительные измерения фаунистических объектов» [Longinelli et al., 2002, с. 457].

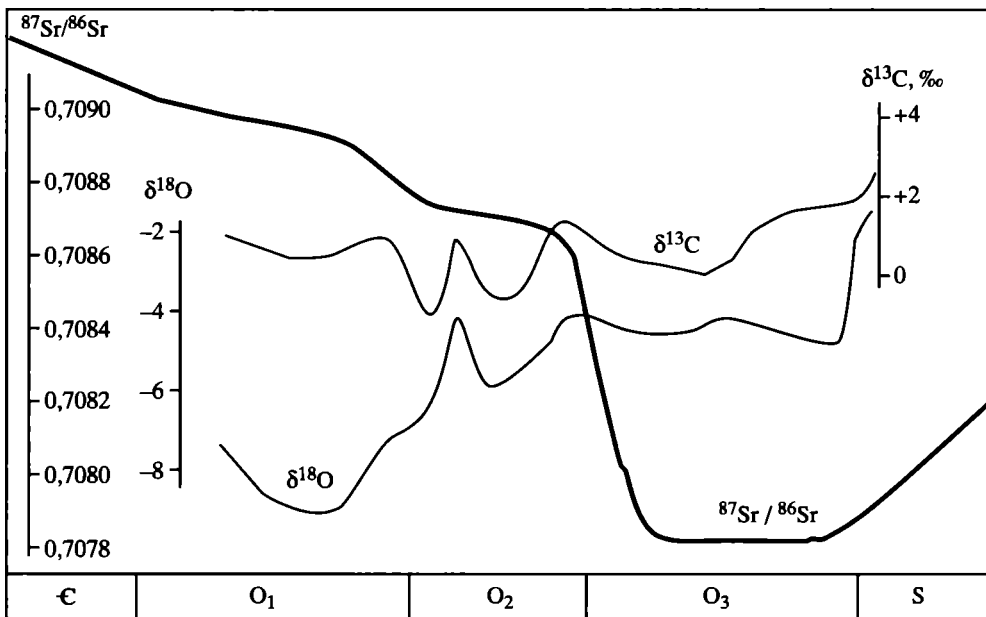
На рис. 2 хорошо виден общий тренд уменьшения значений  $\delta^{18}\text{O}$  от 0 до  $-5\text{‰}$  в фанерозойских карбонатах с увеличением их возраста. Многие исследователи логично связывают этот тренд со степенью постседиментационных изменений, которые усиливаются с возрастом пород. Можно допустить, что с этим же связано и изменение тенденции в ковариациях значений  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  (см. рис. 2). Верхняя половина фанерозоя характеризуется неярко выраженной обратной тенденцией в поведении кривых, а начиная примерно с границы пермь–карбон – прямой.

Вариации изотопного состава углерода и кислорода при вторичных преобразованиях пород имеют разные причины, хотя и реализуются в одних и тех же процессах. Поэтому ковариации значений  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  обычно рассматриваются как признак вторичных преобразований карбонатов. Измерения изотопного состава кислорода параллельно с углеродом имеют, таким образом, контрольное значение. В подавляющем большинстве случаев в реальных разрезах нижнепалеозойских и, особенно, докембрийских отложений изменения изотопного состава углерода и кислорода в карбонатах находятся в значимой корреляции между собой. Наличие такой корреляции указывает с большой вероятностью на вторичную природу изотопных соотношений.

В то же время, отсутствие корреляции не исключает вероятности вторичных изменений пород. Это обстоятельство далеко не всегда учитывается при интерпретации экспериментального материала и, видимо, не всегда сам факт корреляции может быть однозначно интерпретирован. В частности, четкая корреляция  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  характерна для озерных отложений аридных областей [Dettman et al., 2003 и цитированная там литература].

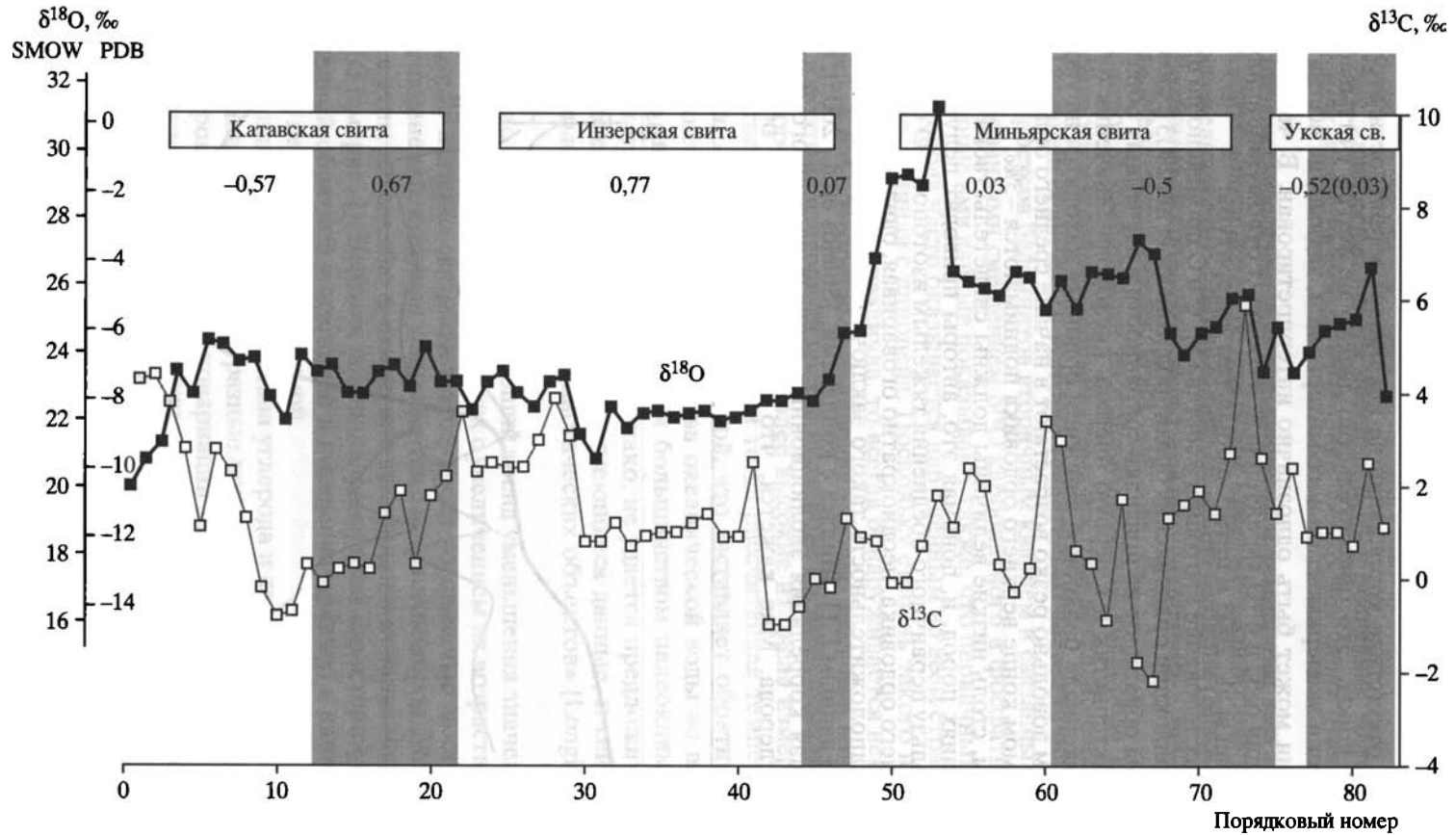
Детальное исследование изотопного состава Sr, C и O проведено по представительной коллекции ордовикских брахиопод [Shields et al., 2003]. Особое внимание авторы обращают на признаки сохранности в изученных образцах изотопных характеристик и в первую очередь кислорода. Значения  $\delta^{18}\text{O}$  в карбонатном материале брахиопод в нижнем ордовике находятся на уровне  $-8 \pm 10\text{‰}$ , затем довольно резко возрастают в начале среднего ордовика до  $-6 \pm 5\text{‰}$  и в самом конце верхнего ордовика поднимаются  $-3\text{‰}$ .

Казалось бы, столь низкие величины должны свидетельствовать о вторичных изменениях пород, и, понимая это, авторы приводят целую серию аргументов в пользу первичного обеднения тяжелым изотопом  $^{18}\text{O}$  образцов нижнего и среднего ордовика, неоднократно оговаривая, однако, некоторую условность, предположительность такого заключения. На графиках рис. 3, построенных по данным Г.П. Шилдса с коллегами, [Shields et al., 2003], видна очень хорошая корреляция эволюционных кривых изотопного состава кислорода и углерода. Мне кажется, что ее было бы легче объяснить



**Рис. 3.** Вариации средних значений изотопных отношений стронция и изотопного состава кислорода и углерода в брахиоподах ордовика, по данным: [Shields et al., 2003]

Видно согласное поведение эволюционных кривых углерода и кислорода. Изотопный состав стронция океанической воды резко изменяется на границе среднего и верхнего ордовика



**Рис. 4.** Вариации изотопного состава кислорода и углерода в карбонатных породах каратавской серии Южного Урала. График составлен по данным: [Подковыров и др., 1998]

Затененные области – верхние подсвиты соответствующих свит. Цифры на графике – коэффициенты корреляции значений  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$  в пределах подсвит. Остальные пояснения см. в тексте

вторичными изменениями, нежели отражением климатического фактора и общим снижением  $\delta^{18}\text{O}$  Мирового океана, как это делают авторы рассматриваемой работы, тем более что стронциевая кривая мало подобна кислородной и углеродной. К тому же, и стронциевые данные обнаруживают значительные колебания, которые определенно отражают влияние вторичных процессов. На эволюционной кривой стронция видно резкое снижение изотопного отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  на границе среднего и верхнего ордовика, которое безусловно должно отражать важное глобальное событие. По мнению Г.А. Шилдса, «Быстрое падение отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в морской воде в интервале 465–455 млн лет произошло скорее всего в результате комбинации ряда факторов, включая низкие скорости коллизии, апlifта и эрозии и высокие скорости гидротермальной циркуляции и выветривания вулканических пород» [Shields et al., 2003, с. 2013]. Похоже, что комбинация этих факторов не очень отразилась на изотопных системах углерода и кислорода. Тем не менее, в пользу частичной или полной сохранности изотопных систем говорит сходство характеристик ордовикских брахиопод, собранных в самых разных точках земного шара. Сегодня это противоречие вряд ли разрешимо.

На рис. 4 суммированы данные В.Н. Подковырова с соавторами [1998] по изотопному составу углерода и кислорода карбонатов каратавской серии верхнего рифея Южного Урала. Верхние четыре свиты каратавских отложений представлены преимущественно карбонатными породами, суммарная мощность которых достигает 1,5 км. Авторы проанализировали 82 образца наименее измененных карбонатов. На рис. 4 они располагаются в последовательности отбора по разрезу. Светлые поля – нижние подсвиты соответствующих свит, затененные – верхние. Цифры на графике – коэффициенты корреляции, рассчитанные для подсвит. Нижняя подсвита укской свиты представлена всего двумя образцами, и поэтому расчет произведен в целом по свите. Цифра в скобках – при учете всех (девяти) точек, вне скобок – восьми.

Изотопный состав кислорода в неизмененных осадочных карбонатах характеризуется значениями  $\delta^{18}\text{O}$  от  $-6$  до  $+1\%$ . Примерно такой же состав обнаружен в карбонатах практически по всему изученному В.Н. Подковыровым с соавторами разрезу. Все же видно, что по изотопному составу кислорода исследованный разрез делится на две части по границе между инзерской и миньярской свитами. Над этой границей по разрезу значения  $\delta^{18}\text{O}$  несколько выше и варьируют в несколько большей степени. Что касается положительного пика в нижней подсвите миньярской свиты, то это вообще рекордные значения для древних осадочных карбонатов. Столь высокие значения  $\delta^{18}\text{O}$  могут указывать на образование карбонатов в условиях эвапоритовых бассейнов. Изотопный состав углерода в пределах миньярской и укской свит также испытывает очень большие колебания, и в целом корреляция изменений  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$  в этой части разреза выражена нечетко или вообще отсутствует. Она значима для верхней подсвиты миньярской свиты и вполне очевидна для карбонатов катавской и инзерской свит. Поэтому представления авторов [Подковыров и др., 1998] о высокой степени сохранности

$\delta^{18}\text{O}, \text{‰}$   
SMOW PDB

32  
30  
28  
26  
24  
22  
20  
18  
16  
14  
12  
10

$\delta^{13}\text{C}, \text{‰}$

$\delta^{18}\text{O}$

$\delta^{13}\text{C}$

0

10

20

30

40

50

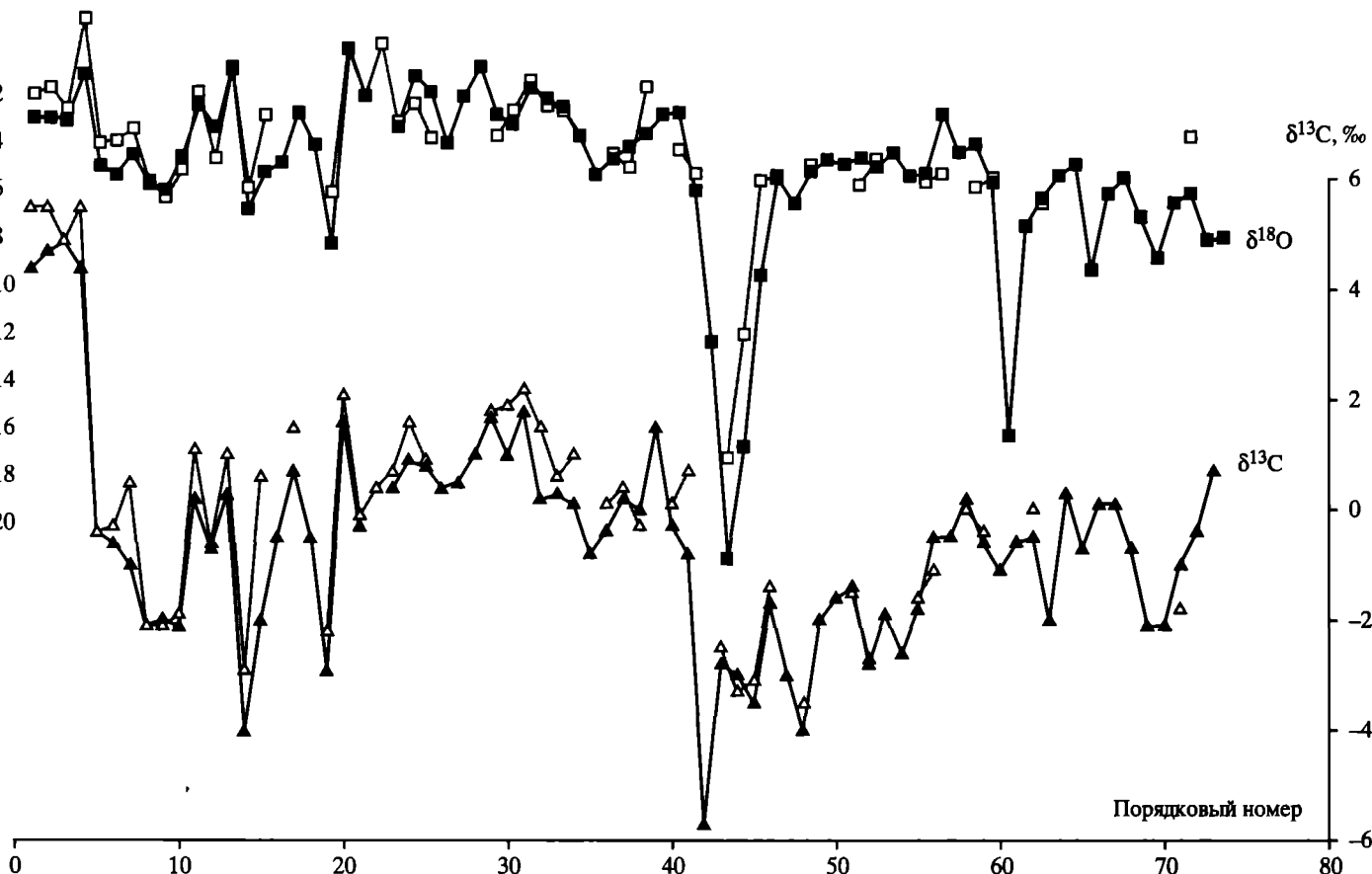
60

70

80

Порядковый номер

6  
4  
2  
0  
-2  
-4  
-6



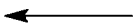


первичных изотопных меток в карбонатных породах каратавской серии вряд ли правомерны, тем более что вторичные изменения глинистых пород серии зафиксированы в этом разрезе совершенно четко [Виноградов и др., 2001].

Другой показательный пример, на который мы уже ссылались выше, дает работа Б.Г. Покровского с соавторами [1999]. Она посвящена изучению боксонской серии верхнего докембрия Восточного Саяна. Общая мощность серии превышает 3 км. Авторы полагают, что в изученном ими разрезе изотопные характеристики карбонатов первичны, т.е. не подвергались вторичным изменениям. На рис. 5 образцы располагаются в стратиграфической последовательности слева направо от основания толщи до ее кровли. Видно, что значения  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$  в кальцитах и доломитах сходны. Характер кривых на протяжении всего разреза практически не меняется. Коэффициенты корреляции изменений изотопных соотношений кислорода и углерода по всему разрезу составляют 0,56 и 0,64 для кальцита и доломита, соответственно. Все это указывает, по моему мнению, что изотопные соотношения обоих элементов были подвержены вторичным, эпигенетическим изменениям, причем в боксонском разрезе они были более интенсивны, чем в каратавском. Как и в каратавском разрезе, поражают высокие значения  $\delta^{18}\text{O}$ , совершенно не характерные для измененных пород. По-видимому, и в этом случае следует предполагать, что боксонские карбонаты образовались в условиях эвапоритизации водоема.

Несмотря на явные признаки вторичных изменений карбонатов в обоих регионах, некоторые характеристические признаки вариационных кривых могут использоваться в качестве реперных при стратиграфической корреляции, по крайней мере, в региональном масштабе. Это хорошо показано в работах: [Покровский, 1996; Покровский и др., 1999]. Дело в том, что вторичные преобразования резко усиливаются в определенные периоды геологической активизации территории, а поскольку характер осадочных толщ на обширных площадях геологических структур часто оказывается сходным, то сходным может оказаться и характер геохимических изменений пород.

Хороший пример сказанному дает работа: [Heydary et al., 2001]. В ней приведены данные по изотопному составу кислорода и углерода на пересечении стратиграфического рубежа пермь–триас в разрезах Китая, Италии, Австрии и Ирана. На границе или несколько выше нее отмечается резкое падение  $\delta^{18}\text{O}$  и четкая положительная корреляция значений  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$ , которая, по мнению авторов [Heydary et al., 2001; Scholle, 1995], свидетельствует о ее вторичной природе. В данном случае она легко объясняется реально документированным в разрезах Центрального Тетиса эрозионным перерывом на этом рубеже.



**Рис. 5.** Вариации изотопного состава кислорода и углерода в карбонатах боксонской серии Восточного Саяна. График составлен по данным: [Покровский и др., 1999]

Положение образцов на графике слева – направо отвечает их положению от низа до верха разреза. Коэффициенты корреляции рассчитаны отдельно для кальцита и доломита. Незалитые значки – доломиты, залитые – кальциты

**Изотопный состав серы.** В качестве эталона изотопного состава серы была принята сера троилита из метеорита Каньон Дьябло. Реально сера троилита из различных метеоритов очень однородна, и полагают, что средний изотопный состав серы Земли сходен с метеоритным ( $\delta^{34}\text{S} = 0\text{‰}$ ).

Фракционирование изотопов серы в осадочной оболочке связано главным образом с процессами сульфатредукции. Продукт восстановления – сероводород – обогащается легким изотопом, а оставшийся сульфат – тяжелым. В глобальном масштабе основное разделение изотопов серы происходит в верхней пленке илистых осадков в условиях свободного обмена наддонной и поровой воды. За счет бактериального окисления органического вещества в иле идет восстановление сульфатной серы до сульфидной. Масштабность этого процесса определяется количеством доступного для участия в реакции сульфатредукции органического вещества в осадках. Степень изотопного разделения зависит от многих частных причин, таких как количество и качество органического вещества в осадке, изолированности осадка от обмена поровых вод с наддонной водой и многих прочих. Если сероводород сразу же связывается в осадке в виде сульфида (мельниковита, марказита, пирита), как это реально обычно и происходит, изотопный состав сульфидной серы оказывается очень различным даже в пределах отдельных минеральных зерен, характеризуясь в среднем отрицательными значениями  $\delta^{34}\text{S}$  (обычно  $-20 \div -40\text{‰}$ ).

Наоборот, в океаническом (морском) резервуаре за счет быстрого перемешивания воды изотопный состав сульфатной серы оказывается исключительно однородным. Сегодняшнее значение  $\delta^{34}\text{S}$  Мирового океана около  $+21\text{‰}$ . Его можно назвать мировой константой, отражающей общий результат геохимического круговорота серы. Главным определяющим фактором здесь оказывается количество органического вещества в осадках в планетарном масштабе, которое в целом отражает состояние биосферы на данный момент времени, или «количество жизни», по терминологии В.И. Вернадского. (Мне не раз приходилось убеждаться, что этот термин, как и стоящее за ним содержание, встречает резкую неприязнь, хотя по сути своей он связан с основополагающими идеями В.И. Вернадского. Для более спокойного восприятия его можно заменить выражением «активность жизни».)

