

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
СТРОЕНИЕ
МАНСКОГО ПРОГИБА
И ЕГО ПОЛОЖЕНИЕ
В САЯНО-АЛТАЙСКИХ
„БАЙКАЛИДАХ“



ИЗДАТЕЛЬСТВО „НАУКА“
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

Выпуск 400

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
СТРОЕНИЕ
МАНСКОГО ПРОГИБА
И ЕГО ПОЛОЖЕНИЕ
В СЯНО-АЛТАЙСКИХ
«БАЙКАЛИДАХ»



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск-1978

В книге на основе новейших геологических и палеонтологических данных на примере Манского прогиба разбираются вопросы стратиграфии позднего докембрия и раннего кембрия переходных зон от Сибирской платформы к Саяно-Алтайской складчатой области. Впервые в столь сложном районе выделяются корреляционные стратиграфические подразделения — горизонты.

Рассматриваемый регион является одним из наиболее представительных в южном обрамлении Сибирской платформы для решения проблемы байкалид. В работе освещается специфика проявления этого тектонического этапа.

Книга рассчитана на широкий круг стратиграфов, палеонтологов, литологов, тектонистов, магматистов и геологов-съемщиков.

К о л л е к т и в а в т о р о в :

*В. В. Хоментовский, В. Ю. Шенфиль, А. С. Гибшер,
М. С. Якишин, Е. П. Бутаков, В. Г. Пятилетов, Л. Ф. Турова*

● *т в е т с т в е н н ы е р е д а к т о р ы Б. С. Соколов, М. А. Жарков*

Манский прогиб, расположенный в северо-западной части Восточного Саяна, постоянно привлекает внимание геологов. Этот геологический регион характеризуется исключительной полнотой и мощностью разреза докембрийских и нижнекембрийских отложений, их резкой фациальной изменчивостью, прекрасной сохранностью ископаемых остатков кембрийской фауны и флоры, сложным тектоническим строением. Вместе с тем исследования Манского прогиба представляют не только региональный интерес. Они имеют решающее значение для понимания геологического строения и тектонической позиции красной зоны Саяно-Алтайской складчатой области, которая обычно рассматривается как область завершенной байкальской складчатости.

Дискуссия о проблеме байкальской складчатости, особенно обострявшаяся в последние годы, свидетельствует о наличии существенных расхождений в ее оценке. В зависимости от того, какие реальные взаимоотношения существуют между протерозойскими и кембрийскими или рифейскими и вендскими отложениями, какова их формационная принадлежность, каков характер и время внедрения интрузивных образований, может быть определен реальный подход к решению вопроса о принципиальном существовании и характере проявления байкальской складчатости. Для решения этих конкретных задач Манский прогиб является одним из наиболее крупных и благоприятных для изучения фрагментов в зоне южного обрамления Сибирской платформы.

Полнота геологического разреза, хорошая сохранность фауны и мифациальность отложений на границе докембрия и кембрия создают здесь благоприятные условия для решения общих биостратиграфических задач и, в частности, изучения проблемы нижней границы кембрия.

Не менее важно изучение этого региона и с методических позиций. Рабочая схема расчленения и корреляции докембрийских отложений разработана в настоящее время для платформ и прилегающих к ним окраинных прогибов. Строматолиты и микрофоссилии в геосинклинальных областях изучены крайне слабо. Широко распространенная практика определения в Алтае-Саянской области групп строматолитов по одной микроструктуре только вносит дезинформацию в корреляцию геосинклинальных и платформенных разрезов, так как в последних все определения групповой принадлежности строматолитов сделаны по морфологии. Отрывочные данные по микрофитолитам указывают нередко на совместные находки в одних местонахождениях микрофитолитов II и IV комплексов. В связи с этим изучение биостратиграфии докембрийских отложений в геосинклинальных областях необходимо как для выработки методов их корреляции с платформенными и разрезами, так и для развития и совершенствования общей схемы расчленения докембрия.

Решение поставленных задач из-за необходимости проведения тщательных и разноаспектных исследований пока что удалось осуществить только

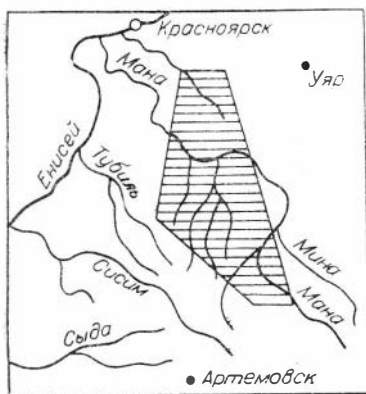


Рис. 1. Обзорная карта района работ (окоптурена площадь, где проводились исследования).

в пределах юго-восточной части Манского прогиба на примере широко распространенных здесь наиболее молодых докембрийских (начиная с ангалойской свиты) и нижкембрийских отложений. Поэтому описание подстилающих отложений кувайской серии дается менее детально. Не проведено также специальных био-стратиграфических исследований верхних горизонтов нижнего кембрия, охарактеризованных трилобитами. В тексте приводятся данные о новых палеонтологических находках, сделанных в этом интервале в процессе полевых работ, но в основном этот раздел написан на базе критического пересмотра материалов предшествующих исследований.

Материалы, изложенные в данной монографии, являются итогом первого этапа работ, проведенных позднекембрийской группой Института геологии и геофизики СО АН СССР в содружестве с сотрудниками Красноярской комплексной геологосъемочной экспедиции в юго-восточной части Манского прогиба (рис. 1).

Работы были начаты В. В. Хоментовским и А. С. Гибшером в 1967 г. Позднее, в 1968 г., к ним присоединились В. Ю. Шенфиль, М. С. Якиши и Е. П. Бутаков, а в 1971 г. — В. Г. Пятилетов. Особо следует отметить вклад Л. Ф. Туровой, принимавшей участие в работе с 1971 по 1973 г. Она одной из первых начала детальное исследование в Манском прогибе цикличности отложений и поиски характерных седиментологических текстур и признаков, указывающих на условия осадкообразования. Преждевременная кончина Л. Ф. Туровой явилась невосполнимой потерей при написании этой работы. Глубина проработки многих разделов оказалась гораздо менее полной, чем могла бы быть при ее участии.

Выявление геологических взаимоотношений в условиях резкой фацальной изменчивости отложений и интенсивных дизъюнктивных дислокаций потребовало проведения большого объема горных работ (около 60 протяженных от 1 до 5 км линий шурфов с дополнительным вскрытием контактов капавами, буровая скважина глубиной 190 м в верховьях лога Горюнова). Практически вся площадь исследований была заново откартирована с плотностью маршрутов, отвечающей нормативам крупномасштабной геологической съемки, а в узловых участках с еще большей детальностью. Два важнейших листа — Солбицкий и Апастасьинский, дополненные специальным отчетом, после защиты приняты Красноярским геологическим управлением как кондиционные.

Полученные материалы легли в основу геологической карты юго-восточной части Манского прогиба и использованы при аргументации строения и взаимоотношений отложений и структурно-фацального районирования.

В процессе составления разрезов большое внимание уделялось наблюдениям за особенностями формирования осадков (характером слоистости, ритмичностью, косою слоичатостью, знаками ряби, механоглифами и др.), которыми занимались А. С. Гибшер, а также сбору и изучению различных групп ископаемых остатков как в докембрии, так и в кембрии — акритарх, микрофитоцитов, крибрициат, водорослей, хиолитов и хиолителмшнтов, археоциат и трилобитов. Акритархи определялись В. Г. Пятилетовым, микрофитоциты — М. С. Якишиным.

В процессе обработки полевых материалов нам была оказана неоценимая помощь целым рядом высококвалифицированных палеонтологов и

петрографов. Археоциаты были определены Н. Т. Журавлевой и Л. Н. Кашиной, трилобиты — Л. Н. Репиной, водоросли — В. А. Лучининой, хиолиты и хиолительминты — Н. П. Мешковой.

Петрографическое изучение образований кувайской серии бассейнов рек Кувай и Колба проведено сотрудниками Красноярского геологического управления В. Л. Чубугиной и З. П. Любалинской.

В процессе исследований полученные материалы неоднократно обсуждались с геологами Красноярской геологосъемочной экспедиции Д. П. Мусатовым, В. В. Беззубцевым, В. П. Поповым. Всем названным исследователям мы искренне благодарны за ценные определения, советы и рекомендации.

К ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ

Геологические исследования в пределах северо-западной части Восточного Саяна, в состав которой входит Манский прогиб, имеют более чем вековую историю. Их результаты рассмотрены в ряде монографий (Обручев, 1933, 1934; Хоментовский и др., 1960; Предтеченский, 1967). Поэтому в предлагаемой работе будет изложена история становления принятой авторами стратиграфической номенклатуры, а также кратко обсуждена эволюция некоторых принципиальных представлений об основах стратиграфии верхов позднего докембрия — нижнего кембрия и истории развития изученной части Манского прогиба в это время.

По всем перечисленным вопросам для восточной части Манского прогиба исключительный интерес представляет работа И. А. Молчанова (1934). В ней впервые находками трилобитов обосновывается наличие пизнекембрийских отложений и дается их правильная последовательность — терригенные в нижней части и карбонатные в верхней. Доказывается, что кембрийская толща залегает на докембрии с базальными конгломератами в основании и после существенной тектонической перестройки. И. А. Молчанов, таким образом, подтверждал точку зрения Л. Н. Чуракова, отстаивавшего в многолетней дискуссии с А. Г. Вологдиным представление о широком развитии на юге Сибири докембрийских отложений. Вместе с тем общие выводы этой работы легли в основу концепции качественной предкембрийской перестройки в пределах Восточного Саяна и многих других регионов.

Некоторые положения, установленные И. А. Молчановым, нашли развитие в работах В. М. Чаиркина, проводившихся в 1947—1948 гг. В результате этих исследований, осуществлявшихся в тесном контакте с А. А. Предтеченским и Ф. Я. Паном, было составлено представление об общей структуре региона и заложены основы современной стратиграфии докембрия. Докембрийские отложения были расчленены на (снизу вверх) дербинскую, кувайскую и койскую свиты (табл. 1). В состав последней вошла нижняя (терригенная) часть кембрийской толщи, по И. А. Молчанову. К кембрию относилась лишь карбонатная толща — колбинская свита, согласно перекрывающая койскую.

Вместе с тем В. М. Чаиркин пришел к заключению, что несогласие между кувайской и койской свитами развито лишь на юго-востоке Манского прогиба, а к северо-западу оно исчезает. Интересно также и заключение этого исследователя о том, что кувайские эффузивы, практически не метаморфизованные на западе, к востоку преобразуются в амфиболиты и гнейсы, относившиеся предшественниками к архею.

Следующий этап изучения Манского прогиба связан с работами сотрудников ГИН АН СССР В. В. Хоментовского, М. А. Семихатова, Л. Н. Репиной. В результате этих исследований, начатых по рекомендации И. В. Луцицкого в 1953 г., в пределах Манского прогиба были выделены четыре структурно-фацialsные зоны, соответствующие Солбинской, Жер-

жужальской и Усть-Манской синклиналиям и Беретьскому поднятию (Хоментовский, 1957, 1960). Эти исследователи отложения, развитые в междуречье рек Бол. Арзыбей — Кувай и относившиеся В. М. Чаиркиным к койской свите, стали именовать ангульской свитой, поскольку в стратотипе койской свиты у п.с. Кой развита более молодая толща (Радугин, 1954; Хоментовский и др., 1960). Отложения, распространенные к западу и северу от р. Кувай, включенные В. М. Чаиркиным в койскую свиту, дополненные толщей темных глинистых известняков и сланцев, входивших в состав колбинской свиты, были выделены в качестве самостоятельной анастасьинской свиты, которая помещалась выше ангульской. Допускалась возможность их частичного фациального замещения. Выше по разрезу обособливалась самостоятельная жержульская свита с лейбинской подсвитой в основании. Колбинская свита в результате выделения всех этих подразделений стала соответствовать лишь верхам относившейся к ней первоначально толщи и была расчленена на три подсвиты (снизу вверх) — выезжелогскую, сиперскую и нововасильевскую (Хоментовский и др., 1960).

Резкое увеличение количества местонахождений окаменелостей, полноты сборов и качества определений позволило сопоставить кембрийские свиты Манского прогиба с подразделениями эталонных разрезов Сибирской платформы и Саяно-Алтайской складчатой области (Хоментовский и др., 1960; Решина и др., 1964). На основании того, что слои с *Bulaiaspis* (а следовательно, и выезжелогская подсвита) в то время, в соответствии с унифицированной схемой, относились к ленскому ярусу нижнего кембрия, к которому в стратотипической местности причисляли всю толбинскую свиту, нижняя граница кембрия, вслед за П. А. Молчановым, была опущена до основания ангульской свиты — наиболее четкого историко-геологического рубежа. Лишь после уточнения унифицированной схемы Сибирской платформы (Хоментовский, Решина, 1965) основание кембрия в Манском прогибе было значительно поднято до середины анастасьинской (Хоментовский, 1963) или даже жержульской (Решина и др., 1964) свит.

Разрез додевонских отложений, по данным геологов ГИН АН СССР, заканчивался баджеевской и нарской свитами верхнекембрийско-ордовикского возраста. Они выполняли Баджеевский краевой прогиб, являясь молассой верхнекембрийско-ордовикской завершающей складчатости (Хоментовский, 1957, 1960).