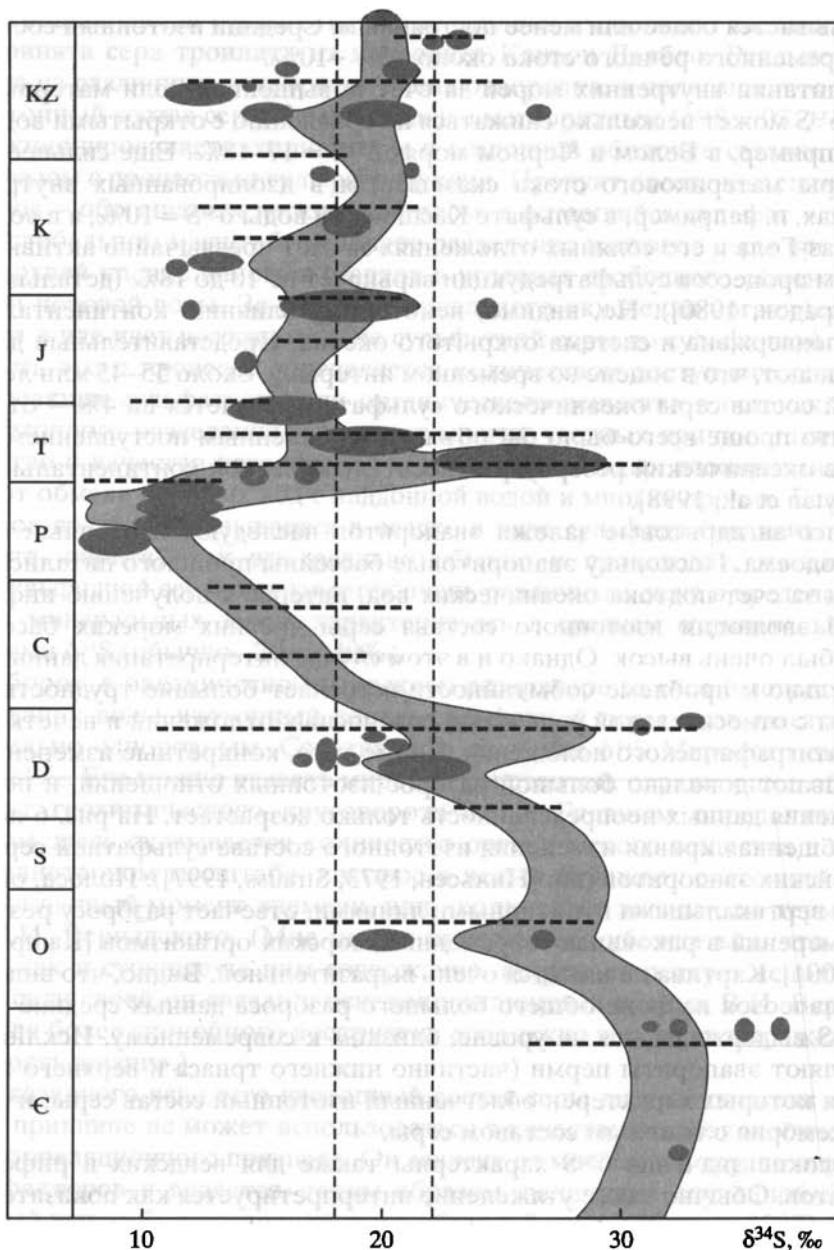
Из сказанного ясно, что изотопный состав серы диагенетических сульфидов в принципе не может использоваться в качестве палеоэкологического или корреляционного признака. Он зависит от множества трудно определяемых факторов и является, таким образом, величиной случайной. Этот очевидный вывод был воспроизведен в обзорной статье [Strauss, 1997]. Наоборот, в составе серы океанического сульфата должны отражаться события глобального масштаба. Динамический круговорот серы и результирующий изотопный состав ее в океаническом резервуаре определяются соотношением континентального стока и сульфатредукции. Основные питающие резервуары серы континентального стока – продукты окисления осадочных сульфидов и сульфатные толщи эвапоритов. Их относительное участие в речном стоке зависит от множества факторов, но, может быть, в среднем по плане-

те оказывается более или менее постоянным. Средний изотопный состав серы современного речного стока около  $+5 + 10\%$ .

В питании внутренних морей за счет повышенной доли материкового стока  $\delta^{34}\text{S}$  может несколько снижаться по сравнению с открытыми водоемами. Например, в Белом и Черном морях  $\delta^{34}\text{S} = 17\text{--}18\%$ . Еще сильнее влияние серы материкового стока сказывается в изолированных внутренних водоемах, и, например, в сульфате Каспийской воды  $\delta^{34}\text{S} = 10\%$ , а в воде Кара-Богаз-Гола и его соляных отложениях за счет чрезвычайно активно идущих там процессов сульфатредукции варьирует от 10 до 18% (детальнее см.: [Виноградов, 1980]). Но, видимо, некоторому влиянию континентального стока подвержена и система открытого океана. Представительные данные показывают, что в эоцене во временном интервале около 55–45 млн лет изотопный состав серы океанического сульфата изменяется на 4% – от 22 до 18%, что проще всего было бы объяснить усиленным поступлением в это время в океанический резервуар относительно легкой континентальной серы [Raytan et al., 1998].

Гипсо-ангидритовые залежи эвапоритов наследуют изотопный состав серы водоема. Поскольку эвапоритовые бассейны прошлого питались в основном за счет подтока океанических вод, интерес к получению информации об эволюции изотопного состава серы древних морских бассейнов всегда был очень высок. Однако и в этом случае интерпретация данных применительно к проблеме событийности встречает большие трудности. Они связаны с относительной редкостью соленосных отложений и нечеткостью их стратиграфического положения. Кроме того, конкретные измерения обнаруживают довольно большой разброс изотопных отношений, и по мере накопления данных неопределенность только возрастает. На рис. 6 показана обобщенная кривая изменения изотопного состава сульфатной серы фанерозойских эвапоритов (по: [Нильсен, 1973; Strauss, 1997]). Полоса, ограниченная вертикальными пунктирными линиями, отвечает разбросу результатов измерений в раковинах современных морских организмов [Kampschulte et al., 2001]. Картина не кажется очень выразительной. Видно, что вплоть до низов палеозоя на фоне общего большого разброса данных средние значения  $\delta^{34}\text{S}$  выдерживаются на уровне, близком к современному. Исключение составляют эвапориты перми (частично нижнего триаса и верхнего карбона), для которых характерен облегченный изотопный состав серы, и эвапориты кембрия с тяжелым составом серы.

Высокие значения  $\delta^{34}\text{S}$  характерны также для вендских и рифейских сульфатов. Обычно такое утяжеление интерпретируется как показатель состава серы океанической воды соответствующего времени с вытекающими отсюда «событийными» выводами. Удалось показать, однако [Виноградов, 1980], на серии примеров разновозрастных эвапоритовых отложений, что восстановление сульфатов и связанное с этим утяжеление изотопного состава серы – одна из наиболее ярких особенностей постседиментационных изменений гипсо-ангидритовых толщ соленосных пород. Особенно хорошо это видно на примере кембрийских эвапоритов Сибирской платформы [Виноградов, 1980, 2003; Виноградов, Пустыльников, 1994]. Можно уверенно



**Рис. 6.** Вариации изотопного состава серы фанерозойских эвапоритов (по: [Нильсен, 1973] – затемненные поля, [Strauss, 1997] – пунктирные линии)

Вертикальными линиями ограничена область вариаций изотопного состава сульфатной серы в раковинах современных морских организмов [Kampschulte et al., 2001]

утверждать, что принятое для кембрийских морей значение  $\delta^{34}\text{S} = +25 + +30\text{‰}$  ошибочно, и, по всей видимости, оно было близким к современному.

Вероятно, и в других случаях разброс изотопных отношений сульфатной серы в значительной степени связан с процессами эпигенетической редукции сульфатов. В зависимости от условий восстановления, детали которых мы не будем здесь рассматривать, изотопный состав серы в сохранившихся от восстановления сульфатах останется неизменным, либо сместится в той или иной степени в сторону утяжеления. Следовательно, наиболее информативными для рассматриваемой нами задачи оказываются отрицательные аномалии состава сульфатной серы. Наиболее значимая из них – пермская, хотя такая аномалия зафиксирована и в верхнекембрийских соленосных отложениях Сибирской платформы [Писарчик и др., 1981]. Эти аномалии отражают специфику условий соленакопления, когда солеродные бассейны представляли собой полузамкнутые водоемы с преимущественным питанием за счет континентального стока [Виноградов, 1980].

Малая разрешающая способность эволюционной кривой и другие причины общего характера предопределяют ограниченные возможности использования изотопного состава серы соленосных отложений в рамках событийной стратиграфии. Предпринимаются попытки восполнить эти недостатки анализом микроколичеств сульфатной серы в карбонатах, которым автор пользовался в свое время при изучении докембрийских пород [Виноградов, 1973, 1980].

Детальный многоэлементный изотопный анализ ( $\delta^{34}\text{S}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) брахиопод из каменноугольных отложений различных регионов (от Бельгии до Южного Урала) рассмотрен в работе: [Kampschulte et al., 2001]. Кривые изменения изотопных отношений стронция, углерода, кислорода и серы в целом коррелируют друг с другом, хотя требуется некоторая доля фантазии, чтобы ее увидеть. Облегчает дело проведенная авторами аппроксимация точек полиномами четвертой и шестой степени. Соответствующие кривые показывают специфичность изотопных данных для визейского, серпуховского, башкирского и московского ярусов. Остальная часть разреза не охарактеризована достаточным количеством измерений. Положительная корреляция изотопных отношений стронция и серы свидетельствует о первично тектонической причине эволюции  $\delta^{34}\text{S}$ . Для объяснения подъема изотопных отношений, начиная с визейского времени, предполагается целая цепь причинно зависимых событий – общее поднятие, изменения климата и скорости денудации, усиление поставки в океаны органических компонентов-восстановителей, усиление процессов сульфатредукции и подъем значений  $\delta^{34}\text{S}$  океанического сульфата. Подобной цепью событий можно объяснить и падение значений  $\delta^{34}\text{S}$  от башкирского к московскому времени. Для этого нужно предположить усиленное выветривание и окисление сульфидов в осадочных породах питающих провинций и, соответственно, усиленную поставку в бассейны сноса легких сульфатов [Kampschulte et al., 2001].

Попытка согласовать вариации изотопных отношений сульфатной серы намибийских неопротерозойских (1000–545 млн лет) карбонатов с этапами глобального оледенения сделана в работе: [Hurtgen et al., 2002]. Авторы на-

шли, что аномально тяжелые сульфаты с  $\delta^{34}\text{S} +30 + +40\text{‰}$  заключены в карбонатах, перекрывающих ледниковые отложения. Это позволило им нарисовать картину, которая объясняет утяжеление сульфатной серы в бассейне осадконакопления и Мировом океане. Всеобщее оледенение сдерживает или прекращает снос легкого материкового сульфата. Его концентрация в океанической воде уменьшается, а сульфатредукция продолжается. В результате в сульфате океанической воды накапливается избыток тяжелой серы  $^{34}\text{S}$ . Этот и другие приводимые авторами доводы не кажутся убедительными, и гораздо более простое объяснение видится в процессах постседиментационных преобразований пород, тем более что в изученных образцах наблюдается четкая корреляция значений  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  (коэффициент корреляции около 0,7 при 44 определениях).

**Нелинейное фракционирование изотопов серы.** Сера имеет четыре стабильных изотопа –  $^{32}\text{S}$ ,  $^{33}\text{S}$ ,  $^{34}\text{S}$  и  $^{36}\text{S}$ . Их распространенность (в %) составляет, соответственно, 95,0; 0,74; 4,24 и 0,017 [Жэй, Лэби, 1962]. Из теории и практики известно, что степень изотопного фракционирования в общем пропорциональна разнице в массовых числах. Поэтому не имеет принципиального значения, какую из пар изотопов серы выбрать для изучения их природного разделения. Если разделение изотопов  $^{32}\text{S}$  и  $^{34}\text{S}$  характеризуется некоторым значением  $n$ , то в том же процессе разделение  $^{32}\text{S}$  и  $^{33}\text{S}$  составит  $1/2n$ , а  $^{32}\text{S}$  и  $^{36}\text{S}$  –  $2n$ . Измерения  $^{32}\text{S}$  и  $^{34}\text{S}$  выбраны из чисто практических соображений – их легче проводить, поскольку распространенность этих изотопов выше. Однако при изучении метеоритного вещества канадскими исследователями (Hulston, Thode) было обнаружено нелинейное поведение изотопов серы, связанное с ядерными реакциями под воздействия космического облучения (см. обзор в: [Гриненко В., Гриненко Л., 1974]). Количественное значение этого процесса ничтожно мало и на суммарном изотопном составе земной серы сказаться не могло. Редкие попытки измерений земных объектов подтверждали такое заключение.

В последние годы, однако, были открыты фотолитические реакции, в ходе которых происходило изотопное фракционирование (серы и кислорода), независимое от масс изотопов, и обнаружены эффекты нелинейного поведения изотопов серы в сульфидах из пород архейского возраста. Изотопные сдвиги там оказались существенно выше, чем в метеоритах [Farquhar et al., 2000; Farquhar, Wing, 2003; Ono et al., 2003 и цитированная там литература]. Уже довольно большое количество проведенных измерений позволяет выделить три временных этапа в изотопной истории серы. На временном отрезке 3,8–2,45 млрд лет наблюдается очень большая нелинейность в поведении изотопов серы, в интервале 2,45–2 млрд лет она малá, но еще заметна. И, наконец, в образцах из пород с возрастом 2–0 млрд лет нелинейность не обнаружена. Сегодня объяснение столь неожиданному и необычному явлению дается в рамках эволюции газового состава атмосферы и, прежде всего, режима кислорода, хотя один из высших авторитетов в области физических обоснований природных изотопных эффектов высказал с коллегами [Ohmoto et al., 2001] сомнения в правильности проведения самих измерительных экспериментов и их интер-

претации. Работы эти находятся в начале пути и относятся, по-моему, к наиболее захватывающим, интересным и перспективным в области изотопной геохимии и событийной стратиграфии.

## О СОПОСТАВЛЕНИИ ИЗОТОПНЫХ СИСТЕМ

Выше рассматривались изотопные системы разных элементов по возможности вне зависимости друг от друга. Строго выдержать такое независимое рассмотрение при обсуждении опубликованных работ затруднительно, и некоторые случаи комплексного подхода уже были упомянуты. С позиций событийной стратиграфии интерес представляют изотопные системы четырех элементов – Sr, C, O и S. Как уже говорилось, каждый из них обладает своими геохимическими особенностями, и причины изотопного фракционирования каждого из них различны. Наблюдаемые ковариации изотопных систем должны быть вызваны некоторым общим процессом, в котором реализуются все частные причины изотопных смещений для каждого из элементов. Число степеней свободы здесь очень велико. Во многих случаях совместный учет всех действующих факторов равносителен «сведению необходимости до уровня случайности» (Ф. Энгельс). Можно полагать только, что господствующим среди них, первопричиной изменений рассмотренных изотопных соотношений во времени оказывается в конечном счете фактор тектонический [Veizer et al., 1999]. Им определяется перестройка рельефа, соотношение площадей суши и моря, характер процессов денудации и выветривания. Считается также, что именно с тектоникой связаны климатические пертурбации на Земле. Однако это положение вовсе не так определено, как обычно представляется. Оно заслуживает специального обсуждения.

Трудности усугубляются «шумовыми» эффектами, – разбросом изотопных отношений в пределах стратиграфической единицы или даже одного образца. Главная причина таких шумов заключается во вторичных преобразованиях осадочных пород. Направление, в котором может происходить изотопное смещение некоторых элементов в ходе таких преобразований, предсказуемо с большой степенью вероятности. Отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в карбонатных породах изменяется в сторону его повышения за счет обмена через водный флюид со стронцием силикатных пород. Значение  $\delta^{18}\text{O}$  уменьшается относительно исходного за счет обмена кислородом карбоната и подземной воды атмосферного питания. Величины  $\delta^{34}\text{S}$  в ангидрите и гипсе возрастают за счет эпигенетической редукции сульфатов. Эти процессы, которые реально фиксируются во многих разрезах, свидетельствуют о возможности полной вторичной перекристаллизации пород с сохранением всех ее прежних текстурных особенностей. Сложнее предсказать направление изменения  $\delta^{13}\text{C}$  карбонатного углерода. В подавляющем большинстве случаев это значение уменьшается при вторичных преобразованиях за счет обмена с углекислотой – продуктом окисления органического вещества. Представляется совершенно нелепым опираться при обсуждении изотопных данных на вычисляемые средние значения результатов измерений. Кривые

эволюционного развития изотопных систем должны опираться на нижние значения при обсуждении стронциевых и серных данных и на верхние для кислородных и, видимо, углеродных данных. Тогда эволюционные линии оказываются более сглаженными и кажутся менее информационными. По-видимому, это отражает реальное состояние проблемы. Несмотря на явные противоречия и неопределенности в интерпретации изотопных данных, несомненно, что работы в этом направлении весьма перспективны для палеогеографических и палеоэкологических реконструкций. Они открывают также возможности изучения палеогеохимических обстановок и позволяют продвигаться в направлении, которое А.А. Сауков – один из представителей плеяды блестящих исследователей первой половины прошлого века – называл историзмом в геохимии. К этой плеяде принадлежал и В.В. Меннер. Я с благодарностью считаю их своими учителями.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 04-05-64669).

#### ЛИТЕРАТУРА

- Валеев Б.М., Гринченко Ю.И., Ерохин В.Е. и др. Изотопный облик газов грязевых вулканов // Литология и полез. ископаемые. 1985. № 1. С. 72–87.
- Виноградов В.И. Историзм в геохимии в свете данных по изотопному составу серы // Очерки геохимии отдельных элементов. М.: Наука, 1973. С. 244–274.
- Виноградов В.И. Роль осадочного цикла в геохимии изотопов серы. М.: Наука, 1980. 192 с.
- Виноградов В.И. Абсолютное летоисчисление в стратиграфии // Пути детализации стратиграфических схем и палеогеографических реконструкций. М.: ГЕОС, 2001. С. 241–257.
- Виноградов В.И. Некоторые черты эпигенеза с позиций изотопной геохимии // Литология и полез. ископаемые. 2003. № 4. С. 391–411.
- Виноградов В.И., Горожанин В.М., Вейс А.Ф. и др. Rb–Sr и K–Ar датирование рифейских отложений Башкирского мегантиклинория (Южный Урал) – результаты и следствия // Там же. 2001. № 5. С. 480–490.
- Виноградов В.И., Иванов И.Б., Лицарев М.А., Перцев Н.Н. О возрасте кислородной атмосферы Земли // Докл. АН СССР. 1969. Т. 188, № 5. С. 1144–1147.
- Виноградов В.И., Пустыльников А.М. Изотопный состав серы кембрийских эвапоритов Сибирской платформы как показатель активности биосферы и условий осадконакопления // Литология и полез. ископаемые. 1994. № 5. С. 119–124.
- Галимов Э.М. Геохимия стабильных изотопов углерода. М.: Недра, 1968. 224 с.
- Галимов Э.М. Изотопы углерода в нефтегазовой геологии. М.: Недра, 1973. 384 с.
- Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Мележик В.А. и др. Изотопный состав стронция в верхнеятульских доломитах туломозерской свиты, Юго-Восточная Карелия, ранний палеопротерозой // Докл. РАН. 1998. Т. 360, № 4. С. 533–536.
- Гриненко В.А., Гриненко Л.Н. Геохимия изотопов серы. М.: Наука, 1974. 274 с.
- Дегенс Э. Геохимия осадочных образований. М.: Мир. 1967. 299 с.
- Кузнецов А.Б., Мележик В.А., Горохов И.М. и др. Изотопный состав Sr в нижнепротерозойских карбонатах с аномально высоким содержанием  $^{13}\text{C}$ , надсерия каниапско, Лабрадорский трог Канадского щита // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11, № 3. С. 3–14.
- Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. и др. Изотопный состав Sr в карбонатных породах каратавской серии Южного Урала и стандартная кривая вариаций отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в позднерифейском океане // Там же. 2003. Т. 11, № 5. С. 3–39.
- Кулешов В.Н. Изотопный состав и происхождение глубинных карбонатов. М.: Наука, 1986. 124 с.
- Кэй Дж., Лэби Т. Таблицы физических и химических постоянных. М.: Физматгиз, 1962. 247 с.
- Лаврушин В.Ю., Корф А., Дейhle А., Степанец М.И. Изотопы бора и формирование грязевул-



- канических флюидов Тамани (Россия) и Кахетии (Грузия) // Литология и полез. ископаемые. 2003. № 2. С. 147–182.
- Лаврушин В.Ю., Поляк Б.Г., Прасолов Э.М., Каменский И.Л. Источники вещества в продуктах грязевого вулканизма (по изотопным, гидрохимическим и геологическим данным) // Там же. 1996. № 6. С. 625–647.
- Нильсен Х. Модельные оценки баланса изотопов серы в древних океанах // I Междунар. геохим. конгр. М.: ВИНТИ, 1973. Т. 4, кн. 1. С. 127–140.
- Писарчик Я.К., Голубчина М.Н., Баданова В.П. Использование данных изотопного состава серы сульфатов кальция для контроля палеогеографических построений (на примере кембрия Сибирской платформы) // Литология и полез. ископаемые. 1981. № 2. С. 164–171.
- Подковьров В.Н., Семихатов М.А., Кузнецов А.Б. и др. Изотопный состав карбонатного углерода в стратотипе верхнего рифея (каратавская серия Южного Урала) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6, № 4. С. 3–19.
- Покровский Б.Г. Граница протерозоя и палеозоя: Изотопные аномалии в разрезах Сибирской платформы и глобальные изменения природной среды // Литология и полез. ископаемые. 1996. № 4. С. 376–392.
- Покровский Б.Г., Летникова Е.Ф., Самыгин С.Г. Изотопная стратиграфия боксонской серии, венд-кембрий Восточного Саяна // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7, № 3. С. 23–41.
- Покровский Б.Г., Мележик В.А. Вариации изотопного состава углерода и кислорода в нижнепротерозойских карбонатных породах Кольского полуострова // Там же. 1995. Т. 3, № 5. С. 42–53.
- Рублев А.Г. Геохронометрия, шкала геологического времени фанерозоя // Событийная стратиграфия: Дополнения к стратиграфическому кодексу России. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. С. 84–94.
- Семихатов М.А. Геохронометрия, общие положения // Там же. 2000. С. 95–107.
- Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.
- Хёвс Й. Геохимия стабильных изотопов. М.: Мир, 1983. 198 с.
- Хоментовский В.В. О геохронологическом обосновании венд-нижнекембрийской шкалы U–Pb датировками по цирконам // Геология и геофизика. 2000. Т. 41, № 4. С. 503–515.
- Allègre C., Courtillot V. Revolutions in the Earth sciences // Philos. Trans. Roy. Soc. London B. 1999. Vol. 354. P. 1915–1919.
- Baker A.J., Fallick A.E. Heavy carbon in two-billion-year-old marbles from Lofoten-Vesteralen, Norway: Implications for the Precambrian carbon cycle // Geochim. et cosmochim. acta. 1989. Vol. 53. P. 1111–1115.
- Banner J.L., Hanson G.N. Calculation of simultaneous isotopic and trace element variations during water-rock interaction with applications to carbonate diagenesis // Ibid. 1990. Vol. 54, N 11. P. 3123–3137.
- Bau M., Romer R.L., Luders V., Beukes N.J. Pb, O, and C isotopes in silicified Mooidraai dolomite (Transvaal Supergroup, South Africa): Implications for the composition of Paleoproterozoic seawater and «dating» the increase of oxygen in the Precambrian atmosphere // Earth and Planet. Sci. Lett. 1999. Vol. 174. P. 43–57.
- Brasier M.D., Magaritz M., Corfield R. et al. The carbon- and oxygen-isotope record of the Precambrian-Cambrian boundary interval in China and Iran and their correlation // Geol. Mag. 1990. Vol. 127. P. 319–332.
- Brasier M.D., Shields G.A., Kuleshov V.N., Zhegallo E.A. Integrated chemo- and biostratigraphic calibration of early animal evolution: Neoproterozoic-Early Cambrian of Southwest Mongolia // Ibid. 1996. Vol. 133. P. 445–485.
- Bruckschen P., Oesmann S., Veizer J. Isotope stratigraphy of the European Carboniferous: Proxy signals for ocean chemistry, climate and tectonics // Chem. Geol. 1999. Vol. 161. P. 127–163.
- Calver C.R., Gorjan P., Walter M.R. et al. Dating the 840–544 Ma Neoproterozoic interval by isotopes of strontium, carbon, and sulfur in seawater, and some interpretative models // Precamb. Res. 2000. Vol. 100, N 1/3. P. 371–433.
- Dansgaard W., Johnsen S.J., Clausen H.B., Langway C.C. Climatic record revealed by the camp century ice core // The Late Cenozoic glacial ages. New Haven: Yale Univ. press, 1971. С. 37–56.