Важный этап истории изучения Манского прогиба связан с проведением в его пределах кондиционной среднемасштабной геологической съемки (Предтеченский, 1967). На территории рассматриваемой части Манского прогиба в это время (с 1954 по 1962 г.) работали В. В. Беззубцев, И. П. Жуйко, Р. Ш. Залялеев, В. И. Попов, В. М. Чаиркин, Ф. М. Чернов, Л. В. Яконюк и др.

В результате исследования данного этапа между кувайской серией и койской (ангульской) свитой была выделена самостоятельная овсянковская свита, которая относилась к сипийскому комплексу. В восточной части Манского прогиба к ней были отнесены некоторые поля павловской свиты, откартированные ранее (Хоментовский и др., 1960) в составе кувайской серии.

Койская (ангульская) свита в пределах Кувайско-Арзыбейского междуречья еще не отделялась от сходных по составу, но гораздо более молодых отложений (лейбинская и крольская свиты), окаменелости (*Lingulella*), в которых (Коптев, 1961) использовались для аргументации кембрийского возраста всего этого подразделения красноцветных отложений. Примерно на тех же площадях, где ранее картировалась жержульская свита (Хоментовский и др., 1960), стали выделять близкую по составу и стратиграфическому положению унгутскую свиту. Уточнение контуров унгутской (жержульской) свиты и выезжелогской подсвиты позволило на некоторых местах выделить между ними самостоятельную крольскую свиту (см. табл. 1). За

Сопоставления стратиграфических

В. М. Чаиркин, 1947—1948 (Ра- дугин, 1952)		В. В. Хоментовский, М. А. Семихатов, Л. П. Репина, 1953—1955		Среднемасштабная геологическая съемка 1955—1957 гг.		И. П. Коптев (1962), 1954—1961 гг.	
		Подсевиты				Є ₂	
Нижний кембрий	Колбин- ская свита	Нижний кембрий	Колбинская свита	Сиперская свита	Верхняя под- свита	Нижний кембрий (Є ₁)	Торганштинская свита
					Нижняя под- свита		Ермаковская свита
					Выезжелог- ская свита		Гоголевская свита
							Жержуль- ская сви- та
			Анастасьинская свита	Унгутская свита			
			Ангульская свита	Койская свита			Лейбинская сви- та
Верхний протерозой	Кувайская свита	Верхний протерозой	Кувайская се- рия	Сиперская свита	Овсянковская свита	Сиперская свита	Койская свита
							Унгутская свита
							Анастасьинская свита
							● Овсянковская свита
			Кувайская серия	Кувайская серия			Кувайская серия

основание нижнего кембрия принималась подошва койской (ангульской) свиты и с ней повсеместно связывалась крупная перестройка.

Итоги среднемасштабной геологической съемки Манского прогиба были подведены в монографии А. А. Предтеченского (1967). А. А. Предтеченский принимает анастасьинскую свиту и гораздо более резко акцентирует внимание на том, что она перекрывает (даже с несогласием) койскую (ангульскую) свиту. Вслед за И. П. Жуйко, В. В. Беззубцевым и

схем Манского прогиба

А. А. Предтеченский, 1967		Крупномасштабная геологическая съемка 1968–1975 гг.		Л. Н. Башнина, Т. В. Яшкаускас, 1973		Схема, принятая в работе					
Средний протерозой	Кувайская серия	Верхний протерозой	Кувайская серия	Венд	Верхний рифей	Кувайская серия					
	Верхний протерозой		Овсянковская свита					Овсянковская свита	Овсянковская свита	Ангальский горизонт	
			Койская свита					Жистьинская свита	Жистьинская свита		
Нижний кембрий (С ₁)	Колбицкая серия	Нижний кембрий	Шахматовская свита	Нижний кембрий	Шахматовская свита	Нижний кембрий	Шахматовская свита				
								Усть-лейбинская свита	Лейбинская свита	Лейбинская свита	
								Анастасьинская свита	Анастасьинская свита	Анастасьинская свита	Анастасьинский горизонт
								Унгутская свита	Унгутская свита	Унгутская свита	Унгутский горизонт
								Крольская свита	Крольская свита	Крольская свита	Жержульский горизонт
								Выезжедоговская свита	Выезжедоговская свита	Выезжедоговская свита	Синерский горизонт
Синерская свита	Верхнесинерская подсвита	Верхняя подсвита	Синерская свита	Синерская свита							
	Нижнесинерская подсвита	Нижняя подсвита									

И. И. Колтевым (Колтев, 1961), он обособил лейбинскую подсвиту в качестве самостоятельной свиты и отделил ее от подстилающей унгутской свиты несогласием.

Весьма своеобразны стратиграфические обобщения, сделанные А. А. Предтеченским. Овсянковскую свиту и ее аналоги он трактовал как байкальскую систему досинийского возраста, которая теснейшим образом связывалась со среднепротерозойской кувайской системой и совершенно

условно включалась в состав верхнего протерозоя. Из табл. 5 рассматриваемой монографии видно, что относимые к байкальской системе толщи сопоставляются с монгольской (гарганской) и голоуспенской свитами и, следовательно, не являются аналогами широко известного в литературе байкальского комплекса Прибайкалья. Отсюда очевидна перентабельность выделения байкальской системы.

Койская свита, с которой сопоставлены карагаская и оселковая серии Присаянья, отнесены к вышележащей саянской системе, что также, по-видимому, не следует делать, поскольку А. А. Предтеченский (Предтеченский, Щеглов, 1962) под таким же названием выделил горизонт в нижнем кембрии и использовал его в своей монографии. В нижнем кембрии вместо предлагавшихся ранее саяноалтайских и платформенных горизонтов (Хоментовский и др., 1960; Репина и др., 1964) А. А. Предтеченский принял совершенно новые — манский, бельский, саяпский и др. Неприемлемость этой схемы и ее сопоставления с классическими стандартами как западного, так и восточного типа разреза обосновывалась неоднократно (Хоментовский, 1964, 1976) и дополнительных комментариев не требует.

Значительно более интересна тектоническая концепция А. А. Предтеченского о направленном и практически непрерывном процессе кратонизации Саяно-Алтайской складчатой области. Этот процесс начался в нижнем протерозое формированием вулканической островной дуги в области Канско-Бирюсинской глыбы. В конце кувайского времени южнее, вдоль Дербинского (Восточно-Саяпского) антиклинория, возникла вторая островная дуга, а разделявшая их депрессия оформилась в Манский прогиб. Превращение этих структур, заложившихся на океаническом основании, в жесткий блок континентальной коры происходило настолько медленно и постепенно, что в течение практически всего протерозоя и кембрия здесь не удастся выделить каких-либо обособленных фаз тектогенеза. Тем не менее завершение гранитизации и мигматизации Протеросаяна в конце позднего докембрия привело к превращению его в горную страну, с разрушением которой связано образование койской молассы.

Концепция непрерывного и необратимого процесса кратонизации отличается от ранее развивавшихся представлений о наличии в позднем докембрии Восточного Саяна крупных самостоятельных этапов развития. Сторонники этой точки зрения допускали в некоторых его районах наличие раннедокембрийского фундамента, а в других — доверхпротерозойской стабилизации и образования консолидированного основания (Молчапов, 1934; Кузнецов, 1954; Хоментовский, 1957, 1960; Мусатов, 1966). Следующий этап развития начинался с регенерации геосинклинальных прогибов. Вместе с тем необходимо отметить, что некоторые сторонники полициклического развития Саяно-Алтайской складчатой области, как и А. А. Предтеченский, определяющими считали эндогенные процессы, сопровождавшиеся гранитизацией и консолидацией (Хоментовский, 1960, 1976).

В 60-х и 70-х годах примерно вся территория Манского прогиба была охвачена крупномасштабной геологической съемкой, в которой принимали участие и авторы этой монографии. Первоначально почти каждый новый лист геологической карты имел специфическую стратиграфическую схему, отличающуюся от схем смежных листов не только последовательностью свит, но и характером их взаимоотношений. Затем была разработана рабочая унифицированная легенда, приведенная в табл. 1. Внешне она немногим отличалась от схемы, предложенной А. А. Предтеченским, но расчленение почти каждой свиты на 2—3 подсвиты позволяло существенно детализировать рисовку геологических карт. В. И. Попов предпринял попытку унификации всего крупномасштабного картографического материала. Сделанная им карта выгодно отличалась от всех имевшихся ранее, но проведенная в ней без специальных полевых исследований увязка

разительно несогласующихся планшетах превращала ее в схему, на основании которой нельзя было решать проблем, встающих перед крупномасштабным картированием.

Материалы исследования этапа крупномасштабной геологической съемки были рассмотрены Д. И. Мусатовым при характеристике истории геологического развития Саяно-Енисейской области. При этом Д. И. Мусатов вернулся к старым представлениям о широком развитии в северо-западной части Восточного Саяна кристаллического архейско-нижнепротерозойского фундамента. Он подчеркивал исключительное значение послераннепротерозойских тектонических движений, после которых на территории всей Саяно-Алтайской складчатой области сформировалась структура платформенного типа (протоплатформа). Анализ материалов по Манскому прогибу позволил Д. И. Мусатову сделать заключение с согласных взаимоотношения между отложениями овсянковой свиты и кувайской серии и одновозрастности отложений овсянковой и жистыкской свит, которые он считал фаціальными аналогами и относил к венду.

Крупный вклад в разработку современных представлений о геологическом развитии Манского прогиба внесли геологи Томского политехнического института и прежде всего прекрасный знаток региона проф. К. В. Радугин. Но прежде необходимо охарактеризовать деятельность его учеников потому, что принятые ими стратиграфические схемы более согласуются с данными государственной геологической съемки.

С 1954 г. в пределах восточной части Манского прогиба к работе приступил И. И. Коптев, который к синийскому комплексу относил анастасьинскую и унгутскую свиты, а кембрий начинал койской свитой (Коптев, 1961, 1962). С последней в Кувайско-Арзыбейском междуречье, с точки зрения И. И. Коптева, тесно связана перекрывающая ее, внешне очень близкая по составу, лейбинская свита. К западу и северо-западу от этого района в качестве аналогов койской свиты рассматривались красноцветные отложения, которые другие исследователи включали в состав лейбинской свиты. Эта ошибка была повторена затем А. В. Абрамовым (1967), сопоставившим лейбинскую и койскую (ангульскую) свиты. И. И. Коптев много сделал для уточнения биостратиграфии кембрия Манского прогиба: описал новые местонахождения кембрийской фауны, в частности из крольской свиты, и доказал среднекембрийский возраст шахматовских известняков и др.

Вместе с тем биостратиграфические обобщения И. И. Коптева вызвали оживленную дискуссию. Некоторые геологи (Предтеченский, Щеглов, 1962; Предтеченский, 1967) полностью приняли выводы И. И. Коптева (1961, 1962, 1964) о том, что комплексы окаменелостей в схемах предшественников смешаны и поэтому, например в колбинской свите, нет нововасильевской подсвиты и аналог в кетеменского и солонцовского горизонтов. Как следствие, делался вывод о соответствии торгашинской и шахматовской свит. На основании этих заключений базировалось представление о доалданском возрасте толбачинского горизонта западного типа разреза кембрия Сибирской платформы. Другие исследователи (Репина и др., 1964; Хоментовский, 1964) показали, что представление о смешении комплексов необосновано, а проблеме уточнения корреляции западного и восточного разрезов кембрия платформы и сопоставления их со схемой стратиграфии Саяно-Алтайской складчатой области (Хоментовский, Репина, 1965) надо решать другим путем.

Интересные данные были получены В. А. Шпицыным и С. С. Гудымовичем (1970). Они собрали, описали и определили средне- и верхнеперифейские микрофитолиты из овсянковой свиты разреза Серебрянских скал по р. Мане. Были найдены юдомские микрофитолиты в цементе «гребешковских» конгломератов жистыкской свиты (Гудымович, 1970) и в анастасьинской свите в районе пос. Анастасьино. С. С. Гудымович (1970) нашел эрифитоны в анастасьинской свите, а также описал богатые водо-

Таблица 2

Стратиграфическая схема докембрийских отложений Манского прогиба (по К. В. Радугину)

Группа	Система	Отдел	Ярус	Формация, серия, толщина, м	Свита, м
Верхний протерозой	Палеозой	Гембрийская	Нижний	Колбинская, 3000	
				Спиринская, 200	
				Муртуковский комплекс, 2000	
	Чудская	Верхний		Орешная, 400	
				Жерновская, 300	
				Кызыльская, 200	
					Кипринская, 500—800
				Воскресенковская, 900	
				Сарабульская	Верхняя, 100—900
					Нижняя, 100
				Духовичская	Верхняя, 300—500
					Нижняя, 800—900
					Онколитовая, 100
				Бажейская, 500—900	
				Горбикская, 900	
				Райская (Караульная)	Верхняя, 800
					Средняя, 400
					Нижняя, 450
	Сухенькая (Титовская)	Верхняя, 100			
		Нижняя, 300—500			
	Глухарина	Верхняя, 100			
		Нижняя, 800			
	Гагаринская (среднегорбикская)	Верхняя, 400			
		Нижняя, 500			
	Белая	Верхняя, 290			
		Нижняя, 400			
	Граувакки и конгломераты, 200				
	Заветная	Верхняя, 100			
		Нижняя, 300			

Верхний протерозой		Манская			Верхний Тополинский Еловский		Верхняя, 1200
		Верхний		Нижний			
Красноярская	Верхний	Нижний		Ахорский		Ахорская	Верхняя, 600 Средняя, 300 Нижняя, 100
		Переходный		Унгутский			
Саянская	Средний	Нижний				Козья, сотни метров Мало-Унгутская, 1000 Драгунихинская — Лебяжья, 1000 Таловская 2000—3000	Шумихинская, сотни метров Жержульская, 2000
		Нижний					
Славийская						Гребинковская, 2000 Нижнегребешковская Серебрянских скал, 2000 Кайлетская, 400—500 Овсянковская ?	

рослевые комплексы из унгутской, которую он включал в состав апастасьинской серии и относил к венду. Жистыкскую свиту эти исследователи сопоставляли с нижней и средней частью апастасьинской и отмечали отсутствие размыва и стратиграфического несогласия в ее основании.

Другой вариант стратиграфической схемы нижнего кембрия Манского прогиба предлагает Т. В. Янкаускас (1972). Жистыкскую свиту, которая считается доапастасьинской, он относит к венду, а по подошве согласной залегающей апастасьинской свиты проводит нижнюю границу кембрия. Для нижнекембрийских отложений предлагается схема зонального расчленения по криврициатидам.

Вслед за К. В. Радугиным, Т. В. Янкаускас выделяет выше унгутской ахорскую свиту. Как будет показано ниже (2.3.1), ахорская свита соответствует низам угутской, в связи с чем последовательность комплексов криврициатид требует существенного уточнения.

Т. В. Янкаускас сделал новые находки окаменелостей в апастасьинской свите. Пересмотр всего палеонтологического материала и сопоставление муртужских известняков с колбипской и нижней частью торгашинской свит позволили ему вместе с Л. Н. Кашиной (Кашина, Янкаускас, 1973) существенно уточнить корреляцию отложений этой части разреза по сравнению со схемой И. И. Коптева (Коптев, 1962, 1964).

Исключительно много сделал для расшифровки сложнейшей истории геологического развития Манского прогиба в кембрии и докембрии К. В. Радугин (1952, 1954, 1962, 1966, 1973). Он обогатил фактическую основу стратиграфии этого региона новыми находками окаменелостей, которые были сделаны не только из различных толщ в первичном залегании, но и в гальках (среднекембрийские трилобиты в нарвских и археоциатах в глухаринных конгломератах; Радугин, 1954). Находки фауны качественно изменили представления о последовательности и возрастной датировке главных этапов развития Манского прогиба. К. В. Радугин впервые понял исключительную сложность геологического строения этого региона, которая отразилась в его геологической летописи в виде бесконечного разнообразия литостратиграфических подразделений. Наборы и сочетания ассоциаций горных пород очень сильно меняются даже в смежных разрезах, что К. В. Радугин объяснил наличием массы пульсационных свит последовательно сменяющих одна другую в сводной стратиграфической колонке (табл. 2). Свиты он объединил в серии, а последние в ярусы, отделы и геологические системы.

Таблица в достаточной мере характеризует сложность стратиграфических построений К. В. Радугина. В то же время не вызывает сомнений, что наличие каждого подразделения можно показать на конкретных разрезах. Во всяком случае, наши исследования подтверждают существование многих из этих геологических тел. Несмотря на то, что увязка рассматриваемых тел в стратиграфические подразделения (горизонты) делается нами существенно отличным образом, значение работ К. В. Радугина для понимания сложности геологического строения Манского прогиба несомненно.

Изложенные данные свидетельствуют о наличии принципиальных расхождений в понимании истории геологического развития рассматриваемой территории. В связи с этим авторы настоящей монографии, начиная с 1967 г., проводили специальные тематические стратиграфические исследования, результаты которых изложены в серии предварительных статей (Хоментовский, Гибшер, 1973; Хоментовский и др., 1976; Шенфильд и др., 1976; Якшин, 1975; Гибшер, 1976, 1977; Пятилетов, 1977). В предлагаемой работе детально развиваются и обосновываются положения, выдвинутые в упомянутых статьях.

СТРАТИГРАФИЯ

В строении Манского прогиба принимают участие самые разновозрастные (от архейских до девонских) отложения (рис. 2). Однако в данной работе, как уже отмечалось выше, авторы ограничились детальной характеристикой лишь той части разреза, которая соответствует по возрасту нижнему кембрию, а также юдомскому и байкальскому комплексам позднего докембрия.

Архейско-нижнепротерозойские образования бирюсинской серии, слагающие большую часть Канско-Бирюсинской и Арзыйской глыб, а также протерозойские отложения дербинской серии, приуроченные к осевой зоне Восточно-Саянского антиклинория, здесь не рассматриваются. Сведения по ним можно получить в опубликованных работах В. В. Хоменковского и др. (1960), А. А. Савельева, Р. И. Писаренкова (1963), Д. И. Мусатова (1966), А. А. Предтеченского (1967) и др. В самом общем виде дается и описание вышележащей рифейской кувайской серии, по которой получены новые данные, представляющие определенный интерес для выяснения характера взаимоотношений ее с перекрывающимися отложениями. Все сведения об этих древних толщах излагаются в монографии под общей рубрикой «Добайкальские отложения».

Самая общая характеристика дается среднекембрийским (шахматовская свита) и верхнекембрийско-ордовикским (баджейская и парвская свиты) отложениям.

В различных структурно-фациальных зонах Манского прогиба байкальские, юдомские и нижнекембрийские отложения представлены самыми различными по составу и строению толщами пород. Как было показано в главе 1, это привело к выделению здесь большого количества свит (по смыслу близких американским формациям) и создало проблему их корреляции между собой. Попытка решения ее была сделана в процессе создания рабочей легенды к серии крупномасштабных карт Манского прогиба, когда на всю территорию предлагалось распространить несколько полифациальных свит. Эти «свиты» в различных районах претерпевали столь существенные преобразования, что выделение их противоречило требованиям последних проектов стратиграфических кодексов СССР (1970, 1974).

Поэтому в предлагаемой монографии понятие свита сохраняется лишь за достаточно однообразными в литологическом отношении комплексами пород, распространение которых обычно не выходит за пределы одной структурно-фациальной зоны. Но наряду с подразделениями местной шкалы мы вынуждены ввести корреляционные горизонты (Проект стратиграфического кодекса СССР, 1970). Применение их дает, с одной стороны, возможность определить пространственно-временное положение местных свит и тем самым более четко ограничить структурно-фациальные зоны: восточную — Солбицкую (к востоку от линии долина р. Кувай — устье р. Мокрой Базаихи) и западную — Жеркульскую, а также наметить еще одну — крайнюю северо-западную — Беретьскую, но с другой — выделение корреляционных горизонтов может быть сделано только на основе

выяснения общих закономерностей этапности развития Манского прогиба. Горизонты, принятые за основу при написании стратиграфического раздела, позволяют рельефно отобразить наиболее существенные особенности истории развития региона. Введение горизонтов требует гораздо более тщательного и объективного обоснования взаимоотношений между реальными геологическими телами-свитами и, как будет показано ниже, существенно помогает во многих сложных случаях устанавливать границы свитных стратиграфических подразделений.

2.1. ДОБАЙКАЛЬСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Добайкальские отложения не являлись объектом наших детальных стратиграфических исследований. Поэтому сведения о них будут приведены лишь с целью уточнения характера взаимоотношений с ними байкальского комплекса.

2.1.1. Бирюсинская серия

Наиболее древними образованиями рассматриваемой части Манского прогиба являются глубоко метаморфизованные гнейсы, кристаллические сланцы и амфиболиты бирюсинской серии, которые слагают крупные выступы фундамента — Канскую и Арзыбейскую глыбы.

Мнение об архейском — нижнепротерозойском возрасте этих образований оформилось давно (Молчанов, 1934) и было поддержано многими последующими исследователями (Обручев, 1935, 1939; Чураков, 1941; Радугин, 1952; Хоментовский и др., 1960; Савельев, Писаренков, 1964; Мусатов, Савельев, 1964), которые дали достаточно полную их характеристику и обоснование возраста.

Однако существует и другая точка зрения. А. А. Предтеченский, по материалам В. М. Чаиркина и собственным данным (1967), рассматривал амфиболиты Арзыбейской глыбы в качестве глубоко метаморфизованных образований кувайской серии. Действительно, в поле развития пород бирюсинской серии нередко встречаются слабо метаморфизованные вулканиты с реликтами первичных структур. Однако недостаточная обнаженность и отсутствие обоснованных разрезов бирюсинской серии не позволяют безоговорочно утверждать, что эти вулканиты входят в состав бирюсинской серии, а не приурочены к тектоническим блокам, сложившимся более молодыми образованиями.

2.1.2. Дербинская серия

Отложения дербинской серии обнажаются в осевой части Восточно-Саянского антиклинория (Хоментовский и др., 1960). В пределах изучаемой территории в ее состав входят две свиты — дербинская и жайминская. Первая представлена графитовыми мраморами с прослоями гнейсов и кристаллических сланцев, вторая — кварцево-карбонатными графитовыми сланцами с прослоями мраморов. Непосредственные взаимоотношения отложений дербинской серии с более древними толщами в западной части Восточного Саяна наблюдать не удастся. Контакты с вышележащими отложениями кувайской серии тектонические.

Более детально стратиграфия, особенности строения и условия накопления отложений дербинской свиты рассмотрены в работе В. В. Хоментовского, М. А. Семихатова и Л. Н. Рениной (1960), А. А. Предтеченского (1967) и других авторов. Возраст дербинской серии большинством исследователей определяется как нижне- или среднепротерозойский.

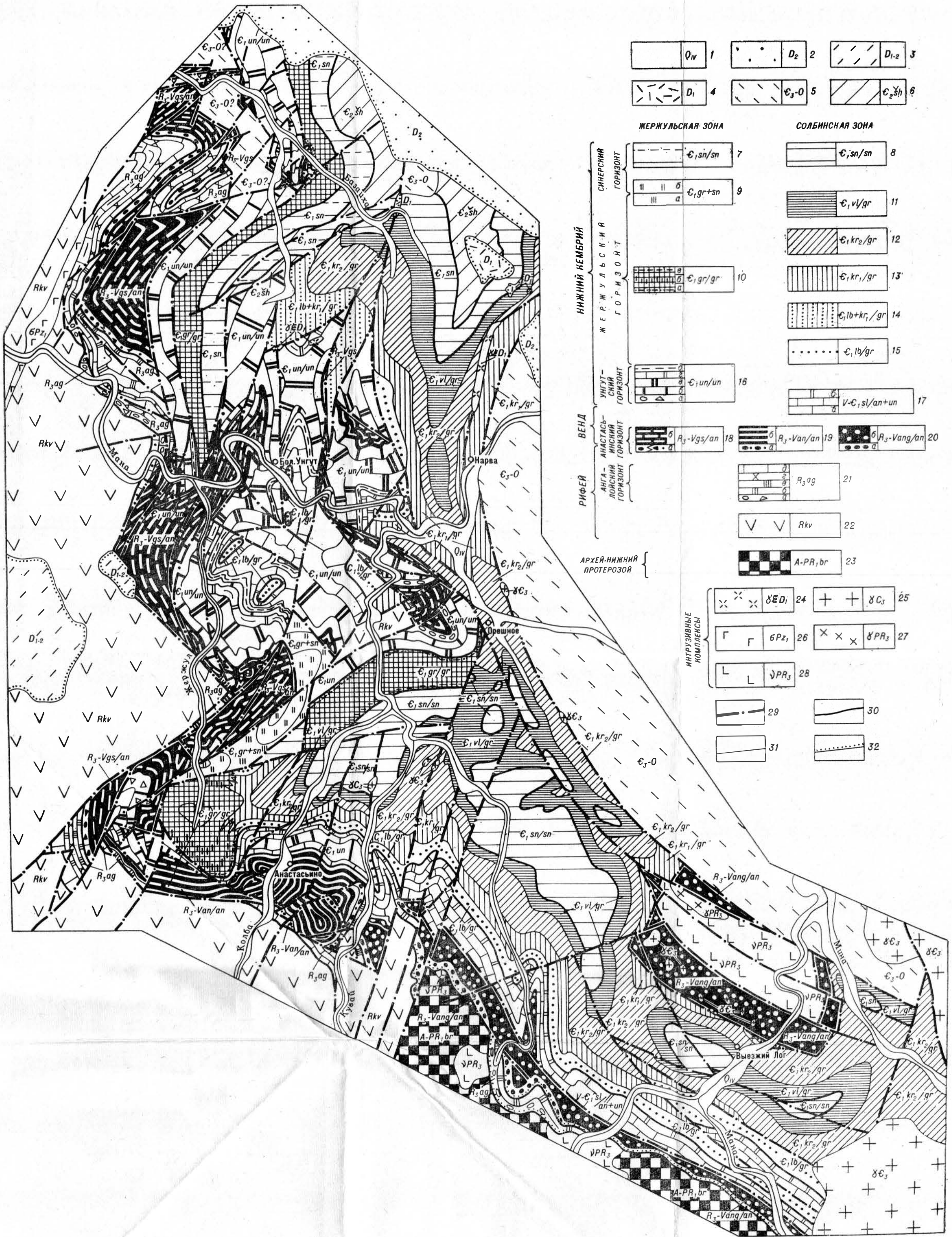


Рис. 2. Схематическая геологическая карта юго-восточной части Манского прогиба.