- Davis A.C., Bickle M.J., Teagle D.A.H.* Imbalance in the ocean strontium budget // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2003. Vol. 211. P. 173–187.
- Denison R.E., Koepnick R.B.* Variation of  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  of Permian seawater: An overview // *The Permian of Northern Pangea*. Berlin etc.: Springer, 1995. Vol. 1. P. 124–132.
- Denison R.E., Koepnick R.B., Burke W.H., Hetherington E.A.* Construction of the Cambrian and Ordovician seawater  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  curve // *Chem. Geol.* 1998. Vol. 152. P. 325–340.
- Derry L.A., Kaufman A.J., Jacobsen S.B.* Sedimentary cycling and environmental change in the Late Proterozoic: Evidence from stable and radiogenic isotopes // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1992. Vol. 56. P. 1317–1329.
- Dettman D.L., Fang X., Garzione C.N., Li J.* Uplift-driven climate change at 12 Ma: A long  $\text{N}^{18}\text{O}$  record from the NE margin of the Tibetan Plateau // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2003. Vol. 214. P. 267–277.
- Dickens G.R.* Rethinking the global carbon cycle with a large, dynamic and microbially mediated gas hydrate capacitor // *Ibid.* 2003. Vol. 213. P. 169–183.
- Ebneth S., Shields G.A., Veizer J. et al.* High-resolution strontium isotope stratigraphy across the Cambrian-Ordovician transition // *Geochim. et cosmochim. acta.* 2001. Vol. 65, N 14. P. 2273–2292.
- Farquhar J., Bao H., Thieme M.H.* Atmospheric influence of Earth's earliest sulfur cycle // *Science.* 2000. Vol. 289. P. 756–759.
- Farquhar J., Wing B.A.* Multiple sulfur isotopes and the evolution of the atmosphere // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2003. Vol. 213. P. 1–13.
- Gao G., Land L.S.* Geochemistry of Cambro-Ordovician Arbuckle limestone, Oklahoma: Implications for diagenetic  $\delta^{18}\text{O}$  alteration and secular  $\delta^{13}\text{C}$  and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  variation // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1995. Vol. 59, N 13. P. 2843–2844.
- Geisler T., Pidgeon R.T., Bronswijk W., Kurtz R.* Transport of uranium, and lead in metamict zircon under low-temperature hydrothermal conditions // *Chem. Geol.* 2002. Vol. 191. P. 141–154.
- Gleason J.D., Moore T.C., Rea D.K., Johnson T.M.* Ichthyolith strontium isotope stratigraphy of a Neogene red clay sequence: Calibrating eolian dust accumulation rates in the central North Pacific // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2002. Vol. 202. P. 625–636.
- Godderis Y., Francuis L.M., Veizer J.* The early Paleozoic carbon cycle // *Ibid.* 2001. Vol. 190. P. 181–196.
- Harland W.B., Armstrong R.L., Cox A.V. et al.* A geologic time scale 1989. Cambridge: Cambridge Univ. press, 1990. 263 p.
- Hayes J.M., Strauss H., Kaufman A.J.* The abundance of  $^{13}\text{C}$  in marine organic matter and isotopic fractionation in the global biogeochemical cycle of carbon during the past 800 Ma // *Chem. Geol.* 1999. Vol. 161. P. 103–125.
- Heidary E., Wade W.J., Hassanzaddeh J.* Diagenetic origin of carbon and oxygen isotope compositions of Permian-Triassic boundary strata // *Sediment. Geol.* 2001. Vol. 143, N 3/4. P. 191–197.
- Herrle J.O., Kößler P., Friedrich O. et al.* Lower Albian from SE France and the Mazagan Plateau (DSDP Site 545): A stratigraphic tool for paleoceanographic and paleobiologic reconstruction // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2004. Vol. 218. P. 149–161.
- Hurtgen M.T., Arthur M.A., Suits N.S., Kaufman A.J.* The sulfur isotopic composition of Neoproterozoic seawater sulfate: implications for a snowball Earth? // *Ibid.* 2002. Vol. 203. P. 413–429.
- Jacobsen S.B., Kaufman A.J.* The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater // *Chem. Geol.* 1999. Vol. 161. P. 37–57.
- Jones C.E., Jenkyins H.C., Hesselbo S.P.* Strontium isotopes in Early Jurassic seawater // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1994. Vol. 58, N. 4. P. 1285–1301.
- Kampschulte A., Bruckschen P., Strauss H.* The sulphur isotopic composition of trace sulphates in Carboniferous brachiopods: Implications for coeval seawater, correlation with other geochemical cycles and isotope stratigraphy // *Chem. Geol.* 2001. Vol. 175. P. 149–173.
- Karhu J.A., Holland H.D.* Carbon isotopes and the rise of atmospheric oxygen // *Geology.* 1996. Vol. 24, N 10. P. 867–870.
- Knoll A.H., Hayes J.M., Kaufman A.J. et al.* Secular variations in carbon isotope ratios from Upper Proterozoic successions of Svalbard and East Greenland // *Nature.* 1986. Vol. 321. P. 832–838.
- Korte C., Kozur H.W., Bruckschen P., Veizer J.* Strontium isotope evolution of Late Permian and Triassic seawater // *Geochim. et cosmochim. acta.* 2003. Vol. 67, N. 1. P. 47–62.

- Kump L.R., Arthur M.A.* Interpreting carbon-isotope excursions: Carbonates and organic matter // *Chem. Geol.* 1999, Vol. 161. P. 181–198.
- Land L.S.* Comment on «Oxygen and carbon isotopic composition of Ordovician brachiopods: Implications for coeval seawater» by H. Quing and J. Veizer // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1995. Vol. 59, N 13. P. 2843–2844.
- Lindsay J.F., Brasier M.D.* Did global tectonics drive early biosphere evolution? Carbon isotope record from 2.6 to 1.9 Ga carbonates of Western Australian basins // *Precambrian Res.* 2002. Vol. 114, N 1/2. P. 1–34.
- Longinelli A., Iacumin P., Ramigni M.*  $\delta^{18}\text{O}$  of carbonate, quartz and phosphate from belemnite guards: Implications for the isotopic record of old fossils and the isotopic composition of ancient seawater // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2002. Vol. 203. P. 445–459.
- Magaritz M., Holser W.T., Kirschvink J.L.* Carbon isotope events across the Precambrian/Cambrian boundary on the Siberian Platform // *Nature.* 1986. Vol. 320. P. 258–259.
- Magaritz M., Kirschvink J.L., Latham A.J.* et al. Precambrian/Cambrian boundary problem: Carbon isotope correlations for Vendian and Tommotian time between Siberia and Morocco // *Geology.* 1991. Vol. 19. P. 847–850.
- Martin M.W., Grazhdankin D.V., Bowring S.A.* et al. Age of Neoproterozoic bilaterian body and trace fossils, White Sea, Russia: Implications for Metazoan evolution // *Science.* 2000. Vol. 288. P. 841–845.
- Melezhik V.A., Fallick A.E.* A wide spread positive  $\delta^{13}\text{C}$  carb anomaly at around 2.33–2.06 Ga on the Fennoscandian Shield: a paradox? // *Terra Nova.* 1996. Vol. 8, N 1. P. 141–157.
- Melezhik V.A., Fallick A.E., Clark T.* Two billion year old isotopically heavy carbon: Evidence from the Labrador Trough, Canada // *Canad. J. Earth Sci.* 1997. Vol. 34, N 3. P. 271–287.
- Mundil R., Metcalfe I., Ludwig K.R.* et al. Timing of the Permian-Triassic biotic crisis: Implications from new zircon U/Pb age data (and their limitations) // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2001. Vol. 187. P. 131–145.
- Musashi M., Isozaki Y., Koike T., Kreulen R.* Stable carbon isotope signature in Mid-Panthalassa shallow water carbonates across the Permo-Triassic boundary: Evidence for  $^{13}\text{C}$ -depleted superocean // *Ibid.* 2001. Vol. 191. P. 9–20.
- Ohmoto H., Yamaguchi K.E., Ono S.* Questions regarding Precambrian sulfur isotope fractionation // *Science.* 2001. Vol. V. 292. P. 1959a.
- Ono S., Eigenbrode J.L., Pavlov A.A.* et al. New insights into Archean sulfur cycle from mass-independent sulfur isotope records from the Hamersley Basin, Australia // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2003. Vol. 213. P. 15–30.
- Paytan A., Kastner M., Campbell D., Thiemens M.H.* Sulfur isotopic composition of Cenozoic seawater sulfate // *Science.* 1998. Vol. 282. P. 1459–1461.
- Prokoph A., Veizer J.* Trends, cycles and nonstationarities in isotope signals of Phanerozoic seawater // *Chem. Geol.* 1999. Vol. 161. P. 225–240.
- Richter F.M., Rowley D.B., De Paolo D.J.* Sr isotope evolution of seawater: The role of tectonics // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1992. Vol. 109, N 1/2. P. 11–23.
- Rosing M.T., Frei R.* U-rich Archean sea-floor sediments from Greenland – indications of  $>3700$  Ma oxygenic photosynthesis // *Ibid.* 2004. Vol. 217. P. 237–244.
- Schidlowski M.* Carbon isotopes as biogeochemical recorders of life over 3.8 Ga of Earth history: Evolution of a concept // *Precambrian Res.* 2001. Vol. 106, N 1/2. P. 117–134.
- Schidlowski M., Eichman R., Junge C.E.* Carbon isotope geochemistry of the Precambrian Lomagundi carbonate province, Rhodesia // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1976. Vol. 40. P. 449–455.
- Scholle P.A.* Carbon and sulfur isotope stratigraphy of the Permian and adjacent intervals // *The Permian of Northern Pangea.* Berlin etc.: Springer, 1995. Vol. 1. P. 133–149.
- Schrag D.P.* Effects of diagenesis on the isotopic record of late paleogene tropical sea surface temperatures // *Chem. Geol.* 1999. Vol. 161. P. 215–224.
- Shackleton N.J.* New data on the evolution of Pliocene Climatic variability // *Paleoclimate and evolution with emphasis on human origins.* New Haven: Yale Univ. press, 1995. P. 242–248.
- Shields G.A., Brasier M.D., Stille P., Dorjnamjaa D.* Factors contributing to high  $\delta^{13}\text{C}$  values in Cryogenian limestones of Western Mongolia // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2002. Vol. 196. P. 99–111.

- Shields G.A., Carden G.A.F., Veizer J. et al.* Sr, C and O isotope geochemistry of Ordovician brachiopods: A major isotope event around the Middle-Late Ordovician transition // *Geochim. et cosmochim. acta.* 2003. Vol. 67, N 11. P. 2005–2025.
- Sreenivas B., Das Sharma S.* The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater—comment // *Chem. Geol.* 2001. Vol. 181. P. 193–195.
- Stenni B., Jouzel J., Masson-Delmotte V. et al.* A late-glacial high-resolution site and source temperature record derived from the EPICA Dome C isotope records (East Antarctica) // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2003. Vol. 217. P. 183–195.
- Strauss H.* The isotopic composition of sedimentary sulfur through time // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1997. Vol. 132. P. 97–118.
- Strauss H., Vidal G., Moczydlowska M., Paczesna J.* Carbon isotope geochemistry and paleontology of Neoproterozoic to early Cambrian siliciclastic successions in the East European Platform, Poland // *Geol. Mag.* 1997. Vol. 134, N 1. P. 1–16.
- Tikhomirova M., Makarikhin V.V.* Possible reasons for the  $\delta^{13}\text{C}$  anomaly of Lower Proterozoic sedimentary carbonates // *Terra Nova.* 1993. Vol. 5, N 3. P. 244–248.
- Veizer J.* Reply to the comment by L.S. Land on «Oxygen and carbon isotopic composition of Ordovician brachiopods: Implications for coeval seawater» // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1995. Vol. 59, N 13. P. 2845–2846.
- Veizer J., Compston W., Clauer N., Shidlowski M.*  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  in Late Proterozoic carbonates: Evidence for a «mantle» event at ~900 Ma ago // *Ibid.* 1983. Vol. 47. P. 295–302.
- Veizer J., Davin A., Karem A. et al.*  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  evolution of Phanerozoic seawater // *Chem. Geol.* 1999. Vol. 161. P. 59–88.
- Vennemann T.W., Hegner E.* Oxygen, strontium, and neodymium isotope composition of fossil shark teeth as a proxy for the paleoceanography and paleoclimatology of the Miocene northern Alpine Paratethys // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1998. Vol. 142. P. 107–121.
- Vinogradov V.I.* The isotopic composition of sulfur as a factor indicating of its cyclic circulation in time // *Chem. Geol.* 1972. Vol. 10. P. 99–106.
- Wallmann K.* Controls on the Cretaceous and Cenozoic evolution of seawater composition, atmospheric  $\text{CO}_2$  and climate // *Geochim. et cosmochim. acta.* 2001. Vol. 65. P. 3005–3025.
- Walter M.R., Veivers C.R., Calver C.R. et al.* Dating of 840–544 Ma Neoproterozoic interval by isotopes of strontium, carbon, and sulfur in seawater, and some interpretative models // *Precambrian Res.* 2000. Vol. 100. P. 371–433.
- Zachos J.C., Opdyke B.N., Quinn T.M. et al.* Early cenozoic glaciation, antarctic weathering, and seawater  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ : Is there a link? // *Chem. Geol.* 1999. Vol. 161. P. 165–180.
- Zachos J., Pagani M., Sloan L. et al.* Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present // *Science.* 2001. Vol. 292. P. 686–693.

## **РОЛЬ СЕКВЕНСНОЙ СТРАТИГРАФИИ В РЕШЕНИИ ВОПРОСОВ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ**

Рассмотрена возможность применения секвенсно-стратиграфического анализа для осадочных бассейнов активных и пассивных океанических окраин и континентальных осадочных бассейнов. Разработанная ранее методика выделения секвенций была реализована на примере Каспийского мегабассейна. Построена количественная кривая эвстатических колебаний уровня моря в позднекайнозойское время. Анализ этой кривой показывает, что в пределах Каспийского мегабассейна выделяются два крупных цикла относительного изменения уровня моря – акчагыльский и апшеронский, с общей тенденцией к его повышению. Сделана попытка выявления роли эвстатики и тектоники в формировании секвенций.

**M.P. Antipov, E.E. Bobylova, I.E. Varchavskaia**

## **THE ROLE OF SEQUENCE STRATIGRAPHY IN SOLVING PALEOGEOGRAPHICAL PROBLEMS**

The possibility of applying the sequence-stratigraphical analysis to sedimentary basins of both continents and active/passive oceanic margins is discussed. The sequence recognition method, developed earlier, has been applied to the Caspian basin. The quantitative relationship has been obtained for late Cenozoic sea level variations. The analysis of this relationship has revealed the two stages, Akchagylian and Apsheronian, of relative sea level variation within the Caspian basin, with the general tendency to upper sea level. An attempt has been made to reveal the roles of eustatics and tectonics in the sequences formation.

### **ВВЕДЕНИЕ**

В последнее десятилетие секвенсно-стратиграфические исследования широко обсуждаются в мировой геологической практике. Они берут свое начало в сеймостратиграфическом анализе, который активно используется при изучении осадочных бассейнов для реконструкции условий седиментации и построения седиментационных и палеогеографических моделей осадочных бассейнов. Заметный вклад в развитие принципов и приемов сеймостратиграфического анализа в 60–70-х годах прошлого столетия внесли американские геологи-нефтяники группы EXXON. В России прогрессу этого анализа способствовали работы как геофизиков [Гогоненков и др., 1984; Кунин, 1988], так и геологов [Волож и др., 1994; Гладенков и др., 1984; Карагодин, Арментроут, 1996; Шлезингер, 1998]. При изучении геологических объектов с использованием сеймостратиграфического анализа выявляется несколько аспектов его применения (литологический, стратиграфический и тектонический). Стратиграфическим аспектам сеймостратиграфии В.В. Меннер уделял особое внимание, регулярно подчеркивая в своих пуб-

личных выступлениях огромное значение сейсмостратиграфических исследований для палеогеографических реконструкций. В представленной работе мы затрагиваем только несколько проблемных вопросов сейсмостратиграфии и, в частности, секвенной стратиграфии – методики построения кривых относительного изменения уровня моря, реконструкции тектонических движений в пределах осадочных бассейнов и выявления роли тектонического и эвстатического факторов для создания слоистой структуры осадочных толщ.

## ИСТОРИЯ ВОПРОСА И ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ

Стратиграфическое, сейсмостратиграфическое, седиментологическое или циклическое расчленение осадочного разреза основано на данных разных дисциплин и приемах исследования – палеонтологии, литолого-фациального анализа, сейсморазведки, каротажных диаграмм и др. К настоящему времени существует множество далеко не всегда согласованных между собой терминов, понятий и принципов систематизации, пришедших из разных областей науки и обсуждающих зачастую одни и те же предметы. Одни и те же явления иногда описываются разными терминами и, наоборот, – разным геологическим процессам даются одинаковые названия. Появление в последнее время секвенной стратиграфии (на базе прежде всего сейсмостратиграфии и циклостратиграфии) позволило расшифровать геологические события с новых позиций. Секвенная стратиграфия, на наш взгляд, призвана объединить, упорядочить существующую систему взглядов и представлений введением нового реального геологического объекта – секвенции. В отечественной и зарубежной геологической литературе этот термин широко применяется при седиментологических построениях и сейсмостратиграфических исследованиях. Недавно Ю.А. Волож предложил называть определенную часть секвенций вейлитом [Пути..., 2001, с. 269]. Мы, вслед за автором этого термина, под «вейлитом» понимаем элементарную целостную осадочную систему, генетически связанную циклическостью относительных колебаний уровня моря (базиса эрозии осадочного бассейна). Она формируется в течение интервала времени, необходимого для восстановления профиля эрозионно-денудационного равновесия, нарушенного тектоническими либо эвстатическими процессами. Вейлиты как осадочные системы ограничены перерывами в осадконакоплении, выраженными поверхностями эрозионных несогласий, и коррелянтными им согласными границами. В краевой части бассейна эти поверхности несогласий отвечают перерывам, связанным с эрозией и размывом подстилающих толщ, а в центральных частях – с недостатком материала (отсутствием седиментации).

С точки зрения осадочной летописи, история развития осадочных бассейнов – это эволюция изменения уровня эрозионно-седиментационного равновесия, запечатленная в строении и вещественном составе осадочного чехла. Положение этого уровня определяется тремя основными факторами – тектоникой, эвстазией и климатом, каждый из которых может выступать в роли относительно независимой переменной. На особенности строе-

ния и вещественного состава осадочного чехла в конкретном районе, кроме тектоники, эвстазии и климата, также влияют объем сносимого обломочного вещества и расположение источников сноса. Проявляясь с разной степенью интенсивности и в разных сочетаниях друг с другом, эти факторы приводят к формированию по-своему неповторимых черт каждого индивидуального осадочного бассейна. Одним из результатов сочетания всех трех факторов на разрезах является перемещение бровки шельфа. Авторы данной статьи исходят в своих дальнейших построениях именно из предположения, что данные по перемещению бровки шельфа могут служить показателем изменения уровня моря. В то же время, несмотря на уникальность отдельного природного объекта, существуют общие закономерности формирования толщ в зависимости от колебаний уровня равновесия осадочных систем. Причиной этого являются цикличность процесса и соответствующее ей определенное строение результирующих осадочных тел.

Цикличность – это неотъемлемое свойство геологических, тектонических и седиментационных процессов. Вопросами цикличности в геологической науке занимались и занимаются многие исследователи. За последнее время опубликовано большое число статей и монографий, в которых проведен обзор истории изучения геологических циклов как глобальных, так и региональных. Выявление закономерностей в истории осадочных бассейнов, моделирование геологических процессов, реконструкция строения осадочных бассейнов всегда тесно переплетаются с циклическим анализом. Циклический анализ стал широко применяемым методом при изучении геологических процессов и явлений.

Под осадочным циклом понимается законченный круг явлений и процессов, которые приводят в течение того или иного отрезка времени к мобилизации и отложению вещественного материала в виде слоев или монослоев [Фролов, 1998]. Обычно цикл природных явлений приводит к формированию геологического тела – циклита. Циклит – это парагенез слоев, связанных более тесно друг с другом, чем со смежным парагенезом – циклитом того же ранга, от которого отделен более резкими границами. В зависимости от преобладающего фактора могут быть выделены тектоноциклиты, климатоциклиты, литоциклиты и др.

Тектоноциклиты выделяются в разрезе осадочного чехла в соответствии с общим ходом тектонического развития осадочного бассейна и отвечают обычно крупным интервалам геологического времени (геотектоническим циклам, фазам складчатости Штилле) [Хаин, 2003], формируя структурно-тектонические этажи, ярусы и квазисинхронные сейсмостратиграфические комплексы [Кунин, Кучерук, 1984].

Климатоциклиты формируются за счет преобладающего в осадконакоплении климатического фактора, а одним из типичных примеров таких циклитов являются ленточные глины, накопившиеся в результате сезонных колебаний климата.

Данные сейсмо- и секвенсно-стратиграфического анализа были сразу же востребованы многими разделами геологии – геотектоникой, стратиграфией, седиментологией и др. Так, в геотектонике они способствовали детализа-

ции представлений о строении структурных подразделений осадочного чехла, совершенствованию технологий моделирования процессов формирования и развития структур земной коры и осадочных бассейнов. В стратиграфии они широко используются для создания региональных и детальных местных стратиграфических шкал, для проведения глобальной стратиграфической корреляции осадочных разрезов, сопоставления результатов био-стратиграфических, магнитостратиграфических и радиоизотопных исследований в пределах отдельных осадочных бассейнов.

Нам представляется, что секвенная стратиграфия вносит новый аспект в стратиграфию, акцентируя внимание на изучении нового объекта исследования – секвенции. Развитие секвенной стратиграфии, безусловно, связано с ритмостратиграфией (циклостратиграфией), которая сейчас все чаще опирается на сейсмостратиграфический анализ.