1 — современные русловые отложения; 2 — красноцветные терригенные отложения среднего девона; 3 — нижне- и среднедевонские отложения (бискарская серия); основные, средние, кислые эффузивы, их туфы, туфопесчаники, песчаники, конгломераты, алевролиты, известняки; 4 — нижнедевонские (?) плагиоклазовые и андезитовые порфиры, кварцевые порфиры, кератофиры, туфы, лавобрекчи; 5 — терригенные отложения верхнего кембрия — ордовика (баджейской и нарвской свит); 6 — средний кембрий: шахматовская свита — доломиты и известняки; 7—17 — нижний кембрий: 7, 8 — синерский горизонт (7 — доломиты и редкие известняки, 8 — известняки темно-серые, ренге доломиты); 9 — отложения жерзюльского и синерского горизонтов нерасчлененные (массивные доломиты и известняки «Муртуковского рифа»); 10—15 — жерзюльский горизонт: 10 — доломиты с редкими прослоями; а — песчаных алевролитов, б — песчаных аргиллитов, алевролитов, серые и желтые доломиты; 11 — выжеская свита — доломиты с редкими аргиллитами, алевролиты, серые глинистые доломиты, желтые мергели, темно-серые известняки; 12 — крольская свита, верхняя подвита — доломиты, кремнистые доломиты, в средней части мощная пачка темно-серых известняков; 13 — крольская свита, нижняя подвита — песчаные аргиллиты, алевролиты, серые и желтые доломиты; 14 — отложения нижнекембрийской подвита и лейбницкой свиты нерасчлененные; 15 — лейбницкая свита — красноцветные алевролиты, кварцевые песчаники, серые доломиты и песчаные доломиты; 16 — унгутский горизонт — унгутская свита: а — конгломераты и известняковые брекчи, б — массивные светло-серые и розовые водорослевые известняки, в — массивные доломиты, г — темно-серые плитчатые известняки и доломиты, д — пачка пестроцветных алевролитов и доломитов; 17 — унгутский и анастасьинский горизонты нерасчлененные — солбицкая свита: а — темно-серые известняки, б — серые и светло-серые доломиты; 18—20 — верхний рифей — юдомий (венд) — анастасьинский горизонт: 18 — жистынская свита: а — конгломераты и известняковые брекчи, б — циклическое переслаивание полимиктовых песчаников, алевролитов, аргиллитов и известняков; 19 — анастасьинская свита: а — гравелиты и песчаники полимиктовые, б — чередование мощных пачек известняков с алевролитами и аргиллитами, 20 — ангульская свита: а — конгломераты красноцветные, б — кварцевые песчаники с редкими прослоями красноцветных алевролитов; 21 — верхний рифей, ангалейский горизонт: а — конгломераты и брекчи, б — массивные светло-серые доломиты; в — массивные светло-серые и розовые известняки, г — песчаники полимиктовые, д — известняки темно-серые; 22 — рифей, кувайская серия — диабазы, базальтовые и андезитовые порфиры, их туфы, туфопесчаники, туфобрекчи, известняки, песчаники, алевролиты; 23 — архей — нижний протерозой (?), бирюсинская серия: кристаллические сланцы, гнейсы, амфиболиты; 24—28 — интрузивные образования: 24 — нижнедевонские граниты и граносиениты, 25 — верхнекембрийские граниты, 26 — нижнепалеозойские серпентиниты, 27 — верхнепротерозойские граниты — плагиограниты, 28 — верхнепротерозойские габбро; 29 — тектонические нарушения; 30 — границы; 31 — свиты и пачки; 32 — несогласное залегание.

2.1.3. Кувайская серия

Первоначально под названием кувайской свиты В. М. Чаиркин в 1948 г. выделил мощную толщу пород преимущественно эффузивного состава, развитую в бассейне верхнего течения р. Маны. В. В. Хоментовский (1957) выше кувайской выделил павловскую и урманскую свиты. Геологи Красноярской геологосъемочной экспедиции пришли к выводу об обратной последовательности отложений и объединили их в кувайскую серию, выделив в ее составе снизу вверх урманскую, манскую и бахтинскую свиты (Предтеченский, 1967).

Новые данные при исследованиях кувайской серии в последние годы усложнили проблему ее расчленения. Несомненным является наличие фациальных замещений на разных стратиграфических уровнях. При общей приуроченности основной массы эффузивов к верхней части разреза кувайской серии пачки известняков среди них нередко достигают такой мощности, что подходят под определение манской свиты. В восточной части Манского прогиба такие наблюдения имеются по водоразделу ручьев Россыпного и Илетняжного, в приустьевой части р. Бол. Кершул, в среднем течении р. Берети. Эффузивы основания верхнекувайской эффузивной толщи в бассейне рек Улдат, Мал. Кершул и верховьев Бол. Кершул замещаются песчаниками и сланцами, в фациальном отношении имеющими определенную общность с урманской свитой. Напротив, в верховьях рек Колбы и Кувай эффузивы и туфы оказываются развитыми гораздо ниже мощной толщи темно-серых известняков, подстилающих здесь верхнекувайские эффузивы.

В западной части Манского прогиба расчленение кувайской серии и прослеживание отдельных ее подразделений становится еще более сложным. Более того, возникают трудности с разграничением отложений кувайской серии и жайминской свиты, так как первые при наличии метаморфизма становятся неотличимыми от последних. Так же нелегко их обособить от фациально меняющихся к западу отложений вышележащего ангалойского горизонта, что находит свое выражение в выделении разными исследователями одних и тех же толщ или под названием урманской, или тубильской свит.

Все изложенное свидетельствует о том, что без специальных детальных исследований невозможно дать исчерпывающую картину имеющихся фациальных замещений. Вместе с тем ясно, что как и на более высоких стратиграфических уровнях в кувайской серии невозможно проследить единые стратиграфические подразделения — свиты — на всей площади Манского прогиба. В каждой специфической структурно-фациальной зоне необходимо будет вырабатывать свое местное деление.

В данной работе приводится лишь краткая характеристика фациальных изменений верхней части кувайской серии от бассейна р. Кувай до бассейна р. Берети.

В восточной части изученной территории эффузивная толща верхов кувайской серии слагает правобережье р. Кувай выше устья р. Мал. Кувай. На этом участке в ее состав входят диабазы, базальтовые порфириты, их туфо- и лавобрекчии, а также в подчипном количестве андезитобазальты и андезитодациты. Туфогенные породы, как правило, отличаются плохой сортировкой и неправильной спутанно-волокнустой слоистостью, что характерно для лахаровых образований. Первичные минералы в названных разностях эффузивных пород не сохраняются, по реликты структур видны достаточно отчетливо.

С юго-востока охарактеризованные породы по тектоническому нарушению граничат с глубоко метаморфизованными образованиями Арзыбейской глыбы. На северо-западе, по долине р. Кувай и ее левобережью,

по разлому они соприкасаются с основным полем развития эффузивов кувайской серии, в котором значительную роль начинают играть осадочные и вулканогенно-осадочные породы, отсутствующие на правобережье р. Кувай. На водоразделе рек Кувай и Колбы среди диабазов и базальтовых порфиритов появляются многочисленные мелкие прослои черных глинистых известняков, карбонатных туфов, карбонатных туфопесчаников. К западу от бассейна р. Колбы их количество в разрезе возрастает, увеличивается мощность, и на водоразделе руч. Россыпного и р. Тубиль они составляют более половины разреза толщи. На всем участке от долины р. Кувай до руч. Плетняжского в верхней части кувайской серии выделяется пачка ярких красно-зеленых туфобрекчий, являющаяся хорошим местным маркером («вороничинская» пачка). Мощность пачки на водоразделе рек Колбы и Кувай составляет 100—120 м, далее на запад к руч. Плетняжному она постепенно сокращается до 4 м, а затем полностью выклинивается. Севернее на водоразделе рек Бол. Кершул и Жеркул в долине р. Мал. Кершул и на водоразделе рек Улдат и Мана роль эффузивов в разрезе вновь возрастает, однако в нижней трети рассматриваемой толщи терригенно-карбонатные отложения остаются преобладающими. Строение верхней части разреза на этом отрезке значительно меняется. Она или оказывается слоистой почти нацело базальтовыми порфиритами и диабазами (правобережье р. Бол. Кершул, р. Мана у Серебрянских скал), или преобладающую роль в ее составе начинают играть осадочные породы — известняки, известковые песчаники и алевролиты (р. Мана у Беснальского утеса, среднее течение р. Берети). Из-за отсутствия непрерывных обнажений мощность отложений этой части кувайской серии определяется ориентировочно в 1500—2000 м.

Подводя краткие итоги по изучению образований кувайской серии, следует отметить, что это была эпоха геосинклинального вулканизма. Накопленные в этот период толщи в формационном отношении являются типично эвгеосинклинальными и резко отличаются как от более древних, так и более молодых. Намечается два существенно различных типа проявления вулканизма — в бассейне р. Кувай и к западу от него. Первая зона характеризуется достаточно широким развитием эффузивов среднего и даже кислого состава и признаками наземного вулканизма (лахаровые образования, красноцветные туфобрекчии и др.). Все это позволяет рассматривать ее как островную дугу, ориентированную перпендикулярно направлению, которое предлагал здесь для нее А. А. Предтеченский (1967). Западная зона характеризуется широким замещением основных вулканических осадочными породами — карбонатными и ритмично слоистыми карбонатно-терригенными, что свидетельствует о их формировании в интенсивно погружавшихся морских бассейнах.

Данные о возрасте отложений кувайской серии ограничены. Из прослоев доломитов в эффузивах кувайской серии по р. Колбе в приустьевой части р. Джейл М. С. Яшин определил микрофитоциты *Nubecularites uniformis* Z. Zhur., *Vesicularites* aff. *ingens* Yaksch., *Volvatella* sp. Из названных форм первые две широко развиты в верхнерифейских отложениях Сибири и на более низких уровнях до сих пор не отмечались. Учитывая, что в Жеркульской зоне кувайская серия согласно перекрывается отложениями ангалойского горизонта, содержащего микрофитоциты ангалойского комплекса верхнего рифея, можно считать, что значительная верхняя часть кувайской серии имеет верхнерифейский возраст. Этот вывод подтверждается данными определения абсолютного возраста пород кувайской серии по амфиболу (1130 млн. лет); определения по серициту (750 млн. лет) дают явно заниженные результаты (Никитина, Митрофанов, 1973), как и полученные нами радиологические определения по валу из диабазов верхней части кувайской серии (310—520 млн. лет, определения Л. В. Фирсова).

2.2. БАЙКАЛЬСКИЙ И ЮДОМСКИЙ КОМПЛЕКСЫ

Байкальский комплекс является крупным стратиграфическим подразделением, охватывающим верхнюю часть верхнего рифея и широко развитым в окраинных прогибах Сибирской платформы (Хоментовский и др., 1972; Хоментовский, 1976). Его основу составляет трехчленный байкальский комплекс, выделенный М. М. Тетяевым (1916) в Прибайкальском прогибе. При выделении, трассировании и ограничении отложений байкальского комплекса используются историко-геологические данные — предбайкальская и предюдомская перестройки, связанные с активизацией тектонического режима, появление в отложениях этого возраста казанчевских, а затем и ченчипских микрофитоцитов, а также радиологические определения, на основании которых их возраст датируется от 850—800 до 700—650 млн. лет (Хоментовский и др., 1972; Якшин, 1975; Хоментовский, 1976).

Юдомский комплекс — крупное внутрисибирское стратиграфическое подразделение, по принципам выделения и объему соответствующее венду (Хоментовский и др., 1972; Хоментовский, 1976). В настоящей работе используется название «юдомский комплекс», так как по имеющимся фактическим данным только с ним и байкальским комплексом южного обрамления Сибирской платформы возможно непосредственное сравнение рассматриваемых нами отложений. Действительно, намечается возможность выделения аналогов байкальского и юдомского комплексов и во внешней зоне Саяно-Алтайской складчатой области, но использование историко-геологического метода здесь часто затруднено (Хоментовский, 1976; Хоментовский, Шенфильд, 1976), поэтому необходимы весьма детальные специализированные исследования. Первый опыт их проведения и был положен в основу настоящей монографии. Забегая вперед, скажем, что такие исследования показали возможность наметить предбайкальскую перестройку лишь в одной структурно-фациальной зоне. Предюдомская активизация проявилась здесь повсеместно настолько растянуто и невыразительно, что граница байкальского и юдомского комплексов (или граница рифея и венда) оказалась внутри одного стратиграфического подразделения — анастасьинского горизонта, — какими бы свитами он ни был представлен (анастасьинской, жистыкской или ангульской). В связи с этим и возникла необходимость выделения подразделения «байкальский и юдомский комплексы», которое объединяет ангалойский горизонт, соответствующий большей части байкальского комплекса, и анастасьинский горизонт, соответствующий верхам байкальского и юдомскому комплексу.