Геологические тела, связанные в своем образовании с цикличностью седиментационных процессов, выделялись в геологии давно [Sloss, 1963; Вассоевич, 1975; Карогодин, 1980; Фролов, 1998; и др.]. Наиболее близко к современному пониманию секвенно-стратиграфического анализа подошли В.И. Попов [1979] и В.А. Бабадаглы с соавторами [1975]. В своих исследованиях по этим проблемам они использовали ритмостратиграфический подход как основу стратиграфического расчленения формаций. В результате фациально-циклического (фациально-ритмического) анализа геологический разрез разделяется на ритмосерии, ритмопачки, ритмогоризонты и т.д. В.И. Поповым впервые было подчеркнуто преимущество ритмостратиграфических подразделений по сравнению с литологическими, так как в первом случае вводится понятие изохронности границ. Именно то, что естественные полифациальные геологические тела ограничены изохронными поверхностями, и позволяет рассматривать их в качестве главных подразделений чехла осадочных бассейнов. В то же время, предложенный В.И. Поповым подход к изучению осадочных бассейнов не получил должного развития, так как воспроизводимость результатов расчленения осадочного чехла оказывалась очень низкой, хотя в ряде хорошо изученных регионов Восточно-Европейской платформы и Туранской плиты были разработаны стратиграфические модели осадочных бассейнов, востребованные не только в прошлом, но и сейчас. Данное (циклостратиграфическое) направление исследований активно развивается Ю.Н. Карогодиным [Карогодин и др., 2000], который для выделения циклических подразделений предложил учитывать трансгрессивно-регрессивные последовательности напластований.

В настоящее время секвенная стратиграфия занимается изучением взаимосвязей различных литофациальных типов пород внутри разновозрастного комплекса генетически связанных пластов, ограниченных поверхностями размыва или перерыва в осадконакоплении, что соответствует поверхностям несогласий.

Преимущества этого подхода объясняются тем, что в концепции секвенного анализа выделяемое осадочное тело – секвенция – является хронозначимым, а ограничивающие его поверхности – изохронны и коррелируемы в пространстве; созданная единая унифицированная признаковая база



позволяет обоснованно выделять седиментационные тела и в настоящее время широко применяется на практике, и при выделении секвенций используется высокотехнологичный инструментальный аппарат.

### МЕТОДИКА СЕКВЕНСНОГО АНАЛИЗА

Используемая в настоящее время методика выделения секвенций разработана в своей основе исследовательской группой EXXON во главе с П.Р. Вейлом [Vail et al., 1991; Сейсмическая стратиграфия, 1982; Posamentier, Vail, 1988; Vail et al., 1991]. Результаты применения такой методики были продемонстрированы при изучении осадочных бассейнов пассивных окраин. Погружение поверхности накопления осадков в подобных бассейнах происходит в основном под влиянием двух факторов: веса накопившихся толщ и тектонического погружения, связанного с растяжением земной коры и литосферы в целом. При этом процесс осадконакопления в таких условиях протекает циклично, закономерно изменяясь во времени. Он контролируется изменением уровня моря и интенсивностью сноса осадочного материала. Такой режим способствует появлению ярко выраженных несогласных или соответствующих им согласных поверхностей, ограничивающих относительно согласно залегающие последовательности генетически связанных пластов, названных **секвенциями** [Mitchum et al., 1977], что явилось модификацией ранее использованного термина [Sloss, 1973]. Нами такие осадочные тела называются **вейлитами**. Границы вейлитов формируются в результате относительного понижения уровня моря и выделяются по региональному налеганию (onlap) сверху и срезанию (truncation) снизу. Вейлит состоит из седиментационных комплексов (system tracks), т.е. серии связанных одновременных осадочных систем (depositional system), которые переходят одна в другую во время особой фазы трансгрессивно-регрессивного цикла. Выделение в разрезе вейлитов позволяет понять закономерности палеогеографической истории бассейна, дать перспективный сценарий его дальнейшего развития и сделать прогноз о поисках того или иного полезного ископаемого в его пределах.

Пространственная организация и внутренняя структура седиментационных комплексов, определяемые исключительно колебаниями уровня моря, формируют разрез осадочного чехла, который представляет собой своеобразную летопись изменения уровня эрозионно-седиментационного равновесия в осадочном бассейне. Здесь мы подходим к одному из важнейших аспектов понимания природы генетически связанных слоевых ассоциаций («секвенций», по П.Р. Вейлу), сформированных в течение одного седиментационного цикла. Как должно быть выделено это тело?

Выделить цикл и соответствующие циклиты в разрезе осадочного бассейна очень трудно, тем более важно выделить осадочный циклит для всего бассейна в целом. Без сеймостратиграфического анализа это сделать практически невозможно. Любой цикл относительного изменения уровня моря обычно состоит из постепенного относительного подъема, периода стабилизации и относительно быстрого понижения. Общее поднятие складывается из элементарных этапов быстрых подъемов и стабилизации.

Предложенные П.Р. Вейлом кривые изменения относительного уровня моря по сути отражают суммарный эффект всех ответственных за седиментацию факторов: и эвстазии, и тектоники, и скорости осадконакопления в том или ином бассейне. При изучении осадочных бассейнов необходимо выделить и проследить комплексы пород по всей площади бассейна. Только в этом случае можно реконструировать этапность и особенности его развития. Не в любой точке бассейна можно найти и выделить комплексы пород, соответствующие той или иной стадии осадочного цикла. Между тем, существуют ключевые точки осадочного бассейна, где это можно сделать. Такими областями являются зоны перегиба от шельфа к склону, где формируются проградационные системы (рис. 1, см. цветную вклейку).

На представленной схеме строения окраин осадочного бассейна хорошо видны пространственно-временные соотношения клиноформенных тел, формирующих тракты седиментационных систем: низкого и высокого уровней моря, слагающих вейлиты. Выявив их на сейсмических разрезах, определив принадлежность к тому или иному этапу (стадии) цикла, необходимо проследить разновозрастные толщи на весь бассейн. Таким образом, можно достаточно точно расчленив осадочный разрез на осадочные комплексы разных порядков, а позже перейти к построению кривой эволюции осадочного бассейна. Анализ этой кривой в совокупности с данными о характере строения разноранговых седиментационных комплексов позволяет в деталях реконструировать историю развития осадочного бассейна, дать количественную оценку различным процессам, влияющим на погружение дна бассейна и заполнение его осадками. Такого рода анализ строения осадочного чехла собственно и принято называть секвенсно-стратиграфическим. За рубежом секвенсно-стратиграфические исследования являются обязательным элементом бассейнового анализа. У нас в стране они, к сожалению, еще не получили должного развития. Более того, до настоящего времени в русскоязычной литературе отсутствует даже однозначное понимание сути этих исследований.

Применительно к общепринятой у нас в стране терминологии под **секвенсной стратиграфией** следует понимать **фациальный анализ слоистых геологических тел надпородного уровня организации на основе изучения цикличности (ритмичности) процессов осадконакопления.**

На наш взгляд, секвенсная стратиграфия это не панацея или свод рецептов, а скорее некое руководство к действию, представляющее собой современный концептуальный подход к изучению осадочных бассейнов. Это следующий этап развития осадочной геологии, включающий в себя элементы структурной геологии, откуда вводятся понятия пространства аккомодации, связи тектонических и эвстатических процессов. Объединяя различные дисциплины и используя, таким образом, более широкий спектр информации, секвенсная стратиграфия создает свою базу данных геологических объектов – определенных как в пространстве, так и во времени. **Под пространством аккомодации нами понимается свободное пространство, заполняемое осадочным материалом в процессе седиментации.**

Если ранее фациальные и палеогеографические модели, двух- и трехмерные диаграммы позволяли охарактеризовать бассейн или его часть толь-

ко качественно, то сейчас у нас появились данные, которые в определенной мере и количественно оценивают особенности изучаемого объекта в пространстве и во времени. Собственно говоря, П.Р. Вейл с соавторами сформулировали основные принципы комплексной геологической интерпретации временных сейсмических разрезов в рамках единой концепции, которая получила свое логическое развитие в секвенсно-стратиграфическом анализе. Именно комплексирование сейсмических и других геолого-геофизических данных обеспечило возможность непрерывной корреляции геологических тел в пространстве и во времени: выделение трактов как единых генетических тел, парасеквенций и, наконец, секвенций, или вейлитов. Однако до последнего времени недостаточно полно были освещены приемы и способы распознавания и оценки ведущего фактора в изменении относительного уровня моря.

Любой осадочный разрез – это летопись истории изменения величины пространства аккомодации (П) и условий седиментации внутри седиментационного бассейна. В самом общем виде изменение пространства аккомодации зависит от колебания уровня денудационно-седиментационного равновесия (У), изменения направленности и интенсивности тектонических движений (Т) и объема поступающего материала (Q):

$$П = f(У) + f(Т) + f(Q).$$

Каждый из указанных факторов изменяется во времени, но в своей совокупности они образуют некую устойчивую к внешним воздействиям обстановку осадконакопления, которая сохраняется в течение определенного интервала времени. Это обеспечивает формирование стратиграфически непрерывной последовательности напластований, обладающей строго закономерной внешней формой и внутренней трехчленной структурой. Нижние части вейлита накапливаются в погруженных областях свободного пространства аккомодации в условиях низкого положений базиса равновесия. По мере его подъема, пространство аккомодации увеличивается, и область осадконакопления захватывает все большие площади. В условиях высокого положения базиса равновесия осадконакопление концентрируется на периферии бассейна, создавая для его центральной области дефицит осадочного материала (зоны «отсутствия» осадконакопления). Распределение типов осадка внутри формирующейся последовательности напластования контролируется другими факторами: такими как климат, удаленность от источника сноса и, наконец, положением базиса эрозионно-седиментационного равновесия над поверхностью осадконакопления (в бассейне это глубина моря).

Таким образом, выделение в качестве вейлитов осадочных последовательностей, отвечающих только циклам эвстатических колебаний уровня океана, не всегда правомерно. Столь же несущественными являются такие параметры, как длительность формирования осадочной последовательности, ее мощность и размеры, поскольку они определяются размерами бассейна, скоростью тектонических движений и темпом осадконакопления. Несущественным может оказаться и факт наличия в разрезе даже ярко выраженного перерыва и несогласия, поскольку они могут соответствовать не

границам вейлита, а внутрисеквенсным разделам (границам парасеквенций или трактов осадочных систем).

Единственным критерием выделения вейлита является стратиграфическая непрерывность слагающих его последовательностей напластования, которые сформировались в пределах осадочного бассейна в течение одного полного цикла изменения его аккомодационного пространства. Длительность этого цикла определяется временем восстановления седиментационно-денудационного равновесия в водосборном бассейне между двумя его частями – областью денудации и областью аккумуляции – в результате изменения положения базиса равновесия, либо изменения положения поверхности осадконакопления, либо изменения путей переноса терригенного материала и его объема. Поэтому единственным документом, на основе которого можно однозначно выделить вейлит, служит хроностратиграфический профильный разрез осадочного бассейна, на котором показана последовательность напластования слоев.

Используемая в настоящее время технология построения таких профилей в своей основе была разработана в рамках сейсмостратиграфического анализа [Vail, 1987]. Она предусматривает выделение и трассирование на сейсмическом разрезе поверхностей напластований и несогласий, а также классификацию последних по характеру прекращения прослеживания отражающих горизонтов вблизи границы несогласия. Применение этой технологии обеспечивает надежное выделение секвенций и слагающих их систем напластований (парасеквенций и системных трактов) исключительно по тем сейсмическим разрезам, которые пересекают специфические палеогеографические зоны бассейна – бровки аккумулятивных шельфов либо бровки дельтовых систем, которые образуют перегибы на шельфе, четко выраженные в рельефе дна бассейна.

При построении кривой относительного погружения дна бассейна исследователи группы П.Р. Вейла, учитывая величину подошвенного налегания и бокового наращивания берега, определяли суммарный эффект действия тектонического и эвстатического факторов [Vail, 1987]. Более точно величину тектонического погружения можно получить при проведении палеореконокструкций и выравнивании глубинного разреза в таком участке осадочного бассейна, где подошва и кровля осадочного комплекса субпараллельны, а его внутреннее строение клиноформно. В таком случае величина тектонического прогибания равна мощности осадков в верхней субгоризонтальной части клиноформы.

## ВЫДЕЛЕНИЕ ВЕЙЛИТОВ

Секвенсный анализ, как уже говорилось выше, по сути, является комплексным подходом, требующим обязательного синтеза доступных геолого-геофизических данных (обнажение – скважина – временной разрез). Такой подход обеспечивает исследователя корреляционной базой, в основе которой лежит концептуальная модель связи процессов эрозии и осадконакопления с циклическими изменениями уровня моря.

Технология применения секвенсного анализа широко известна и недавно подробно описана в монографии по изучению осадочных бассейнов [Осадочные бассейны..., 2004]. Основным непреложным принципом при проведении секвенсного анализа являются выделение и корреляция в пространстве тел, ограниченных несогласными поверхностями или отвечающими им согласными границами, которые являются изохронными поверхностями. Секвенсный анализ включает такие процедуры.

1. Выделение основных поверхностей несогласия и картирование наиболее крупных геологических тел – вейлитов; это, в свою очередь, включает:

- анализ несогласий на временном разрезе;
- литологическую интерпретацию осадочного разреза с учетом данных коротажа;
- седиментологическую интерпретацию, восстановление обстановок осадконакопления с использованием биостратиграфических и литологических материалов из керна и обнажений;
- определение системы трактов – подкомплексов и границ комплексов;
- корреляцию поверхностей несогласий внутри комплексов и секвенций с обобщением сейсмических данных и данных по скважинам;
- детализацию строения осадочного бассейна и слагающих его тел.

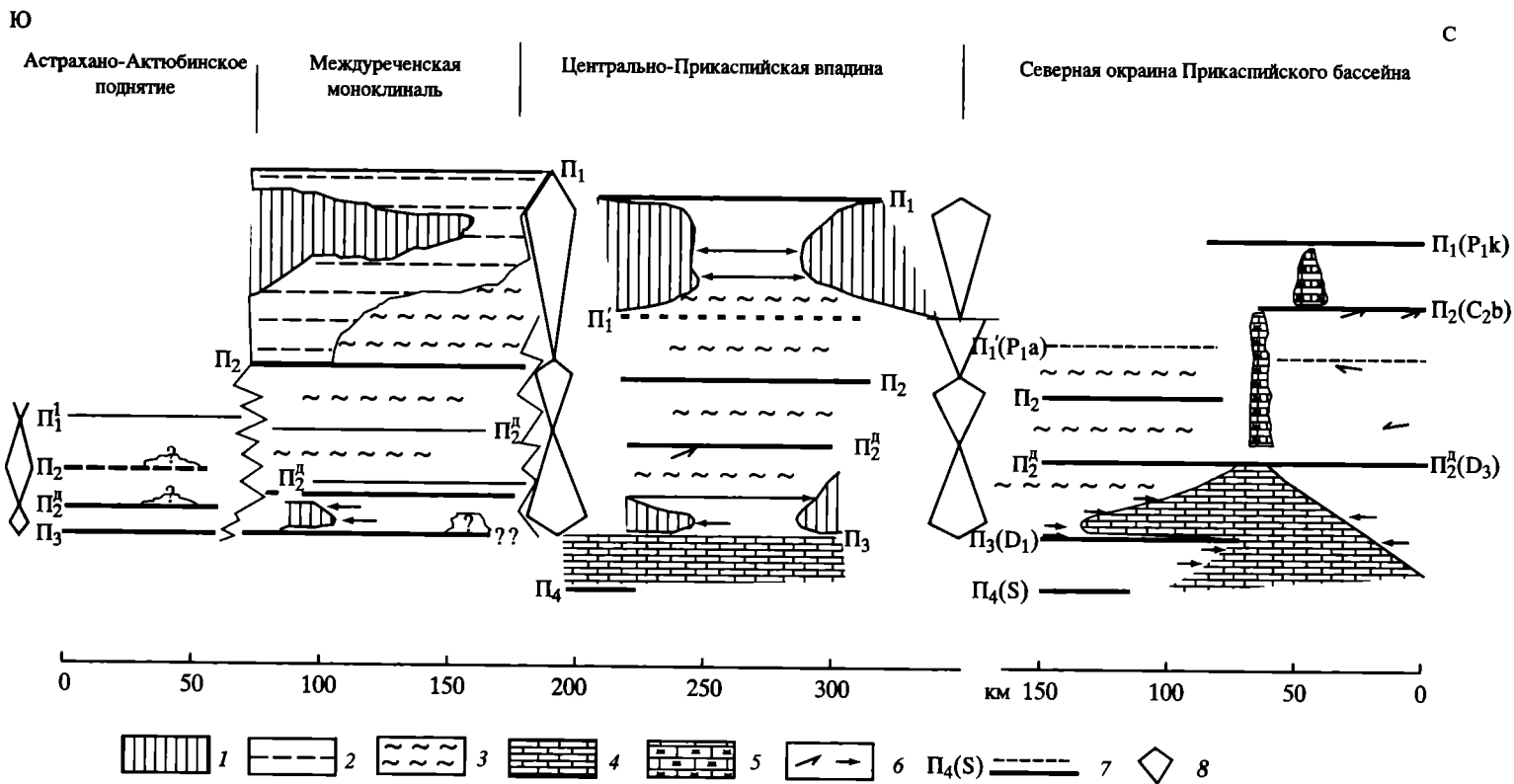
2. Корреляция секвенций с кривой глобальных эвстатических колебаний уровня моря Б.Ю. Хака и П.Р. Вейла [Haq et al., 1988] или с кривой относительного изменения уровня моря, принятой для конкретного бассейна, и датирование их на этой основе.

3. Создание комплексной модели осадконакопления в бассейне, состоящей из:

- определения последовательности развития осадочного бассейна в рамках хроностратиграфической схемы (комбинация эвстатики и тектоники);
- оценки относительного влияния тектонической составляющей на описываемый осадочный объект;
- оценки развития седиментационного пространства – моделирование формирования осадочного бассейна.

Выделенные на этой основе геологические тела легко вписываются в разрезы, построенные в масштабе времени и известные как хроностратиграфические схемы. Построение таких разрезов и обобщенных схем – очень важный инструмент секвенсного анализа, поскольку позволяет наглядно продемонстрировать соотношение областей осадконакопления и перерывов, а также оценивать полноту разреза и непрерывность процесса седиментации. Примеры таких схем приведены на рис. 2 и рис. 3 (см. цветную вкл.) Здесь представлены хроностратиграфические схемы разновозрастных осадочных бассейнов древней Восточно-Европейской и молодой Западно-Сибирской платформ.

Очень часто возникают проблемы построения таких схем из-за недостаточности качественного исходного материала и/или сложной комбинации тектонических и геологических явлений, создающих осадочный разрез. При интерпретации конкретных осадочных бассейнов мы часто встречаемся с отсутствием того или иного тракта или повторением в разрезе одинаковых



**Рис. 2.** Хроностратиграфическая схема подсолевого комплекса Прикаспийского осадочного бассейна

1 – перерывы в осадконакоплении; 2, 3 – отложения: относительного мелководья и прибрежной равнины (2) и открытого моря – конденсированная часть разреза (3); 4 – карбонаты котловин; 5 – рифогенные постройки; 6 – кровельное и подошвенное прилегания; 7 – опорные сейсмические горизонты; 8 – седиментационные циклы, по Ю.А. Карагодину

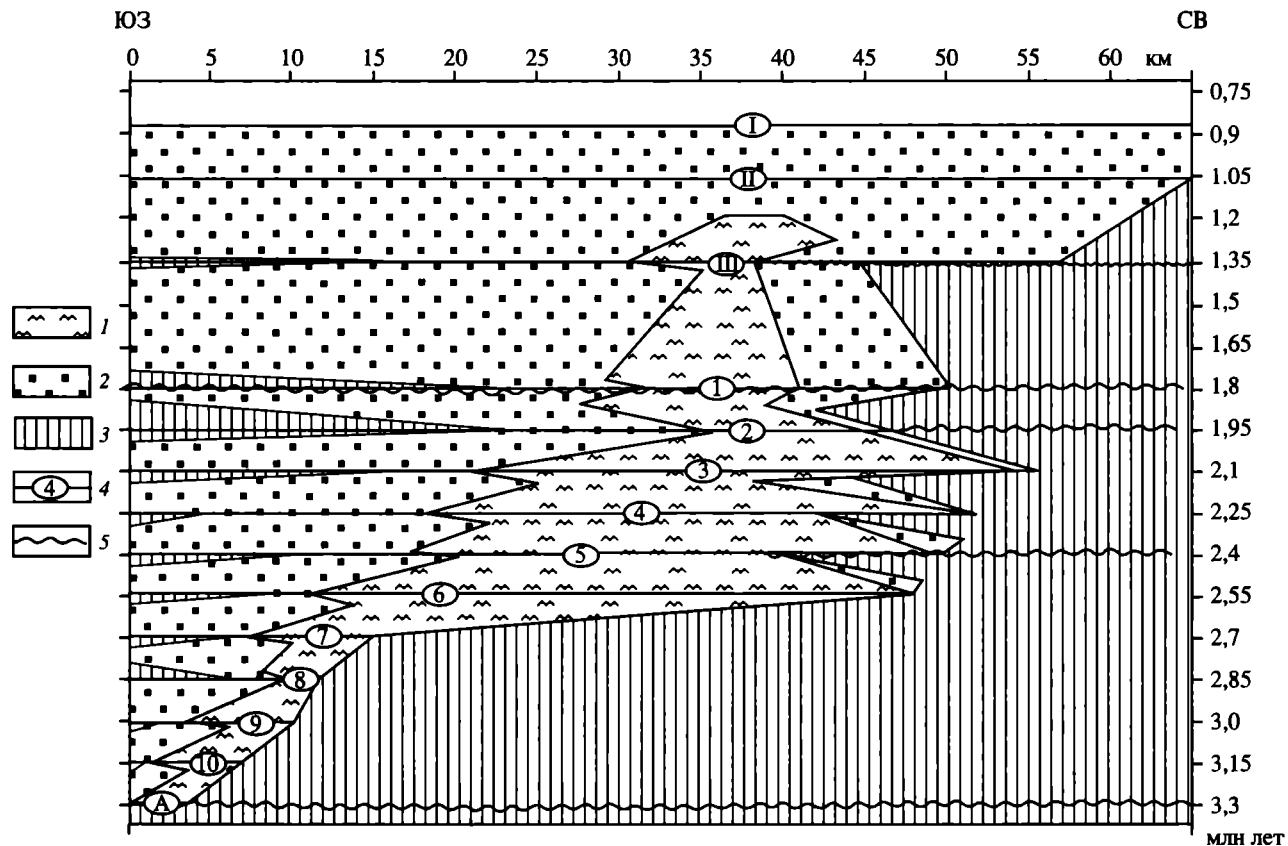
трактов. Это указывает нам на особенности развития конкретного осадочного бассейна.

Первоочередные задачи, решаемые на этом этапе исследования, две: 1) качественная оценка относительного изменения уровня моря и 2) построение количественной кривой относительного изменения уровня моря. Полученные результаты затем используются при реконструкции хода осадочного процесса и создании численных седиментационных моделей. Сам процесс численного моделирования носит интерактивный характер и считается завершенным, если полученная модель отвечает наблюдаемому по скважинам характеру распределения литофаций в разрезе, а слоистость соответствует наблюдаемой на сейсмическом разрезе геометрии отражающих границ.