2.2.1. Ангалойский горизонт

Для большей части исследованной территории это в значительной мере новое стратиграфическое подразделение, которое предшественниками включалось или в состав кувайской серии, или относилось к более молодому комплексу отложений, начинавшемуся койской, ангульской, анастасьинской и другими свитами. Вместе с тем некоторые геологи на ограниченных участках совершенно правильно фиксировали его самостоятельность, выделяя павловскую (Хоментовский и др., 1960) или овсянковскую (Мусатов, 1966; Предтеченский, 1967; и др.) свиты. Мы вынуждены временно отказаться от этих названий, так как не можем сейчас доказать одновозрастность отложений в их стратотипах ангалойской свите (Конников, 1963), которая положена нами в основу выделения одноименного регионального горизонта.

Одна из причин, благодаря которой отложения ангалойского горизонта включались в состав отложений различных серий, заключается в том, что состав слагающих его отложений и характер взаимоотношений их с подстилающими толщами принципиально отличаются в различных струк-

турно-фациальных зонах Манского прогиба. В наиболее полном и характерном виде ангалойский горизонт развит в пределах Жержульской структурно-фациальной зоны (Хоментовский, 1957, 1960), расположенной к северо-западу от долины р. Кувай. В Солбинской структурно-фациальной зоне состав рассматриваемых отложений сохраняет определенную общность, но мощность их и, вероятно, стратиграфический объем существенно сокращаются. Наконец, на крыле Беретьской антиклинали преобразования становятся наиболее существенными, а обоснование границ ангалойского горизонта связано со значительными трудностями.

2.2.1.1. Жержульская структурно-фациальная зона

В пределах зоны состав и строение ангалойского горизонта претерпевают значительные преобразования, особенно существенные на стыках со смежными структурами. Выделяются два основных типа разреза. Отложения, типичные для первого из них, почти непрерывной полосой протягиваются в бассейне р. Маны от р. Таежная Береть на севере до устья р. Кийай Лог на юге. По выходам карбонатных пород, характерных для этого типа разреза, в Серебрянских скалах (правый берег р. Маны в 3 км выше пос. Ангалой), будем называть его серебрянским. К юго-востоку в двух обособленных полях выходов (на водоразделе рек Тубиль — Жеркул и Колба — Кувай южнее пос. Анастасьино) среди отложений, слагающих ангалойский горизонт, преобладают известняки, алевролиты и аргиллиты (см. рис. 2). Наиболее широко они развиты на левобережье р. Джейл, по которой второй тип разреза назван джейльским (Шенфиль и др., 1976).

2.2.1.1.1. **Серебрянский тип разреза** ангалойской свиты в наиболее типичном выражении развит в пределах двух смежных участков — Ангалойском и Беспальском. Они разобщены системой тектонических нарушений, которые осложняют прямое прослеживание по площади маркирующих пачек (см. рис. 2).

2.2.1.1.1.1. *Ангалойский участок* расположен на правобережье р. Маны от среднего течения р. Ангалой на юге до верховьев р. Таежной Берети на севере. В районе Ангалоя, по которому и названа свита, имеется много прекрасных коренных выходов, но обоснование ее опорного разреза связано с определенными трудностями.

П а ч к а 1 свиты обнажается по обоим берегам р. Маны в 1,5 км выше устья р. Ангалой и по правому борту ее (рис. 3; 4, А — А¹; Б — Б¹; В — В¹ и Г — Г¹), благодаря чему о строении пачки можно говорить достаточно уверенно. Лучшее всего она вскрыта в обрывах правого берега р. Маны. Здесь на грязно-зеленовато-серых массивных кливажированных эффузивах Кувайской серии залегают (рис. 5, з):

Мощность м

а) мелкообломочные породы, состоящие из угловатых фрагментов тех же эффузивов (0,2—5 см), цементированных зеленовато-серым глинисто-карбонатным цементом, резко подчиненным в нижней части слоя и несколько преобладающим над обломочным материалом в верхней. Какой-либо сортировки и обработки обломочного материала не наблюдается (рис. 6, а). Не выражены также слоистость и кливаж

8—20

б) известняки темно-серые массивные тонкозернистые, которые, постепенно обогащаясь зернами (0,1—1 мм) обломочного материала (эффузивы, известняки и доломиты), превращаются в крупнозернистые известковые песчаники. Распределение обломочного материала крайне неравномерно, из-за чего образуется весьма сложное сочетание песчаных и известковых тел (см. рис. 6, б). Песчаные известняки везде содержат обломки до 2,5 см известняков и доломитов. Местами количество и размеры обломков резко возрастают и весь слой превращается в крупноглыбовую породу (см. рис. 6, в) (детальное описание см. 2.2.1.1.1.3)

5—6

в) серые массивные доломиты с брекчевой текстурой

3

г) валунные конгломератобрекчии, подобные слою «б» (см. рис. 6, в). Валунцы округлых и угловатых очертаний размером 50—70 см (реже до 1,5 м)

представлены темными известняками и серыми доломитами часто с обилием микрофитолигов ангалойского комплекса (см. 2.2.1.4): *Osgia columnata* var. *ovsianica* Yaksch., *O. tenuilamellata* Reittl., *O. aff. grandis* Z. Zhur., *O. columnata* var. *baicalica* Yaksch., *O. donatella* Korol., *Volvatella zonalis* Nar., *V. zadosa* Z. Zhur., *Vesicularites breviculus* Yaksch., *V. ingens* Yaksch. (см. рис. 3; 4 разрез Б — Б¹; 5, з, № 1)

д) серые массивные доломиты с брекчиевой текстурой, которым в нижней части подчинены пласты черных тонкозернистых известняков

Этот разрез по водоразделу рек Маны и Ангалой прослеживается до вершины 424,5, а еще севернее, отделяясь интервалом, лишенным обнажений, порядка 20 м по мощности, канавами вскрывается п а ч к а 2, обнаженная также и в разрезе правого берега р. Ангалой (см. рис. 3; 4, А — А¹—Г—Г¹; рис. 5, з). Она сложена светло-серыми массивными доломитами. Видимая мощность их 33 м.

Положение в разрезе п а ч к и 3 обосновывается в обширной излучине р. Ангалой, дающей два независимых сходящихся разреза (см. рис. 3; 4, В—В¹, Г—Г¹). В составе пачки преобладают зеленовато-серые известковистые полимиктовые песчаники. Им подчинены гравелиты, алевролиты, сланцы и редкие прослои темных известняков. Ширина выхода пачки в рассматриваемых разрезах и на водоразделе порядка 100 м, что с учетом углов падения отвечает мощности 35 м (см. рис. 5, з).

П а ч к а 4 (см. рис. 5, з) сложена в основном черными известняками, выходы которых достаточно широкой полосой (500—1000 м) прослеживаются через всю излучину р. Ангалой и пересекают крутую меандру р. Маны, которую по правому берегу проширяют Серебрянские скалы (см. рис. 3). Геологическое строение в пределах рассматриваемой полосы достаточно сложно. Об этом свидетельствуют зоны интенсивного смятия и дробления, наблюдающиеся по правому берегу

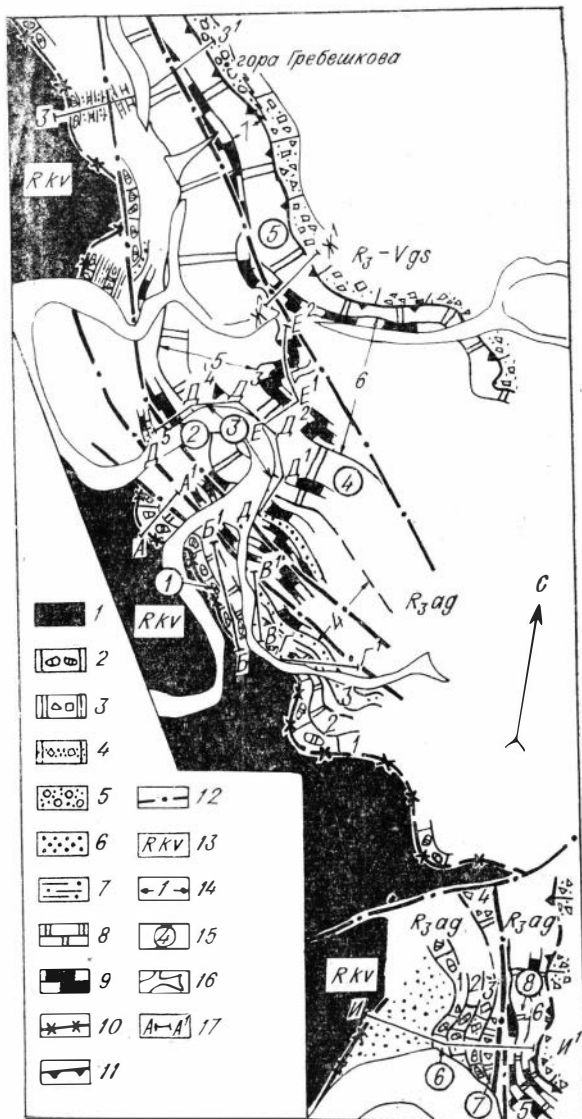


Рис. 3. Схематическая геологическая карта Ангалойского и Бессальского участков.

1 — вулканогенные образования; 2 — подводнооползневые образования; 3 — доломитовые брекчии; 4 — известняковые брекчии; 5 — конгломераты; 6 — полимиктовые песчаники; 7 — алевролиты; 8 — доломиты; 9 — известняки; 10 — нижние границы; 11 — ангалойского и 12 — тектонические нарушения; 13 — индексы местных стратиграфических подразделений; 14 — индексы местной стратиграфических подразделений; 15 — местоположение и номер списка палеонтологических остатков (см. рис. 5); 16 — аллювиальные отложения русел рек; 17 — линии геологических профилей (см. рис. 4).

Рис. 4. Геологические профили по отложениям ангалойской свиты Ангалойского участка (см. рис. 3).

1 — серпентиниты; 2 — основные эффузивы; 3 — брекчии; 4 — подводно-оползневые образования; 5 — брекчиевидные доломиты; 6 — известняковые брекчии; 7 — конгломераты; 8 — полимиктовые песчаники; 9 — алевролиты; 10 — аргиллиты; 11 — доломиты; 12 — известняки; 13 — известняк-песчаники; 14 — свалы разрушенных пород; 15 — микрофитоциты; нижние границы; 16 — ангалойского и 17 — анастасьинского горизонтов; 18 — границы пачек и слоев; 19 — индексы местных стратиграфических подразделений: kv — кувайской серии, ag — ангалойской и gs — жистьинской свит; 20 — номера пачек; 21 — индексы слоев; 22 — местоположение и номер списка палеонтологических остатков; 23 — тектонические нарушения; 24 — дайки; 25 — азимут линии профиля.

р. Маны, в 2 км ниже устья р. Ангалой и в 300 м вверх по течению этой реки. Показательны линейно вытянутые выходы ультраосновных и основных пород и глубокое вклинивание более древних и молодых отложений. Интерпретация сети основных разломов показана на рис. 3, но общезвестность ее позволяет откартировать детальное строение каждого блока. Наиболее полный конкретный разрез пачки (см. рис. 4, Д — Д⁵) вскрывается в естественных выходах и линией горных выработок в приустьевой части р. Ангалой (снизу вверх):

	Мощность, м
а) черные средне- и тонкоплитчатые известняки. Видимая	35
б) переслаивание грязно-зеленовато-серых сильно известковистых полимиктовых песчаников (иногда до гравелистов) и черных глинистых известняков. Толщина прослоев тех и других колеблется от нескольких сантиметров до 1 м, реже 2,5	20
в) известняки черные тонкоплитчатые до листоватых. Видимая	70

Из этих слоев собраны микрофитоциты: *Osagia tenuilamellata* Reitl., *O. columnata* var. *ovsianica* Yaksch., *Vesicularites flexuosus* Reitl., *V. pusillus* Zabr., *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur., *Tunicatella maritima* Korol., *Volvatella vadosa* Z. Zhur., *Vermiculites irregularis* (Reitl.) (см. рис. 3; 4, Д — Д⁵; 5, з, № 2). Общая мощность пачки 4, по-видимому, значительно больше наблюдаемых 125 м.

Наличие прослоев, обогащенных терригенным материалом, и отмечаемая при картировании песчанность пород вблизи нижнего контакта свидетельствуют о тесной связи пачек 3 и 4. К северу от пос. Ангалой в интервале разреза, соответствующего по объему пачкам 1—4, количество полимиктовых песчаников, известковистых алевролитов и аргиллитов значительно увеличивается (см. рис. 3; 4, 3—3¹). Из терригенных пород этого интервала разреза выделены микрофоссилии: *Leiosphaeridia effusa* (Schep.), *L. minor* (Schep.), *L. densa* (Tim.), *Trachysphaeridium partialum* (Schep.), *T. asaphum* (Tim.), (см. рис. на с. 176, № 11в).