Эта процедура может быть выполнена только при наличии исходных материалов, отвечающих определенным требованиям. Для построения кривых относительных изменений уровня моря либо глобальной кривой эвстатических колебаний уровня океана необходимо иметь сеть региональных сейсмических профилей и их сейсмостратиграфическую интерпретацию. Эти разрезы должны включать в себя край шельфа, а также содержать (для данного региона) наиболее полную запись прибрежного (трансгрессивного) налегания. Для этих целей желательно иметь сейсмические разрезы высокого качества при достаточном скважинном контроле. Выбранный для анализа участок должен характеризоваться достаточно простым строением, структурные деформации в разрезе должны быть не очень сложными и легко реконструируемыми.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Предложенная П.Р. Вейлом методика построения кривых относительного изменения уровня моря (ОИУМ) применима лишь для тех площадей, где имеются разрезы, в которых сохранилась запись прибрежного налегания. На практике такие разрезы встречаются достаточно редко, что резко ограничивает применение этой технологии. Значительно чаще встречаются площади, в разрезах которых сохранилась запись проградационного наращивания бровки аккумулятивного шельфа. Для таких областей также могут быть составлены кривые ОИУМ, однако методика их построения несколько иная и требует более сложного набора процедур. В частности, она предусматривает проведение специальных операций по выравниванию разрезов для учета постседиментационных деформаций. Для этих целей необходимы сейсмические разрезы, на которых хорошо выражены строение анализируемого клиноформенного комплекса (бровка аккумулятивного шельфа и его фондоформенная и ундоформенная части) и структура перекрывающих клиноформу слоев. Кроме того, необходимы веские геологические доказательства того, что кроющая толща представлена мелководными или континентальными отложениями. При соблюдении последнего условия проводимые операции выравнивания разреза по горизонтам, залегающим внутри кроющей толщи, обеспечивают корректный учет влияния постседиментационных деформаций. После снятия влияния постседиментационных деформа-



**Рис. 4.** Хроностратиграфическая схема Каспийского осадочного мегабассейна

1 – отложения открытого моря (конденсированная часть разреза) (глины); 2 – клиноформная часть разреза; 3 – суша (осадки отсутствуют); 4 – сейсмический горизонт (линия максимального затопления) и его индекс; 5 – поверхность несогласия



ций можно приступать к построению кривых относительных колебаний уровня моря по технологии, разработанной П.Р. Вейлом для прибрежной зоны, но уже замеряя приращение высот (расстояния) между двумя смежными точками перегиба аккумулятивного шельфа. Последовательность операций, выполняемых при построении кривых относительного изменения уровня моря по наращиванию шельфа, видна из рассмотрения рисунков на примере Каспийского мегабассейна (рис. 4, см. рис. 3). Ранее подобные исследования были проведены в пределах Западно-Сибирского мегабассейна, где хорошо изучены и датированы опорные отражающие сейсмические горизонты юрско-мелового разреза [Осадочные бассейны..., 2004].

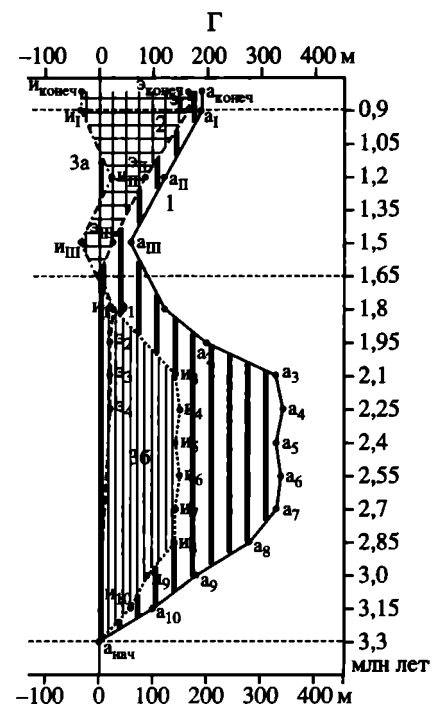
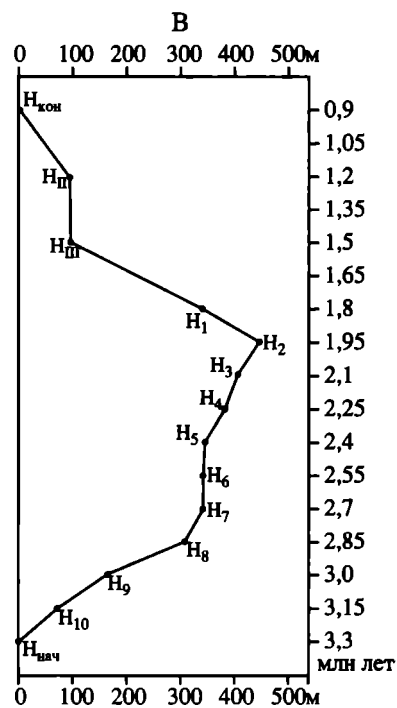
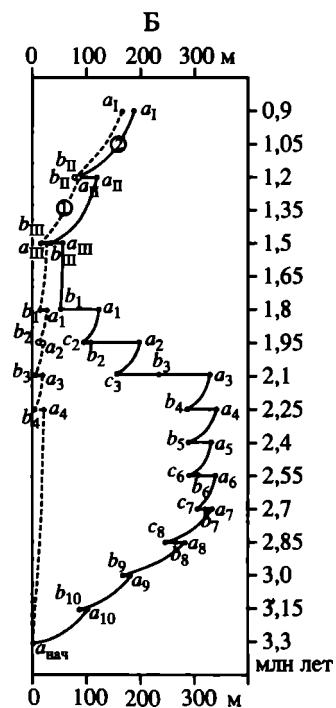
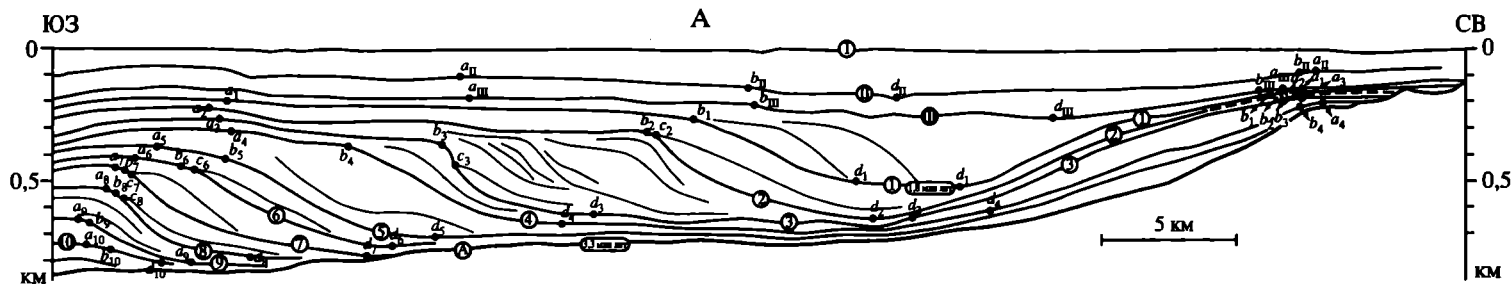
Следует подчеркнуть, что наиболее благоприятными объектами для построения количественных кривых изменения уровня моря являются разрезы пассивных окраин осадочных бассейнов с хорошо выраженными древними береговыми линиями, палеошельфами, палеосклонами и палеокотловинами. Значительно сложнее применить секвенсную стратиграфию в тектонически активных бассейнах. В разрезах этих бассейнов главная роль в формировании аккомодационного пространства принадлежит конседиментационному тектоническому погружению дна бассейна. Низкие палеоуровни, связанные с колебаниями уровня моря, могут быть намечены лишь качественно по наземным эрозионным врезам и фациальной вертикальной последовательности разреза.

Однако необходимо подчеркнуть, что отобранные для анализа сейсмические разрезы должны соответствовать следующим условиям:

- 1) быть непрерывными и пересекать, как минимум, два суббассейна;
- 2) на них должна хорошо прочитываться структура не только клиноформенного комплекса, но и подстилающих и перекрывающих его толщ;
- 3) разрезы должны быть обеспечены данными бурения, свидетельствующими о мелководности отложений, подстилающих и перекрывающих клиноформенный комплекс.

Следующий этап анализа предусматривает построение количественной кривой эвстатических колебаний уровня моря и семейства необходимых для этого вспомогательных кривых, что мы проиллюстрируем на примере позднекайнозойского (акчагыл-апшеронского) Каспийского мегабассейна. К ним относятся кривые: относительных изменений уровня моря, изменения глубин, изменения величины аккомодационного пространства. Для этих целей проводится процедура последовательного (сверху вниз) выравнивания разреза по каждому сейсмическому горизонту с учетом величины эрозионного среза для отдельных интервалов времени (эти интервалы определяются из рисунка сейсмической записи на временном или глубинном разрезе) (рис. 5). Этот прием позволяет учесть постседиментационные дифференцированные (локальные) тектонические движения в бассейне и исключить их влияние на изменение аккомодационного пространства.

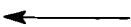
Выровненный региональный разрез через Каспийский мегабассейн (см. рис. 5, А) используется для построения ряда вспомогательных кривых. На разрезе определяются характерные точки клиноформ: *a*, *b*, *c* и *d*. При построении кривой относительных изменений уровня моря П.Р. Вейл и его



соавторы использовали точку прибрежного налегания. Анализ поведения этой точки в пространстве приводил к определению величины изменения относительного уровня моря. В большинстве случаев, как упоминалось выше, эта часть разреза осадочного бассейна отсутствует, поэтому нами для количественных расчетов используется точка «а», которая располагается на той же гипсометрической отметке, что и точка прибрежного налегания П.Р. Вейла. Точка *a* – это точка в пределах шельфа, в сторону суши от которой прослеживается область параллельного залегания ундиформенных слоев. Точка *b* – это точка перегиба шельфа. Точка *c* – это точка, маркирующая минимальную отметку падения уровня моря в трактах низкого стояния. Точка *d* фиксирует начало параллельно-слоистых депрессионных горизонтов (начало фондоформы). На разрезе снимаются высотные отметки характерных точек, и их относительные значения откладываются на графике с координатами глубины и времени. Затем приступаем к построению кривой изменения глубин палеобассейна (см. рис. 5, В). Для этого по разрезу вычисляем глубину бассейна на всех временных этапах. Глубина бассейна – это разница между положением точек *a* и *d*.

В приведенном случае в пределах второго, северного, берега из-за интенсивной эрозии срезается верхняя ундиформная часть клиноформ, где располагаются точки *a* и *b*, а субпараллельные слои отвечают стадии высокого уровня моря. Поэтому использовать в построениях данные по северному суббассейну на ранних этапах его развития очень затруднительно. При этом на южном берегу дополнительно происходило накопление клиноформ за счет погружения дна бассейна под весом осадков, и таким образом тектоническая составляющая здесь будет равна величине изостазии плюс мощность осадков на плоскопараллельном участке шельфа. Причем северный берег на протяжении длительного времени подвергался процессам эрозии и размыва.

После проведенных построений кривых (см. рис. 5, Б и В), можно приступить к оценке региональной эвстатической составляющей относительно-го изменения уровня моря рассматриваемых бассейнов. Для этого строится двухмерная модель изменения величины аккомодационного пространства



**Рис. 5.** Кривые относительного изменения уровня моря по выровненному профилю для Каспийского осадочного бассейна

Цифры и буква А в кружках – границы секвенции: I–III – для апшерона; 1–10 – для акчагыла. А – подошва акчагыла

А – выровненный глубинный разрез Каспийского мегабассейна.

Б – кривые относительных колебаний уровня моря: 1 – Северного суббассейна, 2 – Южного суббассейна.

В – кривая изменения относительных глубин Каспийского мегабассейна.

Г – двухмерная модель изменения аккомодационного пространства Каспийского мегабассейна: кривые изменения аккомодационного пространства – общее тектоническое погружение (1), кривая эвстатических колебаний уровня моря (2), кривые изостатического погружения дна бассейна: для апшеронского времени (3а), для акчагыльского времени (3б); 1–3 – изменение аккомодационного пространства за счет: 1 – эвстатического колебания уровня моря, 2 – изостатического погружения под весом осадков, 3 – погружения дна бассейна под воздействием эпейрогенических движений регионального масштаба

(см. рис. 5, Г, кривая 1), что представляет собой график скорости его изменения и указывает на различный характер развития во времени относительных движений в пределах Каспийского мегабассейна в акчагыльское и апшеронское время. В начале этапа наблюдалось относительное поднятие уровня до максимальных отметок в 340–350 м, после чего – относительное падение до отметок + 50 м. В апшеронское время происходил относительный подъем уровня. Кривые 1 и 2 получаются путем соединения точек *a*, взятых без изменения с рис. 5, Б. Величина изостатического погружения («и») является производной от значения глубинной отметки точки «а» на кривой (1). Она рассчитывается по формуле:

$$и = H \frac{\sigma_m - \sigma_o}{\sigma_m - \sigma_b}$$

где *H* – значение относительной глубины характерной точки;  $\sigma_m$  – плотность мантии;  $\sigma_o$  – плотность осадков;  $\sigma_b$  – плотность воды. Разница между величиной характерной точки «а» и расчетной величиной «и» позволяет определить координаты точек (э) и построить по ним кривую колебаний уровня моря (кривая 2 на рис. 5, Г).

Как видно из анализа этой кривой, в развитии Каспийского мегабассейна четко выделяются два крупных цикла относительного изменения уровня моря – акчагыльский и апшеронский, при общей тенденции к его повышению.

Акчагыльский «трансгрессивный» этап развития непосредственно продолжает плиоценовую историю Терско-Каспийского мегабассейна. Конец понта – начало балахана – это время падения уровня Мирового океана и изоляции внутриконтинентальных глубоководных бассейнов Северного Перететиса, которые потеряли с ним свои связи. С этим же временем связано формирование изолированного Каспийского моря-озера. Перед началом геократической эпохи зеркало воды Каспийского моря-озера охватывало территорию современной Прикаспийской, Западно-Туркменской и Куринской низменностей. Бровка мелководного шельфа располагалась на широте Мангышлакского порога. Граница глубоководной котловины проходила: на севере по линии Дербент – Красноводск, на востоке (в Туркмении) по линии Небит-Даг – Кызыл-Атрек и на западе (в Азербайджане) – по нижнему течению р. Кура. В глубоководной котловине Южного Каспия глубины моря достигали 1500 м. Морфологические зоны Каспийского моря-озера соответствовали следующим тектоническим структурам: область котловинной части бассейна – Южно-Каспийской впадине, северный шельф – Бакайской синеклизе, западный – Куриному прогибу, восточный – Западно-Туркменской депрессии, а северный склон котловины – Терско-Каспийскому прогибу. Наиболее активной структурой являлась Южно-Каспийская впадина, примыкающая к складчатым системам Большого Кавказа, Эльбурса и Копетдага.

Начало геократической эпохи на Кавказе и Копетдаге совпало с роданской и валахской фазами складчатости, которые сопровождались усилением

погружения в Южно-Каспийской котловине. Только в течение понтического времени (на протяжении почти 2 млн лет) величина погружения Южно-Каспийской котловины составила около 1 км [Осадочные бассейны..., 2004]. В условиях замкнутого водоема столь значительные погружения дна котловины вызвали резкое понижение уровня воды всего водоема – уровень Каспийского моря-озера в балаханское время, по оценкам различных авторов, понизился до отметок  $-700+/-1000$  м [Лаврушин и др., 2001]. Падение уровня моря и оформление нового профиля равновесия привело к формированию на бывшем шельфе глубокого (амплитудой до 400 м) и обширного (от Урала до Волги) вреза и выработке контрастных форм эрозионного рельефа на склонах котловины. В результате была сформирована густая сеть глубоких подводных и наземных каньонов, по которым огромное количество терригенного материала перемещалось во внутренние части осадочного бассейна. Мощные клиноформные толщи конусов выноса накапливались в пределах подножия континентального склона, образуя подводные части дельты пра-Волги к северу от Апшеронского полуострова, пра-Амударьи – на восточной окраине Южно-Каспийской котловины. Формирование этих осадочных комплексов продолжалось на протяжении всего раннего и среднего плиоцена, в результате чего накопилась мощная, до 5 км, продуктивная толща на западе Южно-Каспийской котловины и красноцветная – на востоке. Это привело к заполнению и дополнительному погружению котловины. Ее размеры по площади сократились. Эрозионные процессы активно происходили в самых погруженных частях осадочного бассейна, формируя глубокий наземный врез в пределах обширной прибрежной равнины, возникшей на месте шельфа и погруженного шельфа.

Заполнение Южно-Каспийского бассейна осадками вызвало подъем уровня моря. Интенсивная эрозия выработала глубокий врез и способствовала в результате расширению площади водосборного бассейна за счет перехвата части стока рек Западной Сибири и, в частности, включения Ишимского водосборного бассейна. Увеличение площади водосбора и вскрытие эрозионными процессами артезианских вод мел-палеогеновых горизонтов привело к акчагыльскому потопу и формированию относительно пресноводного водоема [Лаврушин и др., 2001]. Характер распространения в разрезе клиноформных тел и соотношение их внутри вейлитов отражает эволюцию изменения во времени поверхности аккумуляционного пространства Каспийского мегабассейна, что и демонстрирует кривая относительно изменения уровня моря (см. рис. 5). Уровень моря акчагыльского бассейна изменялся от 0 до 150 м, в апшеронское время колебался в пределах от  $-40$  м до 20–30 м.

Эти данные могут быть использованы при построении глобальной кривой общих колебаний уровня Мирового океана. Однако для ее достоверного построения необходимо иметь также материалы по большой совокупности бассейнов прошлого.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В заключение следует сказать, что для целей палеогеографии, в частности для определения эвстатических колебаний уровня моря, можно успешно использовать материалы секвенсно-стратиграфического анализа. Для того чтобы определить масштаб колебаний уровня моря, представляется полезным воспользоваться данными по вейлитам, которые трактуются как элементарные хронозначимые с пульсационно-непрерывным характером слоевые ассоциации внутри единой системы осадочного бассейна, генетически связанные с относительными колебаниями уровня моря.

Описанная методика построения кривых эвстатических колебаний уровня моря может быть применима и при построении кривых колебания базиса эрозии бассейнов разных типов в том числе глубоководных внутриконтинентальных бассейнов и относительно мелководных. Этот метод представляет особый интерес также для сопоставления строения континентальных аллювиальных толщ прибрежной равнины с одновозрастными морскими осадками, с одной стороны, и речными и озерными фациями – с другой, а также для выяснения природы и происхождения различных типов эоловой стратификации. Смена положения базиса эрозии находит прямое отражение в строении речных долин и озерных водоемов и заполняющих их осадочных толщ. При низком положении базиса эрозии активизируются денудационные процессы, расширяется площадь сбора обломочного материала, и в бассейне накапливаются преимущественно грубообломочные отложения. При повышении уровня базиса эрозии изменяется динамика транспортных потоков, седиментационная обстановка стабилизируется, накапливается более тонкий материал, который захороняет (кольматирует) и сглаживает следы размыва и эрозии. Рассмотренные примеры говорят о широкой возможности применения секвенсно-стратиграфического анализа для осадочных бассейнов не только пассивных и активных океанических окраин, но и континентальных осадочных бассейнов. Вместе с тем, проведенные исследования показывают не только широкие возможности методики секвенсного анализа, но и ограничения его использования. Для устранения этих ограничений необходимо накапливать и обобщать подобный геолого-геофизический материал для различных типов осадочных бассейнов. Кроме того, в будущем следует совершенствовать и проверять предложенную методику на различных геологических объектах.

И все-таки, еще раз повторим, что благодаря развитию и успехам секвенсной стратиграфии, появилась возможность:

- разделить оценить величину и амплитуду эвстатических падений и подъемов уровня моря и тектонических погружений или воздыманий дна бассейна регионального масштаба и учесть их влияние на ход осадочного процесса;

- составить реальное представление о соотношении областей компенсированного, некомпенсированного и перекомпенсированного прогибания на континентах;

- изменить представления о природе фиксируемых в разрезах эпиконтинентальных бассейнов, контрастных форм эрозионного рельефа;

– решить проблему полноты и детальности хроностратиграфических шкал регионального и локального масштабов в рамках бассейна, мегабассейна и системы бассейнов, непрерывно прослеживая и коррелируя реперные горизонты;

– количественно оценить амплитуду и размах изменений уровня моря в зависимости от величины тектонических движений, выявляя связь осадочного процесса с эндогенными и экзогенными событиями глобального и регионального масштаба.

Развитие секвенсно-стратиграфических исследований способствует решению фундаментальных проблем стратиграфии, обозначенных в недавно опубликованной монографии Ю.Б. Гладенкова «Биосферная стратиграфия» [Гладенков, 2004]. В частности они незаменимы при детализации региональных стратиграфических схем и достоверной корреляции стратиграфических разрезов внутри осадочного бассейна или его частей, где распространены отложения различных генетических типов. Но эти же исследования крайне важны при палеогеографических реконструкциях, на что много лет назад обращал внимание В.В. Меннер. Именно он в начале 70-х годов прошлого века поддержал сеймостратиграфию, а затем и секвенсную стратиграфию, к которым многие в те годы относились достаточно скептически.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 03-05-6425, рук. Ю.А. Волож), а также при финансовой поддержке Программы «Научные школы» грант № НШ-1982.2003.5 (руководитель Ю.Г. Леонов).

#### ЛИТЕРАТУРА

- Англо-русский словарь по циклостратиграфии: (Основные термины и определения). Нефтеюганск: АМОСО, 1995. 62 с.
- Бабадаглы В.А., Джумагулов А., Шебалдина М.Г., Яцкевич С.В. Использование ритмичности осадконакопления при поисках нефти и газа // Цикличность осадконакопления и закономерности размещения горючих полезных ископаемых. Новосибирск: СО АН СССР, 1975. С. 166–167.
- Вассоевич Н.Б. Происхождение нефти // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1975. № 6. С. 3–23.
- Волож Ю.А., Ковылин В.М., Милитенко Н.В., Шлезингер А.Е. Внутренняя расшифровка осадочных бассейнов сеймостратиграфией // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1994. Т. 69, вып. 3. С. 137–141.
- Геоисторический и геодинамический анализ осадочных бассейнов. М.: МПР РФ: ЦРГЦ; Геокарт: МГУ, 1999. 524 с.
- Геологические явления в сейсмических волновых полях и прогноз неантиклинальных ловушек: (Атлас временных разрезов) / Под ред. Г.Н. Гогоненкова и др. М.: ЦГЭ, 1991. 257 с.
- Гладенков Ю.Б. Биосферная стратиграфия. М.: ГЕОС, 2004. 100 с.
- Гладенков Ю.Б., Кунин Н.Я., Шлезингер А.Е. Сеймостратиграфия и ее развитие в Советском Союзе: (Основные направления и перспективы) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 4. С. 3–20.
- Гогоненков Г.Н., Эльманович С.С., Кирсанов В.В., Михайлов Ю.А. Методика комплексной интерпретации геолого-геофизических данных на сеймостратиграфической основе. М., 1984. 46 с. (Газовая промышленность СССР. Сер. Геология и разведка газовых и газоконденсатных месторождений: Обзор. информ.; Вып. 4).
- Карогодин Ю.Н. Седиментационная цикличность. М.: Недра, 1980. 242 с.