П а ч к а 5 имеет существенно доломитовый состав (серебрянские доломиты). Она протягивается параллельно ранее описанной через излучину р. Ангалой, меандру р. Маны в районе Серебрянских скал и далее к северо-западу через р. Кайлята до водораздела с р. Таежной Беретью (см. рис. 3). Два прекрасных параллельных разреза нижней части пачки наблюдаются по правобережью р. Маны. В районе максимальной отметки Серебрянских скал они сходятся и надстраиваются известняковой толщей (см. рис. 4, Е — Е¹). Непосредственный контакт пачек 4 и 5 скрыт небольшим задернованным интервалом (не более 10 м по мощности), но тесная их связь проявляется в том, что черные известняки сменяются черными же доломитами, которые постепенно светлеют вверх по разрезу. Общий разрез пачки здесь (снизу вверх) таков (см. рис. 5, з):

	Мощность, м
а) доломиты массивнослоистые, серые, пятнистые, пористые с резким запахом сероводорода при ударе. Часто встречаются брекчиевидные текстуры. Характерно обилие крупных микрофитоцитов: <i>Osagia tenuilamellata</i> Reitl., <i>O. columnata</i> var. <i>ovsianica</i> Yaksch., <i>O. donatella</i> Korol., <i>O. columnata</i> var. <i>baicalica</i> Yaksch., <i>Ambigolamellatus horridus</i> Z. Zhur., <i>Volvatella zonalis</i> Nar., <i>V. vadosa</i> Z. Zhur., <i>Vesicularites enigmatus</i> Zabr., <i>V. ingens</i> Yaksch. (см. рис. 3; 4, Д — Д ¹ , Д ⁴ — Д ⁵ ; 5, з, № 3). В нижней части этих слоев (15—25 м) преобладают темные разности пород	90

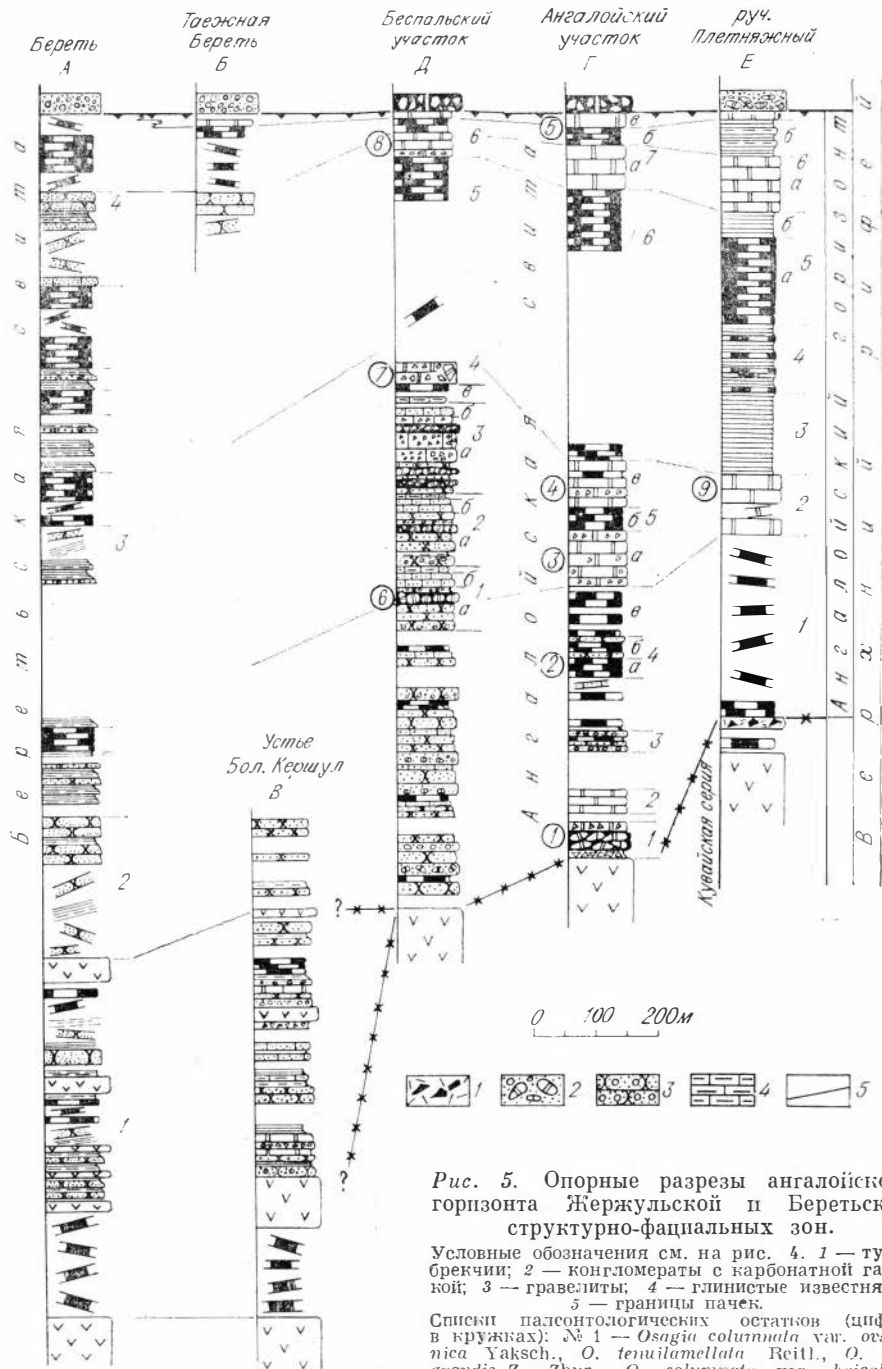


Рис. 5. Опорные разрезы ангалойского горизонта Жержульской и Беретской структурно-фациальных зон.

Условные обозначения см. на рис. 4. 1 — туфобрекчии; 2 — конгломераты с карбонатной галькой; 3 — гравелиты; 4 — глинистые известняки; 5 — границы пачек.

Списки палеонтологических остатков (цифры в кружках): № 1 — *Osagia columnata* var. *osianica* Yaksch., *O. tenuilamellata* Reitt., *O. aff. grandis* Z. Zhur., *O. columnata* var. *baicalica* Yaksch., *O. donatella* Korol., *Volvatella zonalis* Nar., *V. radosa* Z. Zhur., *Vesicularites breviculus* Yaksch., *V. ingens* Yaksch.; № 2 — *Osagia tenuilamellata* Reitt., *O. columnata* var. *osianica* Yaksch., *V. pussilus* Zabr., *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur., *Tunicatella maritima* Korol., *Volvatella radosa* Z. Zhur., *Vermiculites irregularis* (Reitt.); № 3 — *Osagia tenuilamellata* Reitt., *O. columnata* var. *osianica* Yaksch., *O. donatella* Korol., *O. columnata* var. *baicalica* Yaksch., *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur., *Volvatella zonalis* Nar., *V. radosa* Z. Zhur., *Vesicularites enigmatus* Zabr., *V. ingens* Yaksch.; № 4 — *Osagia tenuilamellata* Reitt., *O. columnata* var. *osianica* Yaksch., *Volvatella zonalis* Nar.; № 5 — *Osagia tenuilamellata* Reitt., *O. columnata* Reitt., *O. columnata* var. *osianica* Yaksch., *O. columnata* var. *baicalica* Yaksch., *Vesicularites curtinicus* Yaksch., *V. ingens* Yaksch., *V. enigmatus* Zabr., *V. flexuosus* Reitt., *V. pussilus* Zabr., *Volvatella radosa* Z. Zhur., *Vermiculites irregularis* (Reitt.), *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur.; № 6 — *Osagia columnata* var. *osianica* Yaksch., *O. columnata* var. *baicalica* Yaksch., *O. tenu-*

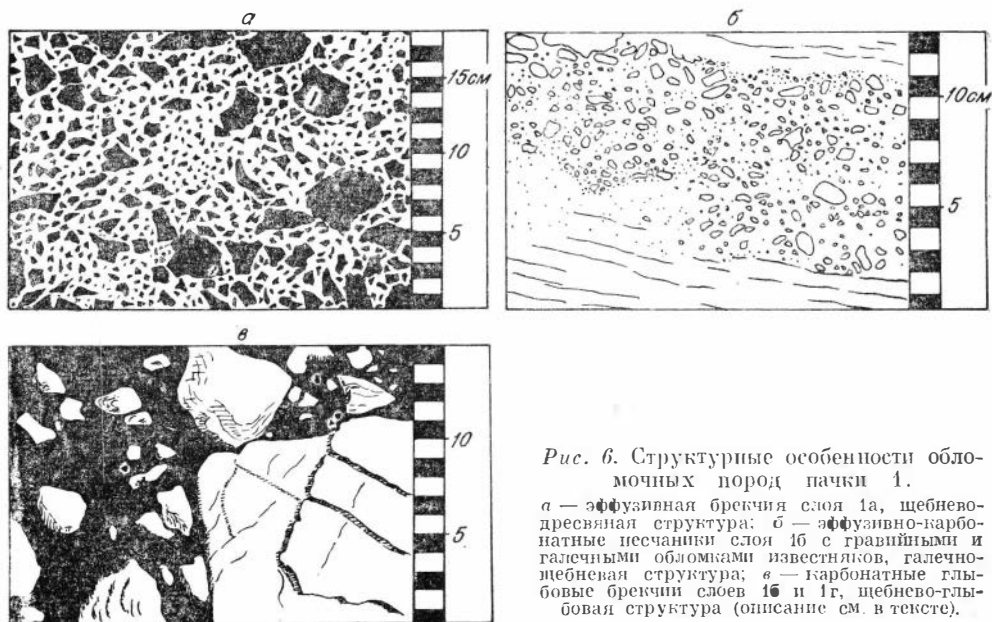


Рис. 6. Структурные особенности обломочных пород пачки 1.

а — эффузивная брекчия слоя 1а, щебнево-древянная структура; б — эффузивно-карбонатные песчаники слоя 1б с гравийными и галечными обломками известняков, галечно-щебневая структура; в — карбонатные глыбовые брекчи слоев 1б и 1г, щебнево-глыбовая структура (описание см. в тексте).

- | | |
|---|-------------|
| | Мощность, м |
| б) известняки тонкоплитчатые и листоватые, черные антраконтитовые с 6-метровым пластом черного пятнистого доломита в 20 м от основания . . . | 35 |
| в) доломиты массивные серые, местами брекчиевидные. В 60 м выше подошвы развит 10-метровый слой черных листоватых известняков. К востоку от вершины Серебрянских скал в серых доломитах встречаются обильные крупные микрофитоиды: <i>Osagia tenuilamellata</i> Reitl., <i>O. columnata</i> var. <i>orsianica</i> Yaksch., <i>Volvatella zonalis</i> Nar. (см. рис. 3; 5, з, № 4) | 85 |

Общая мощность пачки 5 в этом разрезе 210 м.

П а ч к а 6 — темные «кайлятские» известняки. Они картируются в виде полосы северо-западного простирания, параллельно выходам более древних пачек (см. рис. 3). Но если к востоку от Серебрянских скал ширина пачки 6 достигает 3 км, то к северу от них она не превосходит 400 м. Подобная картина в значительной мере определяется тем, что на севере (см. рис. 4, З—З¹) слои моноклиinally падают к северо-востоку, а на востоке (см. рис. 4, Е—Е², Ж—Ж¹) пачка слагает пологую слегка волнистую ступень флексуры. Если принять подобную трактовку, то, как видно на профилях, получаются три близких по мощности и строению разреза кайлятской пачки. В первом из них, начинающемся в обрывах Серебрянских скал и продолжающемся в линии канав к север-северо-западу от вершины, отчетливо наблюдается контакт между пачками 5 и 6. Серебрянские доломиты вблизи него становятся четко слоистыми и по резкой границе сменяются совершенно согласно-лежащими слоистыми кайлятскими известняками. Но выше по разрезу структура существенно осложняется и за опорный разрез лучше принять северо-западное (крутое) крыло флексуры, обнаженное по правому борту р. Кайлята в 3—5 км от ее устья. Здесь на светло-серых доломитах, слоистых вблизи контакта, согласно залегает толща черных глинистых листоватых известняков, чередующихся с пакетами, в которых эти известняки (1—5 см) переслаиваются с тон-

← lamellata Reitl., *Vesicularites ingens* Yaksch., *V. curtunicus* Yaksch., *V. compositus* Z. Zhur., *Volvatella vadosa* Z. Zhur., *V. zonalis* Nar.; № 7 — *Osagia tenuilamellata* Reitl., *O. columnata* var. *baicalica* Yaksch., *O. columnata* var. *orsianica* Yaksch., *O. columnata* Reitl., *O. donatella* Korol., *Volvatella zonalis* Nar., *V. vadosa* Z. Zhur., *Vesicularites ingens* Yaksch.; № 8 — *Osagia tenuilamellata* Reitl., *O. columnata* var. *baicalica* Yaksch., *Vesicularites ingens* Yaksch., *Volvatella vadosa* Z. Zhur., *V. zonalis* Nar.; № 9 — *Osagia tenuilamellata* Reitl., *O. columnata* var. *orsianica* Yaksch., *Volvatella zonalis* Nar., *Vesicularites ingens* Yaksch.

коплитчатыми чистыми известняками (7—10 см). Мощность пачки 6 в этом разрезе 110 м (см. рис. 5, з). В верхней части склона известняки постепенно сменяются доломитами следующей пачки.

Охарактеризованный вариант строения разреза, согласно которому обширная площадь к северо-востоку от Серебрянских скал сложена пачкой, имеющей мощность всего 110 м, является наиболее простым. Но несмотря на то, что эти построения согласуются с имеющимися наблюдениями, нельзя исключить возможность существования крупного тектонического нарушения, скрытого в задернованных участках по пересечениям Ж—Ж¹ и З—З¹ (см. рис. 5). Разлом может срезать значительную часть рассматриваемой пачки (см. рис. 3). Поэтому в сводной колонке района, помимо 110-метровой пачки известняков, можно зарезервировать место для ее пополнения.