- Карогодин Ю.Н., Арментроут Д.М.* Анализ основных понятий и терминов литмологии и се-  
квенстратиграфии // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 7. С. 3–11.
- Карогодин Ю.Н., Казаненков В.А., Рьльков С.А., Ершов С.В.* Северное Приобье Западной  
Сибири: Геология и нефтегазоносность неокма: (Системно-литмологический подход).  
Новосибирск: ГЕО, 2000. 200 с.
- Кунин Н.Я.* Современное состояние сейсмостратиграфии и проблемы ее использования при  
изучении нефтегазоносности Западной Сибири // Сейсмостратиграфические исследования  
при поисках месторождений нефти и газа. Алма-Ата: Наука, КазССР, 1988. С. 139–158.
- Кунин Н.Я., Кучерук Е.В.* Сейсмостратиграфия в решении проблем поисков и разведки мес-  
торождений нефти и газа. М.: ВИНТИ, 1984. 198 с. (Итоги науки и техники. Месторож-  
дения горючих полезных ископаемых; Вып. 13).
- Лаврушин Ю.А., Леонов Ю.Г., Лилиенберг Д.А.* Направления и результаты изучения влияния  
геологических факторов на колебание уровня Каспийского моря // Глобальные изменения  
природной среды. Новосибирск: ГЕО, 2001. С. 105–130.
- Осадочные бассейны: Методика изучения, строение и эволюция / Под ред. Ю.Г. Леонова и  
Ю.А. Воложа. М.: Научный мир. 2004. 526 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 543).
- Попов В.И., Тихомиров С.В., Макарова С.Д., Филиппов А.А.* Ритмостратиграфические (цик-  
лостратиграфические) и литостратиграфические подразделения. Ташкент: Фан, 1979.  
112 с.
- Пути детализации стратиграфических схем и палеогеографические реконструкции. М.:  
ГЕОС, 2001. 278 с.
- Сейсмическая стратиграфия / Под ред. Н.Я. Кунина, Г.Н. Гогоненкова. М.: Мир, 1982. Т. 1.  
376 с.; Т. 2. 470 с.
- Фролов В.Т.* Циклы и циклиты – атрибуты геологических процессов и формаций // Вестн.  
МГУ. Сер. 4, Геология. 1998. № 2. С. 3–11.
- Хаин В.Е.* Основные проблемы современной геологии. М.: Научный мир, 2003. 384 с.
- Шлезингер А.Е.* Региональная сейсмостратиграфия. М.: Научный мир, 1998. 144 с.
- Graciansky P.Ch., Hardenbol J., Jacquin T., Vail P.R.* Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy  
of European basins. Tulsa (Okla.), 1998. 790 p. (SEPM Spec. Publ.; N 60).
- Haq B., Hardenbol J., Vail P.* Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and eustatic cycles of sea-  
level change // Sea-level changes: An integrated approach. Tulsa (Okla.), 1988. P. 71–108. (SEPM  
Spec. Publ.; N 42).
- Mitchum R.V., Vail P.R., Thompson S.* Seismic stratigraphy and global changes in sea level. Pt 2. The  
depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis // Seismic stratigraphy – applications  
to hydrocarbon exploration. Wash. (D.C.), 1977. P. 53–62. (Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.;  
Vol. 26).
- Posamentier H.W., Vail P.R.* Eustatic control on clastic deposition II – sequence and systems tract mod-  
els // In Sea-level changes: An integrated approach. Tulsa: (Okla.), 1988. P. 124–154. (SEPM Spec.  
Publ.; N 42).
- Seismic stratigraphy-application to hydrocarbon exploration / Ed. C.E. Paxton. Wash. (D.C.), 1977.  
514 p. (Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.; Vol. 26).
- Sloss L.L.* Tectonic and eustatic factors in the late Precambrian-Phanerozoic global sea level changes //  
Geol. Soc. Amer. Abstr. 1973. Vol. 5, N 7. P. 813.
- Vail P.R.* Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy: Atlas of seismic stratigraphy  
// Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1987. Vol. 27, N 1. P. 1–10.
- Vail P.R., Audemard F., Bowman S.A. et al.* The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sed-  
imentology – an overview // Cycles and events in stratigraphy. Berlin; Heidelberg: Springer, 1991.  
Chap. 6. P. 617–659.



**ЧАСТЬ ШЕСТАЯ**  
**ВЛАДИМИР ВАСИЛЬЕВИЧ**  
**МЕННЕР**  
**В НАШЕЙ ПАМЯТИ**

**Ю.Б. Гладенков**

Воспоминания о В.В. Меннере

**Б.С. Соколов**

О В.В. Меннере

**А.И. Жамойда**

Человек, приносящий радость

**Н.М. Чумаков**

Школа Меннера

**И.С. Барсков**

В.В. Меннер и кафедра палеонтологии МГУ

**Д.М. Раузер-Черноусова**

О Владимире Васильевиче Меннере

**К.И. Кузнецова**

Душевность, отзывчивость, человечность...

**Б.В. Поярков**

В.В. Меннер: штрихи к портрету

**Р.И. Волков**

Русский интеллигент

Академик В.В. Меннер из СССР

(Episodes, 1980, № 4)

**П. Сартенер**

На перекрестках (о В.В. Меннере)

**Ч. Холланд**

Профессор В.В. Меннер

**О.А. Липина**

Тридцатые, сороковые, шестидесятые...

**И.А. Игнатъев**

В.В. Меннер (воспоминания и размышления)

## ВОСПОМИНАНИЯ О В.В. МЕННЕРЕ<sup>1</sup>

Две вещи в мире особенно изумляют нас:  
звездное небо над нами и нравственное начало внутри нас.

*Э. Кант*

...Я и мои сверстники видели в Владимире Васильевиче прежде всего **учителя**. Это происходило в первую очередь потому, что В.В. постоянно воспитывал нас своим примером делами и стилем работы, отношением к жизни, добротой, справедливостью и требовательностью. Как никто другой, он мог выслушать коллегу, одобрить и помочь. Высокий уровень нравственной обстановки в ГИНе в значительной мере поддерживался именно им. Было нормой, что каждый мог рассчитывать на его внимание и справедливость.

Как истинный педагог, он учил незаметно, естественно и ненавязчиво. На первый взгляд, спорить с ним было вроде приятно (ну как же, с самим академиком В.В. Меннером дискуссия!) и опасно (никто не хотел выглядеть некомпетентным). Но тот, кто часто общался с ним, привыкал к естественности этих споров. Они были стилем научной жизни, необходимостью нашего бытия.

Все знают о потрясающей **эрудиции** В.В. и его громадном влиянии на поколения геологов нашей страны. Он был одним из лидеров стратиграфии не только благодаря знанию практически всех проблем стратиграфической колонки – от докембрия до четвертичной системы, но и потому, что, в отличие от многих геологов, имел целостное стратиграфическое мировоззрение, т.е. ту систему взглядов, которая сама по себе может считаться большим достижением науки.

Хочется отметить одну из самых главных особенностей его личности: **он был оптимистом в науке**. Даже среди выдающихся исследователей настоящие оптимисты не так уж часты. Многие ученые могут быть хорошими критиками, проницательными аналитиками или искусными компиляторами, но порой им чего-то не хватает для движения вперед. В.В. в этом отношении был другим. Он умел видеть в любом геологическом материале изюминку, в любом докладе – интересное, в любом методе – перспективное. Поэтому не случайно он всегда поддерживал новое и новаторов. Можно вспомнить, как он пропагандировал палеомагнитный метод на заре его использования или изучение конodontов, когда они совсем не были популярны у стратиграфов. А его отношение к палинологии или выделению зон по планктонным и бентосным группам? Он постоянно обращался к идее дальнейшей детализации стратиграфических схем и надеялся, что комплексное использование всех методов (в том числе и новых) обеспечит гораздо более дробное рас-

---

<sup>1</sup> Здесь и далее см.: Владимир Васильевич Меннер: ученый и человек. М.: ГИН РАН, 1995. 62 с.

членение древних толщ, чем это было до сего времени. И в этом он опережал многих известных стратиграфов.

Сейчас много говорят об экосистемном подходе, на его основе созданы специальные программы. Но не все помнят, что В.В. был одним из первых, кто поддерживал эти идеи еще 20–25 лет назад. Когда его спрашивали, почему те или иные перспективные идеи медленно воплощаются в жизнь, он отвечал, что для этого нужно время, не все могут понять их сразу, существует здоровая консервативность взглядов, которая рушится только под влиянием практики. Кстати, идею хроностратиграфического подхода, которая сейчас общепринята, он отстаивал еще в 50-е годы, встречая сопротивление со стороны многих практиков и теоретиков, причем не только в нашей стране, но и за рубежом.

Поддерживая новые методы, В.В., наверное, чем-то увлекался. Но это увлечение не переходило в недостаток, ибо он всегда умел отличить главное от второстепенного и определить место каждого метода.

О его увлеченности геологической наукой хочется вспомнить особо. Наверное, это было основным в его жизни. Отсюда его темперамент при участии в дискуссиях и его поразительная щедрость в отдаче идей. Отсюда же и его регулярная поддержка тружеников науки. В.В. любил работающих и не очень жаловал недорабатывающих специалистов – лентяйствующих или отвлекающихся. Особым уважением В.В. пользовались энтузиасты – активные и талантливые люди, которые способны не только искать, но и находить, т.е. реально что-то создавать в науке. Можно вспомнить его трогательное отношение к Д.М. Раузер-Черноусовой, уважительное к Б.М. Келлеру, заботливое к С.В. Мейену, И.Н. Крылову и многим другим.

Однако его темперамент проявлялся и в критике. Руководствуясь интересами истины, В.В. мог весьма резко раскритиковать доклад или диссертацию и в эти минуты выглядел не таким добродушным, каким обычно бывал. Вспоминается его отзыв об одной диссертации, наполненный болью за снижение требовательности к научным исследованиям и кончившийся горькими словами: «Куда же идет наша наука?!»

Хочется напомнить о большом чувстве ответственности В.В. Оно было одной из основ его человеческой сущности. Ответственность никогда не была для него в тягость, он весь выкладывался при выполнении того или иного дела. Вспоминается, как он мог долго заниматься организацией совещания, которое потом проходило блестяще, ибо все было им предусмотрено. Или как он днями и вечерами составлял стратиграфические схемы по какому-либо региону, которые затем оказывались наиболее обоснованными, так как он заранее в деталях прорабатывал все имевшиеся данные. В.В. очень ответственно относился к подготовке своих лекций и докладов (подбирал литературу, новые материалы, составлял план и готовил иллюстрации). Он безусловно мог блестяще импровизировать в своих выступлениях, но всегда использовал возможность покопаться перед докладом в свежих материалах, чтобы сделать анализ той или иной проблемы на самом высоком уровне.

Владимир Васильевич часто брал на себя действительно большую ответственность (вспомним хотя бы, что он отвечал за научную программу

24-й сессии Международного геологического конгресса). Но он не боялся ее, тем более тогда, когда речь шла о решении серьезных научных и организационных проблем, о налаживании международного сотрудничества, престиже отечественной науки, принятии справедливых решений в отношении людей (что часто было, ох как не просто!) и др. Это, с одной стороны, ответственное отношение к делу, а с другой – умение брать на себя ответственность (со всеми вытекающими последствиями, в том числе и определенным риском для себя) как нельзя лучше характеризуют Владимира Васильевича...

...Когда говорят о человечности, имеют в виду прежде всего доброту. В.В. был истинно **добрым** человеком. Как часто наши личные беды и заботы вызывали его деликатную помощь! Можно было бы вспомнить о многих его добрых поступках – это тоже было нормой. Мало кто знает, что он втайне поддерживал нуждающихся сотрудников деньгами. Но его человечность была шире. Он был глубоко **порядочным** и **справедливым** человеком и всегда расстраивался, когда видел несправедливость и непорядочность. Узнав о каком-нибудь не очень благородном поступке, он говорил укоризненно: «Ну это уж совсем неприлично», – и это означало, что человек потерял в его мнении очень много. Он сильно переживал, когда сталкивался со случаями непорядочности. После этого он озадаченно и с горечью говорил: «Ну что с ними поделаешь?» В.В. прощал людям многие недостатки, но выводы умел делать соответствующие. Это, конечно, исключало какую-либо мстительность. В.В. был мудр и относился ко всему философски...

...Его человечность сказывалась и в трогательном отношении к учителям. Нужно было видеть его глаза, когда он вспоминал их – М.В. Павлову, А.Д. Архангельского, Н.С. Шатского и других. Благодарность к учителям, уважение к соратникам и забота об учениках были в нем всегда рядом.

Владимир Васильевич был очень деликатным человеком, не любил осложнений и ненужных конфронтаций в научной жизни. Известно, что он был мастером компромисса, очень часто при нем работали, как говорится, в одной упряжке совершенно разные и даже не всегда симпатизирующие друг другу люди. Но когда было нужно, он мог публично и резко высказаться по любому вопросу и выступить с критикой, невзирая на лица. В.В. мог пойти наперекор общему мнению, заявить о своем совершенно отличном видении той или иной проблемы или внести предложение, которое не нравилось многим. Вспоминается, как он негодовал, узнав о случае научного плагиата («Это же позор! В нашем институте таким не место».)...

...При обсуждении кадровых вопросов В.В. открыто, хотя и деликатно, давал принципиальную оценку тому или иному человеку, поддерживая прежде всего справедливых и ответственных людей. Многие из нас с восхищением следили за тем, как умно и мужественно отстаивал он свою точку зрения на собраниях. И не случайно он стал для нас символом не только эрудиции, глубоких знаний, доброты, но и мужества и принципиальности.

ГИН для В.В. был главным домом и главной заботой. Около него каждый работающий всегда находил достойное место и при желании мог полностью реализовать себя в науке. В.В. мог советовать, критиковать (ох, какие

это были иногда разносы!), но никогда не становился на путь научного давления. Он пристально наблюдал за работой каждого и всегда помогал во всех отношениях.

Предметом его особого внимания и гордости были первопроходческие научные работы. В.В. понимал, что идей в научный обиход выплескивается не так уж много, а после отбора остаются лишь некоторые из них. И часто творцом идеи становится не тот, кто «бросил» ее в практику геологии, а тот, кто обеспечил ее широкое внедрение. Вот почему В.В. всегда помнил об авторах идей. Он отдавал им должное и очень не любил, когда их забывали – в научном или ином отношении; среди пионеров идей он числил, например, М.Ф. Нейбург, Д.М. Раузер-Черноусову, С.Н. Наумову, В.Г. Морозову, С.С. Чердынцева, С.В. Мейена, И.Н. Крылова и др...

...Владимир Васильевич понимал, что любой научный организм – институт или лаборатория – не может нормально функционировать без **высокого уровня нравственности**. Вот почему около него нельзя было делать недостойных поступков – это сразу же вызывало осуждение.

Владимир Васильевич был исключительно мудрым воспитателем в науке. Он умел привлечь в ГИН перспективного студента или специалиста, подметить в нем сильную сторону, дать возможность раскрыться. И какие прекрасные ученые (если говорить о стратиграфах) работали и совершенствовались рядом с В.В.: Б.М. Келлер, Д.М. Раузер-Черноусова, Е.А. Рейтлингер, В.А. Вахрамеев, С.Н. Наумова, Е.Д. Заклинская, М.Н. Чугаева, Х.С. Розман, Н.М. Михайлов, М.А. Пергамент, С.В. Мейен и И.Н. Крылов и многие-многие другие.

В течение ряда лет они составляли научное лицо ГИНа в стратиграфии и именно они вносили заметный вклад в нашу науку. А если вспомнить его учеников, работающих во многих областях России и бывших республиках СССР, то без всякой натяжки можно сказать, что его общее влияние на стратиграфические исследования было огромно и следует говорить не только о гиновской, но и о **российской стратиграфической школе – школе В.В. Меннера**. И в этой школе, кстати, сам В.В. не только учил, но и заинтересованно учился (далеко не все учителя обладают такой мудростью).

И что интересно: В.В. всегда стремился иметь в своей школе и генераторов идей, и критиков, и эрудитов, и активных работников. В этом разнообразии была и есть сила этой школы. При этом мы все отлично сознавали, что, в отличие от многих, В.В. обладал стратегическим подходом в стратиграфии. Не случайно, что не только у нас, но и за границей он в этом отношении пользовался особым авторитетом.

...Меньше всего хочется, чтобы в глазах тех, кто не знал В.В., он был представлен в лакированном виде. Как и всякий человек, В.В. имел определенные недостатки. Он, например, мог быть упрямым – в оценке людей, интерпретации фактов, трактовке геологических данных и пр. Но все это тонуло в океане его добрых человеческих черт. Кстати, каким бы он ни был упрямым, ему всегда можно было доказать возможность другого подхода или другой оценки... ...Владимир Васильевич представляется мне Человеком с большой буквы. В нем органически сочетались интеллигентность, профес-

сионализм и лучшие человеческие качества. Наверное, я не преувеличу, если скажу, что он оставил в нашей памяти после себя поле нежности и уважения, знак чистоты и порядочности.

**Б.С. Соколов**

ПИН РАН

**О В.В. МЕННЕРЕ**

Всем своим, сразу запоминающимся обликом, врожденной демократичностью и простотой в общении решительно со всеми, постоянной готовностью отдать свое внимание и время тому, кто в том нуждается, независимо от собственной занятости, постоянным бескорыстием и равнодушием к почестям, естественностью хорошо воспитанного человека, видящего и в своем собеседнике такую же личность, Владимир Васильевич принадлежал к поколению, практически уже сошедшему со сцены, к людям, чья культура и интеллигентность имели свои корни в XIX в. При этом ему органически было чуждо как-то обнаруживать свою духовную и этическую особость. Он легко и просто оставался самим собой в любой обстановке, так как в центре его внимание всегда оставалась наука и польза, ею производимая. Владимир Васильевич обладал обостренным чувством нового, что не мешало ему быть то скептиком, то яростным пропагандистом, но никогда – равнодушным слушателем. Его всегда эмоциональная речь с характерным грубированием приковывала внимание, но в ней немало было «ошибок», которые, так нравились А.С. Пушкину. Любили его, кажется, все.

**А.И. Жамойда**

ВСЕГЕИ

**ЧЕЛОВЕК, ПРИНОСЯЩИЙ РАДОСТЬ**

В одной книге воспоминаний я прочел такую характеристику: «Он был украшением жизни для каждого, кто встречал его на своем пути».

Эти слова в полной мере можно отнести к Владимиру Васильевичу Меннеру. Для меня, да и для всех, общение с ним было радостью. Что в таком восприятии играло главную роль: его талантливость или энциклопедические знания, оптимизм или обаяние, естественность поведения или доброжелательность – трудно сказать. Скорее всего, все это вместе и еще что-то.

Я не имел счастья быть студентом, аспирантом или штатным сотрудником В.В. Меннера, но за 30 лет знакомства и общения мы близко сошлись и, как мне кажется, понимали друг друга.

Владимир Васильевич – прежде всего талантливый человек, исследователь, к тому же обладавший удивительной памятью. Он не меньше сделал бы в любой другой отрасли науки, но повезло геологии, стратиграфии, палеонтологии. Результаты его исследований, его труды хорошо известны и по справедливости высоко оценены. В научном плане привлекали его обширная эрудиция, умение видеть различные грани объекта исследования и мгновенно схватывать суть вопроса. Редко кто мог так успешно выполнять известный завет Козьмы Прутковка: «Смотри в корень!» Эти качества проявлялись и на многочисленных совещаниях, которыми он часто руководил, и в личных беседах.

Идет, например, заседание Межведомственного стратиграфического комитета (МСК), обсуждается вопрос, который не находит завершения. В какой-то момент у В.В. Меннера начинают поблескивать глаза и, чуть прищурившись, с хитринкой во взгляде, он выступает, обнаружив возможность нового подхода к решению. В эти минуты он даже как-то молодел.

Конечно, Владимир Васильевич был человеком увлекающимся. Увлечения эти проявлялись вроде бы неожиданно, но всегда имели определенную почву и предысторию, нередко возникали от требований геологической практики. Можно привести несколько таких примеров: стратиграфия древних толщ, палинологический метод, зональная стратиграфия, в последние годы – детализация общей стратиграфической шкалы. Каждое из перечисленных исследований, зародившись при изучении какого-либо частного вопроса, развивалось в целое научное направление или в определенную концепцию. Так, увлечение палинологическим методом привело к обоснованию возможности корреляции морских, лагунных и континентальных отложений, стало основой всего последующего прогресса корреляционного аспекта стратиграфии.

Увлекался Владимир Васильевич и людьми, которые ему импонировали. Отзывался о них и их трудах в самых превосходных эпитетах. Любимым словечком было «блестящий».

В то же время, во Владимире Васильевиче сидел какой-то чертик противоречия. Он органически не мог обойтись без замечания, без критики хотя бы отдельных положений статьи, книги, доклада и тем более диссертации. Всегда находил слабые места и недостатки в аргументации выводов.

Память его была профессиональной. Он мог забыть что-то отчество, какие-то бытовые подробности, но прекрасно помнил неисчислимое количество палеонтологических объектов, содержание и годы публикаций массы научных работ, знал и помнил очень многих зарубежных ученых, не говоря уже о соотечественниках. Во время нашего посещения Палеонтологического музея в Париже в 1971 г., в котором он был впервые, В.В. безошибочно сообщал названия и местонахождения практически всех замечательных экспонатов из Африки, Южной Америки и других районов Земли, где он тоже никогда не бывал.

А как он знал Москву с ее сохранившимися и утраченными достопримечательностями!

Высокое чувство ответственности отличало В.В. Меннера, что проявлялось и в большом, и в малом. Он считал своим долгом быть на всех пленумах МСК, на всех годовых собраниях Всесоюзного палеонтологического



**МЫ ПОМНИМ**  
**Владимира Васильевича**  
**МЕНЕРА**  
**ТАКИМ ...**



Таким его впервые увидели в ГИНе, 30-е годы



Сбор фауны на берегу Охотского моря, Камчатка, 1958 г.



Переправа у мыса Непропуск на побережье Охотского моря, Камчатка, 1958 г.  
(В.В. Меннер – слева)



Отрядный ужин, Камчатка, 1958 г. (В.В. Меннер – второй справа)



Упаковка геологических образцов, Камчатка, 1958 г.



Участники юрской экскурсии, Кавказ, 1967 г. Слева направо: К.И. Кузнецова, В.В. Меннер, Н.И. Шульгина



Москва, ГИН, 1969 г.