П а ч к а 7, подобно пачке 5, сложена главным образом доломитами, выходы которых в северо-западном направлении прослеживаются между пачкой 6 и базальной толщей анастасьинского горизонта (см. рис. 3). Наиболее полный разрез пачки вскрывается по правому берегу р. Кайляты в 3 км от устья (см. рис. 3; рис. 4, Ж—Ж¹). Здесь на темно-серых слоистых кайлятских известняках согласно залегают (см. рис. 5, з):

	Мощность, м
а) массивные светло-серые доломиты, в основании которых выделяется 13-метровый слой темных известковистых доломитов. Общая	70
б) известняки черные, листоватые, глинистые	30
в) светло-серые массивные доломиты, которые перекрываются карбонатной брекчией жистыкской свиты	20

Суммарная мощность пачки 7 в этом разрезе 120 м.

К северо-западу вплоть до юго-западного склона горы Гребешкова (см. рис. 4, З—З¹) пачка по высыпкам и редким канавам картируется как единое доломитовое тело. Здесь собраны крупные микрофитолиты ангалойского комплекса: *Osagia tenuilamellata* Reitl., *O. columnata* Reitl., *O. columnata* var. *ovsianica* Yaksch., *O. columnata* var. *baicalica* Yaksch., *Vesicularites curtunicus* Yaksch., *V. ingens* Yaksch., *V. enigmatus* Zabr., *V. flexuosus* Reitl., *V. pussilus* Zabr., *Volvatella vadosa* Z. Zhur., *Vermiculites irregularis* (Reitl.), *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur. (см. рис. 3; 5, з, № 5).

Суммарная мощность ангалойской свиты в пределах рассмотренной площади, по-видимому, существенно превосходит 700 м, непосредственно замеренные в обнажениях.

2.2.1.1.1.2. *Беспальский участок* серебрянского типа разреза ангалойской свиты расположен на правобережье р. Маны выше устья р. Бол. Кершул в скалах Столбик и Беспальском утесе (см. рис. 3). Лучшие обнажения по этому пересечению вскрыты на берегу р. Маны, но наиболее полный разрез собирается по верхней части этих обрывов.

В нижнем по течению р. Маны конце скал Столбик массивные эффузивы кувайской серии контактируют с первой толщей ангалойской свиты (см. рис. 5, в; 7). Она сложена существенно терригенными породами, которые группируются в крупные (10—50 м) циклы. В составе циклов обычно выделяются три члена. Для первого (нижнего) характерны зеленовато-серые массивные, грубозернистые полимиктовые песчаники и гравелиты (до мелкогалечных конгломератов) с глинисто-хлорит-карбонатным цементом. Во втором преобладают среднезернистые плитчатые полимиктовые песчаники и алевролиты. Третий, не всегда четко выраженный, представлен светло-серыми массивно-слоистыми известняками с микрофитолитами *Osagia tenuilamellata* Reitl. В составе циклов преобладает их нижний член (до 70%), а второй (до 20%) и третий (до 10%) резко подчинены. Общая мощность рассмотренной толщи порядка 450 м, но нижний контакт ее с кувайскими эффузивами непосредственно не наблюдается.

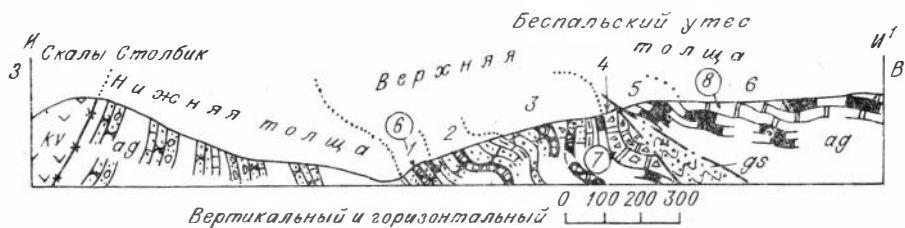


Рис. 7. Геологический профиль по отложениям ангалойской свиты скал Столбик и Беспальского утеса.

Положение профиля см. на рис. 3; условные обозначения см. на рис. 4 и 5.

Вышеописанная вторая толща обнажается в Беспальском утесе. От ранее описанных отложений она отделена задернованным участком (порядка 100 м по мощности). В нижней части этой толщи (см. рис. 5, *д*; 7) выделяются три трехчленные цикла (снизу вверх):

Мощность, м

- | | |
|---|-----|
| 1. а) массивные полимиктовые зеленовато-серые песчаники и гравелиты с глинисто-карбонатным цементом. В 40 м от основания цикла выделяется 2-метровый слой конгломерато-брекчий с обломками (5—30 см) известняков и доломитов с микрофитолитами ангалойского комплекса: <i>Osagia columnata</i> var. <i>ovsianica</i> Yaksch., <i>O. columnata</i> var. <i>baicalica</i> Yaksch., <i>O. tenuilamellata</i> Reitl., <i>Vesicularites ingens</i> Yaksch., <i>V. curtunicus</i> Yaksch., <i>V. compositus</i> Z. Zhur., <i>Volvatella vadosa</i> Z. Zhur., <i>V. zonalis</i> Nar. (см. рис. 3; 5, <i>д</i> ; 7. № 6). Обломки тесно сгружены и преобладают над цементом, представленным песчаным известняком. Видимая | 60 |
| б) серые плитчатые полимиктовые песчаники с преобладающим карбонатным цементом | 25 |
| в) переслаивание глинистых известняков и известковистых алевролитов | 10 |
| 2. а) песчаники массивные зеленовато-серые, полимиктовые. В 50 м от основания 4-метровый пласт известковых конгломерато-брекчий. Общая | 90 |
| б) песчаные известняки и алевролиты, серого цвета. Карбонатная составляющая растет вверх по разрезу | 20 |
| в) глинистые известняки тонкослоистые, зеленовато-серые | 5 |
| 3. а) песчаники и гравелиты — полимиктовые массивные (10—15 м), переслаивающиеся с карбонатными конгломерато-брекчиями (3—5 м). Выше залегают известняки (75 м), массивные темно-серые с редкими угловатыми обломками эффузивов и карбонатных пород. В 40 м их основания наблюдается 15-метровый слой крупноглыбовых карбонатных конгломерато-брекчий. Суммарная | 125 |
| б) песчаники полимиктовые, серые плитчатые с карбонатным цементом базального типа | 15 |
| в) темно-серые глинистые известняки, более темные и плитчатые в верхней части слоя | 35 |

П а ч к а 4 (см. рис. 5, *д*; 7) этой толщи представлена в верхней части Беспальского утеса серыми массивными брекчиевидными доломитами, которые вниз по склону замещаются крупноглыбовой конгломерато-брекчией, сложенной тесно сгруженными угловатыми глыбами микрофитолитовых доломитов, промежутки между которыми заполнены доломитовым цементом. В доломитах собраны микрофитоциты: *Osagia tenuilamellata* Reitl., *O. columnata* var. *baicalica* Yaksch., *O. columnata* var. *ovsianica* Yaksch., *O. columnata* Reitl., *O. donatella* Korol., *Volvatella zonalis* Nar., *V. vadosa* Z. Zhur., *Vesicularites ingens* Yaksch. (см. рис. 3; 5, *д*; 7, № 7).

Видимая мощность рассмотренной пачки 30 м. Верхние слои ее в обрывах Беспальского утеса срезаются разломом меридионального простирания (см. рис. 3). В 2,5 км к северу между пачкой 4 и этим разломом появляются черные известняки.

Верхняя часть разреза ангалойской свиты (пачки 5, 6) вскрывается восточнее разлома, где в наклоненной к востоку моноклинали (снизу — вверх) обнажаются (см. рис. 5, *д*; 7):

П а ч к а 5. Известняки черные тонкослоистые (до листоватых), антраконитовые с сильным запахом сероводорода при ударе. Видимая мощность 80 м.

П а ч к а 6. Доломиты массивные светло-серые, часто брекчиевидные с многочисленными микрофитолитами: *Osagia tenuilamellata* Reitl., *O. columnata* var. *baicalica* Yaksch., *Vesicularites ingens* Yaksch., *Volvatella vadosa* Z. Zhur., *V. zonalis* Nar. (см. рис. 3; 5, б; 7; № 8).

В 40 м от подошвы в пачке доломитов отмечается 20-метровый слой черных известняков, песчанистых в верхней части. Суммарная мощность пачки 6 порядка 80 м.

В развилке ручья, который разделяет утесы Беспальский и Столбик, наблюдается контакт пачки 6 с базальными слоями жистынской свиты.

2.2.1.1.3. Сравнение разрезов Ангалойского и Беспальского участков (см. рис. 5, г, д) выявляет большую их общность, на основании чего они были отнесены к одному типу — серебрянскому. Для него характерно широкое развитие карбонатных пород и в особенности светлых массивных, микрофитолитовых доломитов. В нижней части сравниваемых разрезов обособляется толща с терригенными породами. Наиболее четко она выражена в пределах Беспальского участка. Меньшая определенность ее в опорном разрезе Ангалойского участка обусловлена рядом перерывов в обнаженности, связанных, по всей видимости, с разломами (см. рис. 3; 5, г).

Следующей маркирующей пачкой являются серебрянские доломиты (пачка 4 Ангалойского разреза). В Беспальском утесе для этого уровня характерно обилие специфических крупнообломочных карбонатных пород. С самых низов в них широко развиты обломки и глыбы типичных для серебрянской пачки светлых массивных доломитов с микрофитолитами. Некоторое увеличение мощности сравниваемых слоев в последнем местонахождении, по-видимому, обусловлено тем, что обломочные породы связаны с конседиментационными оползнями (см. ниже), разгрузившимися в этом месте.

Весьма специфична и следующая маркирующая пачка — черные листоватые и антраконитовые кайлятские известняки (пачки 6 и 5 соответственно Ангалойского и Беспальского участков). Но наиболее четко по-слойно сопоставляются верхние пачки 7 и 6 сравниваемых разрезов (см. рис. 5, г, д).

Среди отложений ангалойской свиты серебрянского типа разреза особое внимание привлекают слои обломочных пород существенно карбонатного состава. Они неоднократно использовались для самых разнообразных палеогеографических реконструкций, но сколько-нибудь конкретное описание их в литературе отсутствует. Будучи приуроченными к нескольким стратиграфическим уровням (см. 2.2.1.1.1.1. и 2.2.1.1.1.2), рассматриваемые слои содержат обломки, на 95% состоящие из карбонатных пород, с которыми они переслаиваются. Нередко, как, например, в пачках 1—4 Беспальского утеса, нормально слоистые или брекчиевидные породы по простиранию превращаются в глыбовые конгломератобрекчии. Специфичной является и форма крупных обломков и глыб. Одни из них угловатые, другие со сглаженными завальцованными углами и выступами (рис. 8, а). Встречаются фрагменты пород достаточно округлой (рис. 8, б) или плитчатой формы (рис. 8, в). Нередки и закатанные тела, сами представляющие собой брекчию того же состава (рис. 8, г). Дресвянощепневый обломочный материал (1—100 мм) так же, как и крупные обломки, представлен темно-серыми и серыми известняками и доломитами, часто с большим количеством микрофитолитов.

Вероятно, пласты образующихся карбонатных пород или дробились практически без перемещения (пачка 4 Беспальского участка), или вовлекались в движение и сползали по еще нелитифицированному осадку (слои 1б и 1г Ангалойского участка, слои 1а, 2а и 3а Беспальского участка).

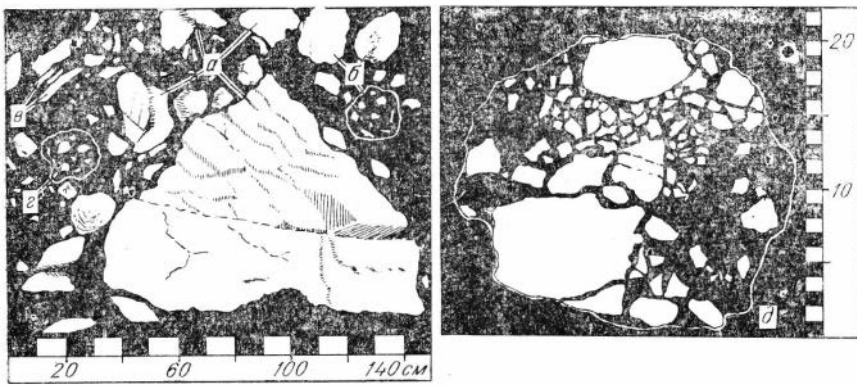


Рис. 8. Подводно-оползневые конгломерато-брекчии.