Во время геологической экскурсии, Франция, 70-е годы. В.В. Меннер и П. Шубер

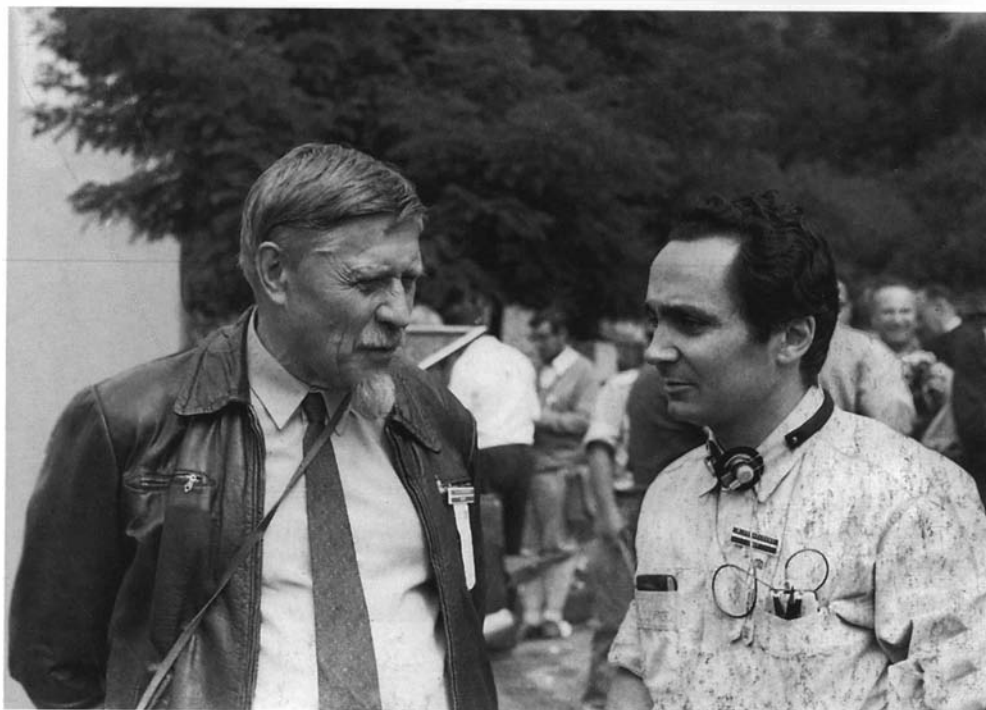


Во время геологической экскурсии по стратотипам палеозоя Сибири, р. Лена, 1973 г.

Париж, 70-е годы



Снова в геологической  
экскурсии, Дания, 70-е годы



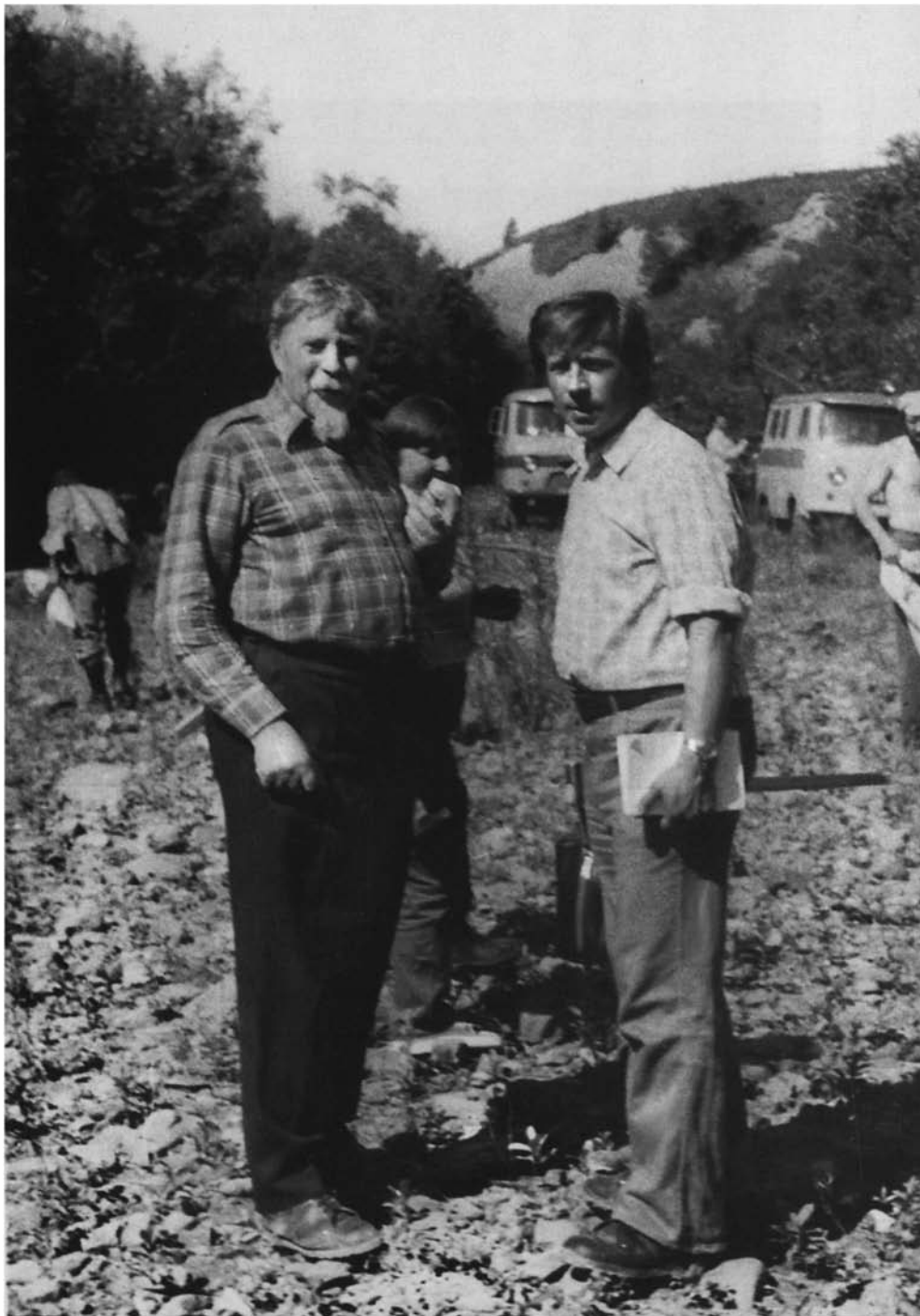




В.В. Меннер на заседании Бюро Межведомственного стратиграфического комитета (МСК), Ленинград, ВСЕГЕИ, 1976 г.



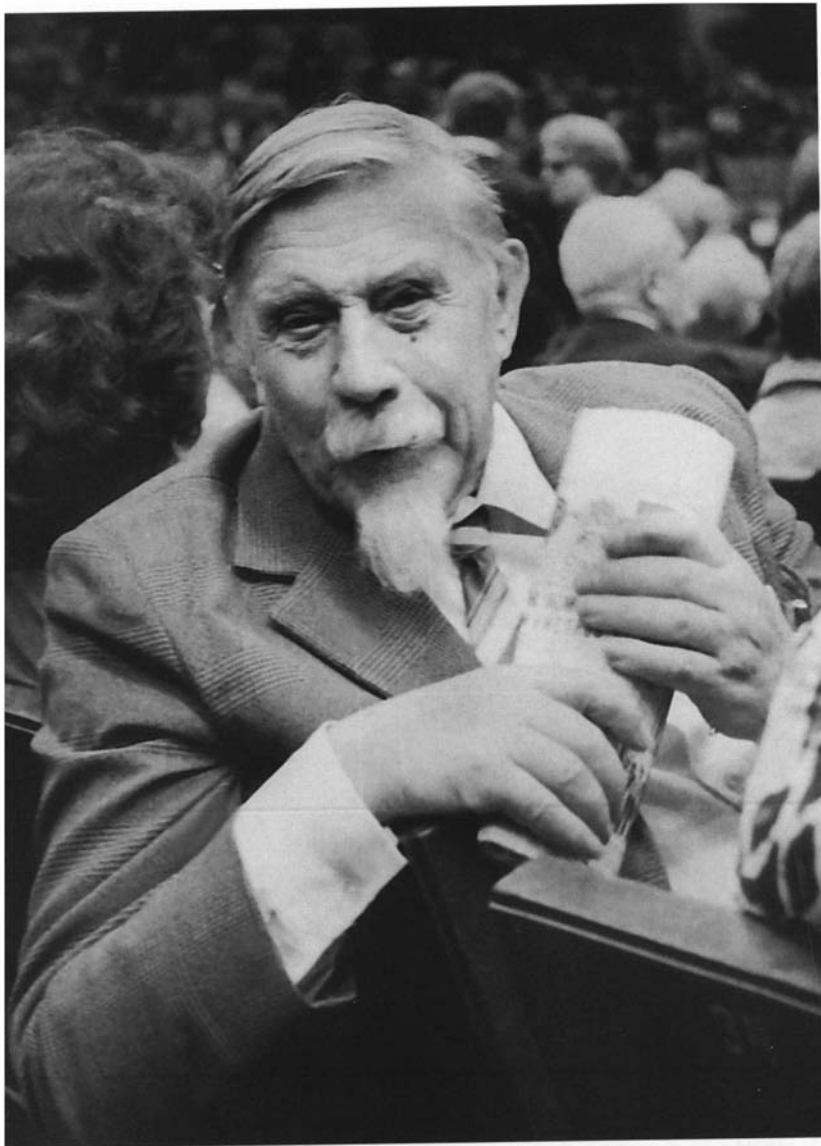
“Гиновцы пишут письмо стратиграфическому султану (Х. Хедбергу)” по поводу проекта Международного стратиграфического кодекса, Москва, ГИН, 1975 г.



Геологическая экскурсия на Сахалине, 1979 г. Слева направо: В.В. Меннер, В.Н. Синельникова, Ю.Б. Гладенков



В родном гиновском кабинете, 1980 г. В.В. Меннер и Д.М. Раузер-Черноусова



На конгрессе ИНКВА, Москва, 1982 г.



На заседании МОИП, Москва, 1985 г.



На геологической экскурсии во время Международного конгресса по неогену, Венгрия, 1985 г.



Москва, ГИН, 80-е годы





На даче в Подмосковье, 1985 г.



На конгресс ИНКВА, г. Бирмингем, 1977 г. Слева направо: А.А. Величко, В.В. Меннер, Л.К. Габуня, К.В. Никифорова



На Международном тихоокеанском конгрессе, Хабаровск, 1979 г. Слева направо: В.В. Меннер, Ю.Б. Гладенков, Н. Икебе



Там же. На заседании кайнозойской секции





Там же. После дискуссии. Слева направо: С. Охара, Л.С. Житкова, Р. Аллисон, В.В. Меннер



На Международном геологическом конгрессе, Москва, 1984 г.

общества (ВПО), на заседаниях, посвященных памяти ученых, и других совещаниях. Если В.В. не мог участвовать во всем мероприятии, то всегда советовался, на какой день или дни лучше приехать. Бывало, приедет в Ленинград на собрание ВПО и в тот же день уезжает в Москву: надо обязательно быть на защите, надо поддержать такого-то. «Надо» было для него святым словом.

Никогда Владимир Васильевич не думал о своем благополучии, о своем здоровье, не жалел своего времени и сил. Он всегда был в гуще дел, заботился о решении важных вопросов, переживал неудачи и очень возмущался безразличием или халатностью. В таких случаях В.В. сядет, опустит руки, глубоко вздохнет и, чуть склонив голову, скажет: «Провалили мы это дело». Заметьте – «мы», хотя провалил вовсе не он.

...Он всегда был самим собой. Качество это редчайшее.

Оставалась у него навсегда доброжелательность к людям, искреннее желание всем помочь. Оставался вечно переполненный, всегда его сопровождалший большой портфель, в котором ничего не пропадало, но найти нужное было очень трудно.

Осталось высокое уважение к своим уже ушедшим учителям.

...Вторая наша длительная поездка во Францию состоялась в июле 1980 г. во время 26-й сессии Международного геологического конгресса и экскурсии по северу Франции.

Здесь В.В. Меннер сыграл решающую роль на заседании Совета МСГН, где обсуждался вопрос о месте проведения 27-й сессии конгресса. Сложная международная обстановка, конфронтация США с нашей страной, игнорирование крупнейшими странами, в том числе Францией, Олимпийских игр в Москве не могли не сказаться на взаимоотношениях в Совете МСГН, хотя, надо отметить, что геологи, может быть, менее других реагируют на разные международные коллизии. Итак, на Совете МСГН английский и французский представители выступили с предложением отложить решение о месте будущей сессии конгресса, надеясь на всеобщую поддержку или молчаливое согласие. После минутной заминки Владимир Васильевич ринулся в бой. Его вежливая, но страстная речь о нарушении традиции (место следующей сессии всегда объявлялось на Генеральной ассамблее при открытии конгресса), а также отсутствие официальных подтверждений от других стран решили дело в пользу Советского Союза.

Владимир Васильевич очень переживал потерю своих коллег и, конечно, учеников. Тяжело вздыхал, как-то сутулился при этом, говоря об их работах, и спрашивал собеседника и себя: кто же может продолжить исследования? Немало было у нас с ним таких печальных разговоров.

О его кончине необыкновенно быстро стало известно за рубежом. Очень многие подходили ко мне во время 28-й сессии МГК в Вашингтоне, выражая свои соболезнования. Это были не официальные слова, а искреннее сочувствие по поводу утраты большого ученого, уважаемого и всеми любимого человека. Всем, и мне в том числе, трудно представить международные мероприятия по стратиграфии без В.В. Меннера. Впрочем, и наши стратиграфические совещания и заседания с уходом Владимира Васильевича что-то потеряли, как-то обеднели.

**Н.М. Чумаков**

ГИН РАН

## **ШКОЛА МЕННЕРА**

Созданная школа – один из важных результатов научной деятельности В.В. Меннера и отражение его неповторимой личности. Эту школу нельзя определить названием какого-либо учреждения, города или страны. Его ученики работают в разных городах и странах. Школа эта сложилась под влиянием интеллекта, энтузиазма, нравственного примера и обаяния Владимира Васильевича. Поэтому будет справедливо называть ее школой Меннера.

...Наиболее важными общими чертами школы В.В. Меннера можно считать следующие четыре. Первая – бескорыстная преданность науке. Вторая – высокие требования к качеству фактического материала. Третья – стремление увидеть общее в частном. Четвертая – коллективность научного процесса в сочетании со свободой индивидуального научного мышления.

...Среди деловых качеств Владимира Васильевича – это, в первую очередь, большой интеллект, огромный энтузиазм, энергия и оптимизм, заражавшие окружающих желанием и силами для решения научных проблем. Сочетание этих качеств придавали большой динамизм, я бы сказал даже, стремительность деятельности Владимира Васильевича. Второй важной его чертой была огромная научная и человеческая интуиция, которая позволяла ему удачно выбирать перспективные темы исследований, пути их разработки и кандидатуры исследователей.

...Моральный климат в школе Меннера характеризовался высокой нравственностью, требовательностью и ответственностью, примеры которых, в первую очередь, показывал сам Владимир Васильевич.

**И.С. Барсков**

Геологический факультет МГУ

## **В.В. МЕННЕР И КАФЕДРА ПАЛЕОНТОЛОГИИ МГУ**

В 1960 г. В.В. Меннер защищал на геологическом факультете МГУ докторскую диссертацию. Историю ее написания и защиты, вероятно, опишут люди, более знакомые с Владимиром Васильевичем в этот период. Нас же поразила внешняя сторона этого события. В то время не было спецсоветов по защите диссертаций и защиты ходили на ученом совете факультета. Из-за большой популярности В.В. Меннера среди геологов разных специальностей и студентов было ясно, что ни одна из факультетских аудиторий не вместит всех желающих.

Защита проходила в аудитории 02 Главного здания МГУ, предназначенной для всего курсового потока и вмещающей более 300 человек. Аудитория была практически полна, а само собрание напоминало всесоюзное совещание. И снова возникли реминисценции с университетской классикой прошлого века: мы присутствуем на публичной лекции В.В. Меннера при вступлении в профессорскую должность. Правда, само вступление В.В. Меннера в должность профессора Московского университета состоялось пятью годами позже.

...В.В. Меннер играл роль своего рода «пробного камня», на котором проверялось «качество» молодых специалистов. Мне кажется, что опробование на «зубок» В.В. Меннера прошли все ныне уважаемые представители того поколения «шестидесятников», да и многие из последующих поколений. Если вы делились своим выступлением на заседании в МОИПе, то первым вопросом было: «А Меннер был?» Выступление в присутствии В.В. Меннера считалось престижным. Это означало, что тебя обсудили на высшем уровне.

Очень часто первая реакция Владимира Васильевича на всякого рода новые идеи была внешне недоверчивой и колебалась часто на грани отрицания. Причем, высказывалось это очень доброжелательно, аргументировано и как бы шутя. Это было некоторое поддразнивание. Не разгромное отрицание, а подсказывающий совет: «Ну-ка, докажи еще». Я не припомню ни одного случая, когда критика Владимира Васильевича, которая бывала и очень резкой, а иногда и не совсем справедливой, вызывала бы обиду, желание бросить работу. Наоборот, она стимулировала, заставляла еще раз подумать. И уже вошло в поговорку, что после любого самого разгромного обсуждения, в конце его Владимир Васильевич провозглашал: «Мы прослушали чрезвычайно интересный доклад...».

...Вместе с тем доброжелательность Владимира Васильевича не была всеядной и беспринципной. Если существовало что-то, что в корне противоречило его представлениям, ничто и никто не могли изменять его мнение, хотя он никогда не навязывал его другим и не давил, заставляя принять его точку зрения. За 20 лет работы спецсовета по защите диссертаций при геологическом факультете МГУ, в течение которых Владимир Васильевич был его председателем, было два случая, когда он выступал и голосовал против. При этом он выступал не против личности диссертанта, но не соглашался с конкретным научным положением, которое, по его мнению, не должно было стать достоянием науки. И говоря, что будет голосовать против, не призывал членов спецсовета последовать его примеру.



## **Д.М. Раузер-Черноусова**

ГИН РАН

### **О ВЛАДИМИРЕ ВАСИЛЬЕВИЧЕ МЕННЕРЕ**

При встречах с Владимиром Васильевичем у меня всегда возникало чувство радости от общения с ним. Ярко выраженное обаяние Владимира Васильевича исходило от его живых глаз, рокочущего приветливого голоса и определялось глубоким сочетанием ясного и многостороннего ума и большой души. Владимир Васильевич в общении был очень простым, доступным всем. Каждый всегда мог подойти к нему с любым вопросом, как научным, так и личным, встретить доброжелательный прием и получить ответ на нужный вопрос, реальную помощь советом, а нередко и делом.

Для меня Владимир Васильевич был не только высшим авторитетом в вопросах стратиграфии и палеонтологии, но и наставником в научной работе. К нему я обращалась за советом во всех затруднениях в организационной деятельности и в пределах лаборатории, и вне ее.

...Предложенный Владимиром Васильевичем принцип послойного расчленения разрезов путем изучения биоты в комплексе с литологическими характеристиками отложений был быстро освоен стратиграфами, особенно в нефтяной геологии, в первую очередь при изучении палеозоя в разрезах глубоких скважин Восточно-Европейской платформы и Приуралья. Мои основные стратиграфические работы могут служить примером применения положений Владимира Васильевича.

В настоящее время послойное изучение и расчленение разрезов общепринято. Этот принцип лежит в основе выявления маркирующих слоев и обоснования границ зон, свит, горизонтов, установления объемов стратоноров. Разрешение спорных вопросов о проведении границ ярусов, отделов и систем в последние годы часто сводится к выявлению определенных слоев и к их корреляции в масштабах межрайонных, межконтинентальных и единых планетарных стратиграфических схем. Значение предложенного В.В. Меннером принципа послойного изучения и расчленения разрезов при рассмотрении таких проблем бесспорно основополагающее. Принцип сверхдетального расчленения разрезов должен получить название «принцип В.В. Меннера».

**К.И. Кузнецова**

ГИН РАН

### **ДУШЕВНОСТЬ, ОТЗЫВЧИВОСТЬ, ЧЕЛОВЕЧНОСТЬ...**

Владимир Васильевич любил учеников, молодежь, студентов, к которым относился как к равным, без снисходительности или мелочной опеки. Для него было естественным быть окруженным людьми, нуждающимися в его совете. Для этого он не жалел времени, которого ему всегда не хватало.

И еще у него была удивительная черта, которая так пригодилась бы нашим политическим и государственным деятелям – он был терпим к «инакомыслию» в науке. Не просто терпим, а поощрял его в своих учениках и последователях, давая им возможность писать и говорить все, что они считают важным и интересным, особенно если это не совпадало с его мнением. И, напротив, крайне придирчиво относился к суждениям и выводам молодых ученых, целиком совпадающих с его идеями или заключениями. Опасаясь подражательства и развивая способность мыслить, а не копировать, Владимир Васильевич подчас заставлял молодых авторов критически переосмысливать данные, повторять и вновь проверять материал, чтобы убедиться, что предложенная концепция или идея созрела у автора не под его влиянием, а независимо и самостоятельно. Должно быть, именно поэтому заседания стратиграфического отдела в ту пору проходили так бурно, ярко, интересно. Однако и в пылу научной дискуссии Владимир Васильевич внимательно следил за формой выступления сотрудников, требуя корректности, соблюдения научной этики в любом самом остром споре.

Обладая удивительной памятью, Владимир Васильевич деликатно поправлял любого из нас, уточняя данные, которые мы, занимаясь каким-либо конкретным вопросом, должны были, разумеется, знать лучше, чем он. При этом он обычно начинал свои слова с деликатного «я, конечно, мало что понимаю в этом вопросе, но...».

Его удивительная память хранила не только научные данные, даты, фауну, мощности разрезов и т.д. Она была богата драгоценными литературными, художественными, поэтическими запасами, о чем мы подчас и не подозревали.

...Владимир Васильевич был приглашен на беседу к президенту Академии наук М.С. Келдышу. Время приема приближалось, машина ждала у подъезда института. Владимир Васильевич торопливо надевал пальто, давая мне (в ту пору ученому секретарю института) последние поручения, сделанные, как всегда, в форме просьбы, а не приказания. В это время в дверь тихонько постучали и вошли две пожилые посетительницы, скромно одетые и робкие. Немедленно усадив их, Владимир Васильевич обратился со своим классическим вопросом: «Что у вас?» Выяснилось, что они приехали издалека, из небольшого провинциального городка, где были хранительницами маленького краеведческого музея. И этот музей теперь теснили, ему угрожала опасность быть перемещенным в еще меньшее и худшее помещение или вообще быть ликвидированным. Владимир Васильевич внимательно слушал их взволнованный и довольно сбивчивый рассказ. Я попыталась как-то напомнить Владимиру Васильевичу о приеме у президента Академии наук, который ждет его, на что Владимир Васильевич нетерпеливо отмахнулся: «Да погодите, милый друг, это же очень важно!» Ободренные сочувственным вниманием посетительницы взволнованно продолжали свой рассказ. Повествование обрастало деталями. Речь уже шла об ископаемых раковинах, каменных орудиях и других экспонатах экспозиции, которую так долго и не просто создавали наши гости. Время приема у президента истекало, но Владимир Васильевич не торопил посетительниц. Он слушал, переспраши-

вал, уточнял, кому следует звонить и куда надо писать, чтобы спасти музей. И он впоследствии звонил куда надо, писал кому следует, ездил, хлопотал и осуществил все, что обещал. И в этом был весь В.В. Меннер: его уважение к бескорыстной заинтересованности этих скромных женщин в судьбе музея, стремление защитить и сохранить маленький островок культуры и просвещения в глухом захолустье.

## **Б.В. Поярков**

Ярославский государственный педагогический институт

### **В.В. МЕННЕР: ШТРИХИ К ПОРТРЕТУ**

Не исключено, что когда-нибудь историки науки назовут 30–80-е годы XX века золотым временем отечественной стратиграфии и палеонтологии. Они, изучая ход палеонтолого-стратиграфической мысли, непременно обратятся к личности Владимира Васильевича Меннера, в значительной степени способствовавшего развитию этой области знаний. Анализ его трудов и воспоминания современников позволят нарисовать научный портрет этого необыкновенного человека.

Впервые я увидел В.В. Меннера в середине 50-х годов на конференции ВСЕГЕИ, на которой обсуждалась классификация стратиграфических подразделений, предложенная Л.С. Либровичем. Тогда разгорелся жаркий спор о том, к какой шкале принадлежит ярус – региональной или общей, международной. К началу совещания Владимир Васильевич опоздал: он приехал на второй или даже третий день, когда мнение присутствующих стало клониться в сторону региональности яруса. И вот выступает В.В. Меннер. Я, конечно, не помню всей его аргументации. В памяти осталось лишь общее впечатление от его выступлений (он не один раз брал слово). Это впечатление как от ворвавшегося в чинный конференц-зал ВСЕГЕИ вихря, который очень контрастировал с размеренно академическим чуть-чуть суховатым, но безупречно логичным выступлением Л.С. Либровича.

Потом я не раз слушал доклады В.В. Меннера, и они всегда поражали своей эмоциональностью, широтой мышления, умением выделить ядро проблемы и, опираясь на него, нарисовать перед слушателями целостную, прямо-таки зримую картину. Его эрудиция и память поражали. Нередко, читая рукопись, он тут же диктовал библиографические сведения о тех работах, которые необходимо дополнительно просмотреть, и даже порой сообщал, на какой стороне, левой или правой, напечатано то, что важно для тебя.

...В.В. Меннер в своих рассуждениях опирался не на одну группу фактов, принимаемых за аксиомы, а на целый ряд довольно разнообразных аксиоматических положений, интуитивно связываемых им в единую многомерную систему. Такая органическая связь логики и интуиции, которая была присуща, с моей точки зрения, его мышлению, была весьма притягательна.

Но притягивал к себе В.В. Меннер и еще одним качеством, которое, увы, встречается довольно редко: он уважал мнение своего собеседника, независимо от того, был ли он начинающим исследователем или маститым академиком. Беседуя с ним, ты никогда не чувствовал неудобства: он умел не подавлять собеседника своей эрудицией, быстротой мышления, знаниями. Он уважал чужое мнение, даже если оно расходилось с его взглядами. Эта уважительность сопровождалась деликатностью.

Однако уважительность и деликатность Владимира Васильевича соседствовали с резкостью суждений и выражений, когда речь шла об отношении к науке и людям. Помню один разговор с ним вскоре после моего переезда на Дальний Восток. Обсуждая вопросы организации палеонтолого-стратиграфических работ во Владивостоке, я упомянул в разговоре имя одного стратиграфа-дальневосточника. И вдруг, совершенно неожиданно для себя, услышал: «Будимир Владимирович, прошу Вас, никогда не упоминайте имени этого человека: я не считал, не считаю и никогда не буду считать его ученым!». Это был единственный случай, когда я услышал металл в его всегда доброжелательном и немного картавом голосе. Причин такого отношения я не знал, но спустя много лет убедился, насколько Владимир Васильевич был прав в своей оценке.

...Владимир Васильевич был доступен, люди шли к нему, сменяя друг друга в знакомом всем кабинете в здании ГИНа. Только потом я понял, какой это труд день за днем помогать советами, снимать сомнения, подсказывать новые пути, отдавая ежечасно людям богатство своей личности.

## **Р.И. Волков**

Национальный комитет геологов России

## **РУССКИЙ ИНТЕЛЛИГЕНТ**

«В одном из ранних изданий Британской энциклопедии после статьи на слово “интеллигенция” помещена отдельная дополнительная статья о русской интеллигенции. В ней говорится о том, что в дополнение к перечисленным выше достоинствам, присущим интеллигенции вообще, для русских интеллигентов характерны: готовность жертвовать личными интересами во имя общего блага, скромность, человечность и доброта. Именно таким русским интеллигентом является Владимир Васильевич...» (из выступления академика Б.С. Соколова на торжественном заседании ученого совета ГИНа РАН, посвященного 80-летию академика В.В. Меннера).

Общение с такой яркой и многогранной личностью неизменно вызывало у меня чувство радостного удивления: современная жизнь не балует нас подобными встречами.

...Встречи с ним создают образ человека необыкновенного: доброго и отзывчивого, мудрого и принципиального, с энциклопедическим объемом

знаний и большим чувством юмора, скромного и самоотверженного, одним словом – настоящего русского интеллигента, общение с которым приносит радость и обогащает духовно.

## **АКАДЕМИК В.В. МЕННЕР ИЗ СССР**

Episodes. 1980. N 4

Владимир Васильевич Меннер, вице-президент МСГН, является одним из наиболее высокоуважаемых стратиграфов мира. Как заведующий лабораторией детальной стратиграфии фанерозоя Геологического института АН СССР он постоянно обращается к тому, чем более всего увлечен, – общей стратиграфии: «Стратиграфическая классификация, корреляция разнофациальных отложений, удаленных друг от друга, – заметил он в недавнем интервью, – особенно важны для Советского Союза, расположенного частично в Атлантическом и Средиземноморском регионах, частично в Тихоокеанском поясе и занимающего территорию, подстилаемую разнообразными морскими и континентальными отложениями».

### **П. Сартенер**

Королевский Институт естественных наук, Брюссель, Бельгия

### **НА ПЕРЕКРЕСТКАХ (О В.В. МЕННЕРЕ)**

Владимир Васильевич Меннер был ученым высочайшего уровня, прекрасным администратором и выдающимся организатором. Но он был и просто жизнерадостным человеком, способным вдохнуть жизнь в работу групп, в которых он принимал участие. Среди прочих его достоинств – постоянство в дружеских привязанностях, несравненная способность представлять свою страну.

### **Ч. Холланд**

Университет Дублина, Ирландия

### **ПРОФЕССОР В.В. МЕННЕР**

Специальной областью его исследований была стратиграфия палеогена и неогена, но его интересы были значительно шире и охватывали проблемы совершенствования общей системы стратиграфической классификации от региональной до глобальной. Его будут помнить благодаря существенному вкладу в достижение международного взаимопонимания и кооперации по

этим проблемам. В период его руководства Международной комиссией по стратиграфии были созданы все ее подкомиссии и рабочие группы.

Он был замечательным человеком, самоотверженным и в то же время необычайно симпатичным и привлекательным. Он был всегда выше любой конкуренции и тщеславия. Его авторитет был очень высок, но более молодое поколение русских геологов относилось к нему с любовью и восхищением. Он был очень добр к гостям, приезжавшим из других стран.

**О.А. Липина**

ГИН РАН

### **ТРИДЦАТЫЕ, СОРОКОВЫЕ, ШЕСТИДЕСЯТЫЕ...**

Владимира Васильевича Меннера я увидела впервые в 1932 году, когда принимала посильное участие в подготовке во МГРИ выставки к 2-й Международной конференции по изучению четвертичного периода, которая проходила в Москве... Тогда он был высоким, худым и подвижным юношей... Он был нарасхват и носился, как метеор, по залу, и казалось, что он одновременно присутствует в разных концах комнаты, всюду успевал, всем давал какие-то указания, споря, жестикулируя, проверяя. Именно к нему обрацались сотрудники за советами – куда что повесить, какими красками раскрасить карту и т. д. и т. п. Только и слышно было: «Володя... Володька... Володичка...». Поздно вечером он гнал всех домой. «А ты? – спрашивали у него. «А я еще останусь поработать».

...Отечественную войну многие из гиновцев переживали в Уфе, в составе Нефтяной экспедиции. Меннер был, если не ошибаюсь, в основном в Москве. Я как-то писала мужу из Уфы:

«Несколько дней тому назад приехал В.В. Меннер. Если бы ты знал, как приятно было услышать опять громогласный голос нашего Владимира Васильевича! Он приезжал как-то зимой. Его трудно было узнать тогда: тощий, бледный, и даже не бледный, а какой-то серый, землистый, щеки ввалились, глаза потускнели и самое необычное для него изменение – когда он входил, его не было слышно, он говорил совсем тихим, не своим голосом. Говорят, у него была цинга. Еще говорят, что он свой академический паек отсылал жене и сыну (они в Алмазной экспедиции), а сам питался кое-чем. Сейчас же он выглядит, хоть и не блестяще, не так, как до войны, но все же стал гораздо более самим собой. Во-первых, его опять стало слышно, он снова приобрел свою прежнюю громогласность – это первый хороший признак. Во-вторых, опять отросли бороду. И, в-третьих, глаза снова стали его – живые, лукавые, чуть-чуть насмешливые и веселые. До чего же он все-таки хорош!...»

...Вспоминается, как мы праздновали его 60-летие в ГИНе в 1965 г. Сотрудники его отдела изображали пионерскую команду и по очереди говорили придуманный кем-то стишок:

Крылов Семихатов Смирно! Шпаргалки достать! Равнение на бороду!  
Шестьдесят, как всем понятно,  
Это трижды двадцать лет  
Вашей юности трехкратной

Все хором Липина Пионерский наш привет!  
Вашей юности кипучей  
Нет пределов и препон,  
Этот факт вполне научно  
Физиками объяснен.

Крашенинников По теории Эйнштейна  
Надо скорость брать в расчет:  
В быстро движущемся теле  
Время медленней течет.

Кулик В Академии наук  
Ловят Меннера на звук.

Серебряков Встанешь где-нибудь потише,  
Обязательно услышишь.

Розман Прибегаешь в кабинет –  
Звук остался, шефа нет!

Чугаева В это время шеф уже  
На четвертом этаже.

Рейтлингер Назови мне такую обитель,  
Я такого угла не видал,  
Где бы наш многочтимый учитель,  
Где бы наш юбиляр не бывал.

Пергамент От Петропавловска до Бреста  
В Союзе нет такого места.

Коробов А в последние пять лет  
Шефа выпустили в свет.

Кузнецова Видел датские туманы,  
Серова Плавал в Тихом океане,  
Комар В Дели, в обществе веселом  
Виски пил и кока-колу.

Чумаков Видел гейш без кимоно  
Наяву, а не в кино.

Миссаржевский Еще не посетил Луны,  
Но в этом нет его вины.

Гладенков И в Москве, и за Можаем  
Шефа ценят, шефа знают,  
Уважают, обожают  
И, как могут, подражают.

Крылов, Шантар Это трудно, это сложно,  
Но старается любой  
Быть на Меннера похожим  
Ну, хотя бы...

Все хором Бородой!  
Семихатов Мудрость,  
Серебряков Знания  
Пергамент И скромность,  
Комар Доброта

Миссаржевский	И непреклонность,
Яковлев	Человечность,
Серова	Мягкость,
Рейтлингер	Строгость,
Кулик	Да всего не перечить.
Розанов	Мы желаем Вам немного:
Все хором:	Быть таким, какой Вы есть!

В этом, хотя и шуточном, стихотворении дана меткая характеристика Меннера-человека (по крайней мере, такого, какого можно было видеть в рабочей обстановке института).

**И.А. Игнатъев**

ГИН РАН

### **В.В. МЕННЕР (ВОСПОМИНАНИЯ И РАЗМЫШЛЕНИЯ)**

...В.В. Меннер принадлежал к тому великому типу советских ученых, для которых общее дело – работа института, кафедры и отрасли в целом были важнее всего личного. Жизнь таких подвижников протекала в напряженной научной и организационной деятельности, прерываемой краткими часами отдыха, а личное кредо составляли трудолюбие, добросовестность, ответственность и аскетизм. При этом Меннер настолько отдавался делу, что совершенно забывал о себе и своем здоровье...



# СОДЕРЖАНИЕ

Введение (Ю.Б. Гладенков) .....	5
Владимир Васильевич Меннер – выдающийся российский геолог XX века (Ю.Б. Гладенков) .....	8

## ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

### ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЯ: МЕТОДИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ И НАПРАВЛЕНИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ

Ю.Б. Гладенков. Стратиграфия и актуальные направления палеобиогеографических исследований .....	17
В.А. Захаров. Палеобиогеография, палеогеография и палеогеодинамика .....	46
Н.М. Чумаков. Значение палеобиогеографических исследований для палеогеографии и палеоклиматологии .....	73

## ЧАСТЬ ВТОРАЯ

### ОСОБЕННОСТИ БИОГЕОГРАФИЧЕСКИХ ПОСТРОЕНИЙ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ПАЛЕОЗОЯ

В.А. Аристов, Н.В. Лубнина. Ареалы и видовое разнообразие конодонтов в девоне. Отношение к гипотезе дрейфа континентов .....	91
И.А. Игнатьев. Принципы и задачи палеофлористического районирования суши в палеозое .....	113
Ю.В. Мосейчик. Визейская флора Подмосковного бассейна в картине фитогеографии этого века .....	133

## ЧАСТЬ ТРЕТЬЯ

### ОПЫТ ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПРИ ИЗУЧЕНИИ МЕЗОЗОЯ

Н.Ю. Брагин. Палеобиогеографическое районирование триасовых акваторий по радиоляриям .....	157
М.А. Рогов. Ассоциации моллюсков позднеюрского моря Восточно-Европейской платформы .....	178
К.И. Кузнецова, В.А. Басов, А.И. Вознесенский. Связь состава и разнообразия фораминифер терминальной юры с фациями и палеогеографическими условиями .....	200
А.Б. Герман. Экологические особенности поздне меловой наземной биоты Северной Пацифики .....	239

## ЧАСТЬ ЧЕТВЕРТАЯ

РАСПИФРОВКА ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЧЕСКИХ СИТУАЦИЙ  
В КАЙНОЗОЕ

<b>В.Н. Беньямовский.</b> Палеобиогеографические сценарии позднемелового–раннепалеогенового времени в пределах северной периферии Тетиса .....	267
<b>С.В. Попов, Л.А. Невеская, И.А. Гончарова, Л.Б. Ильина.</b> Биогеография Восточного Паратетиса в неогене по моллюскам .....	309
<b>А.Ю. Гладенков.</b> Развитие диатомовых комплексов кайнозоя Северной Пацифики и изменения океанической экосистемы .....	338
<b>К.Б. Барнинов.</b> Моллюски, биогеография и климатические обстановки морского плиоцена Северо-Западной Пацифики .....	370
<b>А.Н. Симасова, А.Ю. Пузаченко.</b> Реконструкции растительного покрова Русской равнины второй половины позднего неоплейстоцена и среднего голоцена .....	404

## ЧАСТЬ ПЯТАЯ

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ, ЭВСТАТИЧЕСКИЕ КОЛЕБАНИЯ  
И ИЗОТОПНЫЕ МЕТОДЫ

<b>В.И. Виноградов.</b> Отражение глобальных изменений природной среды в изотопных характеристиках осадочных пород .....	433
<b>М.П. Антипов, Е.Е. Бобылова, И.Е. Варшавская.</b> Роль секвенной стратиграфии в решении вопросов палеогеографии .....	467

## ЧАСТЬ ШЕСТАЯ

## ВЛАДИМИР ВАСИЛЬЕВИЧ МЕННЕР В НАШЕЙ ПАМЯТИ

<b>Ю.Б. Гладенков.</b> Воспоминания о В.В. Меннере .....	489
<b>Б.С. Соколов.</b> О В.В. Меннере .....	493
<b>А.И. Жамойда.</b> Человек, приносящий радость .....	493
<b>Н.М. Чумаков.</b> Школа Меннера .....	496
<b>И.С. Барсков.</b> В.В. Меннер и кафедра палеонтологии МГУ .....	496
<b>Д.М. Раузер-Черноусова.</b> О Владимире Васильевиче Меннере .....	500
<b>К.И. Кузнецова.</b> Душевность, отзывчивость, человечность... ..	500
<b>Б.В. Поярков.</b> В.В. Меннер: штрихи к портрету .....	502
<b>Р.И. Волков.</b> Русский интеллигент .....	503
<b>Академик В.В. Меннер из СССР.</b> Episodes. 1980. N 4 .....	504
<b>П. Сартенер.</b> На перекрестках (о В.В. Меннере) .....	504
<b>Ч. Холланд.</b> Профессор В.В. Меннер .....	504
<b>О.А. Липина.</b> Тридцатые, сороковые, шестидесятые... ..	505
<b>И.А. Игнатъев.</b> В.В. Меннер (воспоминания и размышления) .....	507

# CONTENTS

Introduction (Yu.B. Gladenkov) .....	5
Vladimir Vasilievich Menner is the outstanding Russian geologist of the XX century (Yu.B. Gladenkov) .....	8

## THE FIRST PART

### PALEOBIOGEOGRAPHY: METHODOLOGICAL PROBLEMS AND LINES OF INVESTIGATIONS

Yu.B. Gladenkov. Stratigraphy and recent trends of paleobiogeographic studies .....	17
V.A. Zakharov. Paleobiogeography, paleogeography and paleogeodynamics .....	46
N.M. Chumakov. Implication of paleobiogeographic studies for paleogeography and paleoclimatology .....	73

## THE SECOND PART

### CHARACTERISTIC FEATURES OF THE PALEOZOIC BIOGEOGRAPHIC RECONSTRUCTIONS

V.A. Aristov, N.V. Lubnina. Distribution and species diversity of the Devonian conodonts. Relationship to the hypothesis of continental drift .....	91
I.A. Ignatiev. Principles and methods of land palaeofloristic zonation in the Palaeozoic .....	113
Yu.V. Moseichik. Viséan flora of the Moscow coal basin in the picture of phytogeography of this age .....	133

## THE THIRD PART

### EXPERIENCE OF MESOZOIC BIOGEOGRAPHIC STUDIES

N.Yu. Bragin. Paleobiogeographic regionalization of the Triassic sea basins by radiolarians .....	157
M.A. Rogov. Molluscan associations of the Late Jurassic seas of the East European platform .....	178
<b>K.I. Kuznetsova</b> , V.A. Basov, A.I. Voznesenskii. Taxonomic composition and diversity of the Terminal Jurassic foraminifers controlled by facies and paleogeographic environments .....	200
A.B. Herman. Ecological characteristics of the Late Cretaceous terrestrial biota of the North Pacific region .....	239

**THE FOURTH PART**  
**RECONSTRUCTION OF CENOZOIC BIOGEOGRAPHIC**  
**ENVIRONMENTS**

<b>V.N. Beniamovsky.</b> Late Cretaceous-Early Paleogene palaeobiogeographic scripts for the northern periphery of the Tethys .....	267
<b>S.V. Popov, L.A. Nevesskaja, I.A. Goncharova, L.B. Iljina.</b> Eastern Paratethys biogeography during Neogene based on mollusks .....	309
<b>A.Yu. Gladenkov.</b> Development of the Cenozoic North Pacific diatom assemblages and changes in oceanic ecosystem .....	338
<b>K.B. Barinov.</b> Mollusks, biogeography, and climatic situations of the marine Pliocene of the Northwestern Pacific .....	370
<b>A.N. Simakova, A.Yu. Puzachenko.</b> Reconstructed vegetation cover of the Russian Plain of the second half of the Late Neopleistocene and the Middle Holocene .....	402

**THE FIFTH PART**  
**PALEOGEOGRAPHY, EUSTASY, AND ISOTOPIC METHODS**

<b>V.I. Vinogradov.</b> Advantages and limitations of the isotopic methods in reconstructing sedimentational environments .....	433
<b>M.P. Antipov, E.E. Bobylova, I.E. Varchavskaia.</b> The role of sequence stratigraphy in solving paleogeographical problems .....	467

**THE SIXTH PART**  
**VLADIMIR VASILIEVICH MENNER IN OUR MEMORY**

<b>Yu.B. Gladenkov.</b> Recollections of V.V. Menner .....	489
<b>B.S. Sokolov.</b> About V.V. Menner .....	493
<b>A.I. Zhamoida.</b> A man who gives joy .....	493
<b>N.M. Chumakov.</b> Scientific school of Menner .....	496
<b>I.S. Barskov.</b> V.V. Menner and the Kafedra of Paleontology of the Moscow State University .....	496
<b>D.M. Rauser-Chernousova.</b> About Vladimir Vasilievich Menner .....	500
<b>K.I. Kuznetsova</b> . Kindness, sympathy, humanity... ..	500
<b>B.V. Poyarkov.</b> V.V. Menner: outline of the portrait .....	502
<b>R.I. Volkov.</b> Russian intelligent .....	503
<b>Academician V.V. Menner of the USSR.</b> Episodes 1980. N 4 .....	504
<b>P. Sartener.</b> At the cross-roads (about V.V. Menner) .....	504

<b>Ch. Holland. Professor V.V. Menner</b> .....	504
<b>O.A. Lipina. The thirties, fourthies, sixties...</b> .....	505
<b>I.A. Ignatiev. V.V. Menner (recollections and thoughts)</b> .....	507

Научное издание

**БИОСФЕРА–ЭКОСИСТЕМА–БИОТА В ПРОШЛОМ ЗЕМЛИ:  
ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ**

*К 100-летию со дня рождения  
академика В.В. Меннера*

*Труды Геологического института РАН  
Вып. 516*

*Утверждено к печати Редакцией  
Геологического института Российской академии наук*

Зав. редакцией *Н.А. Степанова*. Редактор *И.М. Ерофеева*  
Художник *Ю.И. Духовская*. Художественный редактор *В.Ю. Яковлев*  
Технический редактор *О.В. Аредова*  
Корректоры *Р.В. Молоканова, Е.Л. Сысоева, Т.И. Шеповалова*

Подписано к печати 21.09.2005. Формат 70 × 100 1/16. Гарнитура Таймс. Печать офсетная  
Усл.печ.л. 41,6 + 3,1. Усл.кр.-отт. 48,2. Уч.-изд.л. 44,5  
Тираж 450 экз. Тип. зак. 1873

Издательство "Наука". 117997, Москва, Профсоюзная ул., 90  
E-mail: [secret@naukaran.ru](mailto:secret@naukaran.ru) Internet: [www.naukaran.ru](http://www.naukaran.ru)

ППП "Типография "Наука"  
121099, Москва, Шубинский пер., 6

ТРУДЫ  
ГЕОЛОГИЧЕСКОГО  
ИНСТИТУТА



БИОСФЕРА – ЭКОСИСТЕМА – БИОТА

ISBN 5-02-033943-1



9 785020 339439

НАУКА