При этом одни из крупных обломков катились, приобретая округлую форму, другие бороздили дно, сглаживаясь и завальцовывая выступы и неровности отдельных граней. При движении образовывались и «закатыши» из слаблитифицированного осадка и мелких обломков, давая двойную брекцию (типа рис. 8, б). Карбонатные обломки всегда менее округлы, чем рассеянный гравий (1—10 мм) кремней, эффузивов и полимиктовых песчаников, которые, видимо, разрушались на большем удалении от области осадкоаккумуляции и претерпевали более значительную обработку. Такой характер обломочных карбонатных пород не составляет сомнения в их подводнооползневой природе, сингенетичной осадконакоплению. Это подтверждается и обилием обломков с ангалойскими микрофитолитами, которые в доангалойских слоях на рассматриваемой территории отсутствуют. Подобные явления описаны в современных осадках (Архангельский, 1930), в олигоценовых (Бассоевич, Коротков, 1935), палеозойских (Белостоцкий, 1955) и докембрийских отложениях (Гибшер, 1977).

Дробление и блоковые подвижки временами прекращались и при этом происходило формирование слоистых отложений терригенного и карбонатного состава, разделяющих оползневые конгломерато-брекчии. Важно подчеркнуть, что обломочные породы, аналогичные описанным выше по способу образования, появляются с самого основания ангалойской свиты непосредственно выше контакта с кувайскими эффузивами. Так, в верхней части слоя 1а Ангалойского участка, состоящего почти из одних остроугольных обломков эффузивов, содержатся редкие плитки черного известняка, переместившиеся вместе с остальной массой раздробленных эффузивов с участка, где карбонатонакопление началось ранее. Наличие карбоната в цементе более базальных частей рассматриваемого слоя, так же как и обильных прослоев черных известняков в эффузивах, обнаженных в скалах Столбик, свидетельствует об унаследованном развитии осадочного процесса от кувайского к ангалойскому времени. Как будет показано далее (см. 2.2.1.3), в смежной части Беретской структурно-фациальной зоны (приустьевая часть р. Бол. Кершуд) этот вывод подтверждается появлением многочисленных прослоев полимиктовых песчаников ангалойского типа в верхней части кувайской эффузивной толщи (см. рис. 5, в). Все это заставляет отказаться от широко распространенной ранее точки зрения о принципиальной структурной перестройке, происшедшей повсеместно после образования кувайской серии.

2.2.1.1.2. Дженльсккий тип разреза. Для отложений этого типа разреза ангалойской свиты характерно заметное уменьшение количества карбонатных пород и увеличение алевролитов и аргиллитов. Они развиты в пределах двух обособленных участков (Илетняжном и Анастасьинском).

2.2.1.1.2.1. *Плетняжский участок* располагается на крайнем юго-западе исследованной территории в верховьях р. Тубиль и ее правого притока — руч. Плетняжного. Ангалойская свита слагает здесь наклоненную к северо-востоку моноклинал, осложненную рядом тектонических нарушений и небольших складок.

П а ч к а 1. Нижняя часть свиты вскрыта по левому борту руч. Плетняжного в 3 км выше его устья. Здесь выше пестрых туфобрекчий воронячинской маркирующей пачки, развитой в кровле кувайской серии, широко распространены темно-серые и черные глинистые известняки с прослоями аргиллитов. Плохая обнаженность не позволяет составить определенного представления о мощности этой толщи (см. рис. 5, е), имеющей значительную (1, 2 км) ширину выходов. В рассмотренном пересечении выше известняков вскрывается маркирующая пачка светло-серых массивных доломитов.

Разрез свиты надстраивается в более представительной линии горных выработок, идущей в широтном направлении по правому борту руч. Плетняжного в 1 км от его устья (рис. 9). Здесь выше темных глинистых известняков (толща 1) вскрываются (рис. 5, е):

	Мощность, м
П а ч к а 2. Доломиты светло-серые, массивные с ангалойским комплексом микрофолитов: <i>Osagia tenuilamellata</i> Reith., <i>O. columnata</i> var. <i>orsianica</i> Yaksch., <i>Volcatella zonatis</i> Nag., <i>Vesicularites ingens</i> Yaksch., (см. рис. 5, е; 9; 22, № 9). Эта пачка протягивается на доломиты, упомянутые в предыдущем пересечении.	100
П а ч к а 3. Аргиллиты и алевролиты темно-зеленые до черных, тонкослоистые с горизонтальной, редко волнистой слоистостью	130
П а ч к а 4. Аргиллиты и алевролиты зеленые и черные, переслаивающиеся с серыми до темных тонколитчатыми известняками, часто глинистыми	120
П а ч к а 5. а) известняки черные тонколитчатые и листоватые, антракопитовые	145
б) аргиллиты серые тонкослоистые с пластом серых алевропесчаников в кровле	45
П а ч к а 6. а) доломиты серые массивные и среднелитчатые	85
б) чередующиеся зеленовато-серые аргиллиты и алевролиты с пластом полимиктовых песчаников в нижней части	70
в) доломиты серые до светло-серых, массивные	7

Выше развиты конгломераты и полимиктовые песчаники базальной пачки иклетьской свиты.

Суммарная мощность ангалойской свиты в бассейне руч. Плетняжного, по-видимому, не менее 1 км.

2.2.1.1.2.2. **Анастасьинский участок** распространения дженльского типа разреза ангалойской свиты в виде узкой полосы северо-западного простирания пересекает водораздел рек Колбы и Кувая в 4—7 км к югу от пос. Анастасьино. Эта полоса с юго-запада ограничена выходами кувайских вулканогенных пород, которые вблизи контакта на всем его протяжении представлены маркирующей пачкой воронячинских пестро-

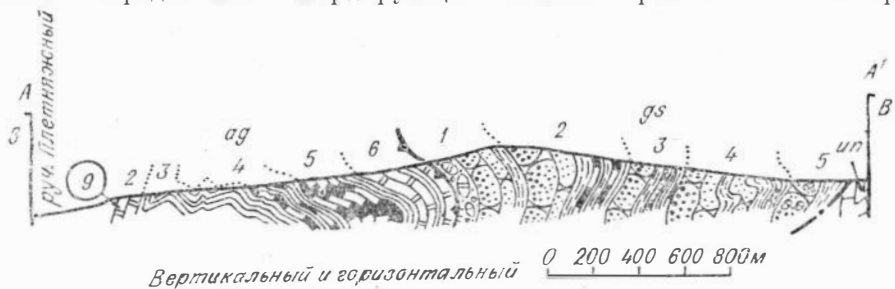


Рис. 9. Геологический профиль по отложениям ангалойской и иклетьской свит на водоразделе ручьев Плетняжного и Россышного. Положение профиля см. на рис. 22; условные обозначения см. на рис. 4 и 5.

цветных туфобрекчий. С северо-востока в соприкосновении с ангалойскими породами приходят разные горизонты вышележащей анастасьинской свиты, что свидетельствует о наличии между ними крупного тектонического нарушения. В средней части полосы выходов свиты удается проследить лишь пачку черных глинистых и листоватых, часто антраконитовых, известняков, аналогичных слагающим пачку 5 разреза в бассейне руч. Плетняжного. К нижнему контакту ее примыкает обширное поле, в пределах которого преобладают зеленые тонкопанчатые алевролиты и аргиллиты, которым явно подчинены полимиктовые песчаники и черные плитчатые известняки. По составу эта толща несколько напоминает усредненную характеристику пачек 3 и 4 разреза Плетняжного участка. Но ярко-зеленые окраски некоторых разновидностей этих пород и их туфовидный облик не исключают возможности связи этих образований с воронячинской пачкой и, следовательно, можно допустить значительно больший возрастной диапазон этой толщи. Выше маркирующей пачки черных известняков также прослеживаются серые алевролиты и аргиллиты, которые, по-видимому, отвечают слою 6б ранее описанного разреза.

2.2.1.1.3. Заключение по Жержульской структурно-фацальной зоне.

Характерными породами ангалойской свиты в Жержульской структурно-фацальной зоне являются черные известняки и светлые обычно микрофитолитовые доломиты, которые могут служить маркерами при корреляции (см. рис. 5, а—е). Залегающие вблизи основания свиты серебрянские доломиты прослеживаются с несущественными преобразованиями через всю площадь распространения Серебрянского типа разреза. В пределах Плетняжного участка по стратиграфическому положению, составу и микрофитолитовой характеристике им соответствуют доломиты пачки 2.

Характерные листоватые и антраконитовые кайлятские известняки являются основой при картировании и корреляции всех описанных выше участков — Ангалойского, Плетняжного (слой 5а) и Анастасьинского. Наконец, очень четким маркером можно назвать пачку доломитов, приуроченную к контакту ангалойского и анастасьинского горизонтов. Для нее характерно расклинивание доломитов слоем глинистых известняков, которые, по-видимому, на юго-востоке замещаются аргиллитами (слой 6б в бассейне руч. Плетняжного). Не менее существенное значение для заключения о выдержанности стратиграфического объема ангалойской свиты имеют и такие маркеры, как воронячинские туфобрекчии и базальные слои анастасьинского горизонта (см. 2.2.2).

Изложенное свидетельствует о большой общности разреза ангалойской свиты в пределах всей Жержульской структурно-фацальной зоны. Не вместе с тем достаточно определены и фацальные преобразования, наблюдающиеся в области перехода от одного типа разреза к другому. Сущность этого перехода определяется резким увеличением роли глинистого матерпала в составе осадков Джекельского типа. Преобладающими породами здесь становятся алевролиты и аргиллиты, которые замещают карбонатные породы, и в особенности грубообломочные. Характерно полное исчезновение специфических оползевых конгломерато-брекчий. Все это говорит о том, что режим осадкообразования в Джекельской подзоне был более стабильным.

Наблюдаются изменения и в составе обломочной фракции. Если для песчаников и гравелитов Серебрянского типа разреза характерно большое количество обломков основных эффузивов и их туфов (31—58%), известняков и доломитов (до 44%), плагиоклаза (3—13%) и незначительное содержание кварца и калиевого полевого шпата (около 1,5%), то для Джекельского типа разреза в мелкозернистых песчаниках и алевролитах основными компонентами являются обломки кварца — 20—29%, калиевого полевого шпата — до 5%, кварц-серицитовые алевросланцы, хлоритизированные и серицитизированные сланцы, известняки, агрегаты кварца с мусковитом, калиевым полевым шпатом и хлоритом и фрагменты кислых

эффузивных пород — 15—30%. Значительно реже встречаются обломки основных эффузивов (4—16%) и плагиоклаза (7—16%). Анализ этих данных подтверждает сделанный ранее вывод о том, что накопление осадков в Серебрянской подзоне шло в значительной мере за счет размыва конседиментационных поднятий, связанных с активными блоковыми движениями. Преобладание в составе, формировавшихся таким образом кордильер, эффузивов и карбонатных пород кувайского и ангалойского возраста и определяло состав отлагавшегося здесь обломочного материала. Напротив, в спокойной Джебильской части бассейна смешивались претерпевшие более существенный перенос продукты размыва Серебрянских кордильер и более пологих поднятий, сложенных в значительной мере кислыми интрузивами и продуктами их метаморфизма. Породы этого типа широко распространены на востоке (Арзыбейская и Канская глыбы), отсюда, видимо, в рассматриваемый бассейн и поступала преобладающая часть обломочного материала.

2.2.1.2. Солбинская структурно-фациальная зона

Аналоги ангалойской свиты в Солбинской структурно-фациальной зоне обнажаются вдоль юго-западного ограничения Солбинской синклинали. Поскольку оно связано с зоной крупного разлома, выходы свиты фиксируются здесь в ряде обособленных блоков (см рис. 2). Наиболее крупный из них находится на водоразделе рек Крол и Солбиц, второй приурочен к горе Лысой, третий намечается по правобережью р. Мал. Кувай в приустьевой части его, четвертый и пятый — по левому берегу р. Кувай против устья Мал. Кувай и дер. Спирино соответственно.

Опорный разрез ангалойской свиты в Солбинской структурно-фациальной зоне изучен в обнаженном гребне на южном склоне горы Лысой, которая находится на водоразделе рек Кувай и Кирзы в 4 км к востоку от дер. Спирино (рис. 10). На кувайских породах ангалойская свита залегает с угловым несогласием до 20°, которое устанавливается благодаря выделению вблизи контакта потоков базальтоидных лав (2—5 м) с афировой и порфиритовой структурой, расчлененных пластинами грубообломочных

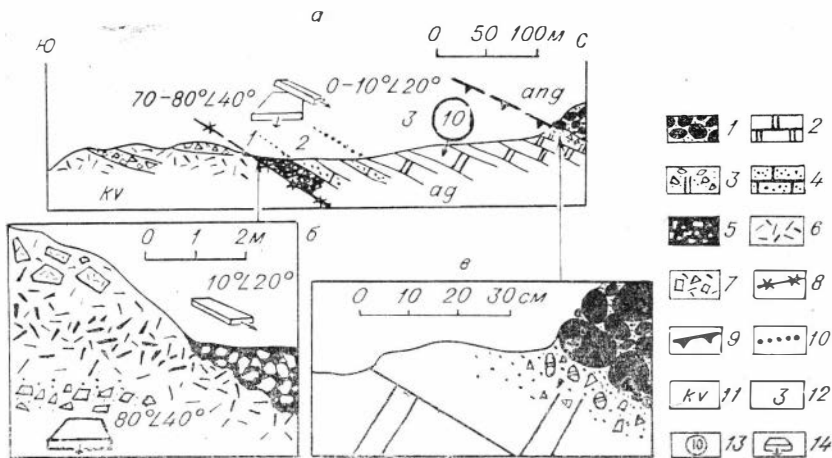
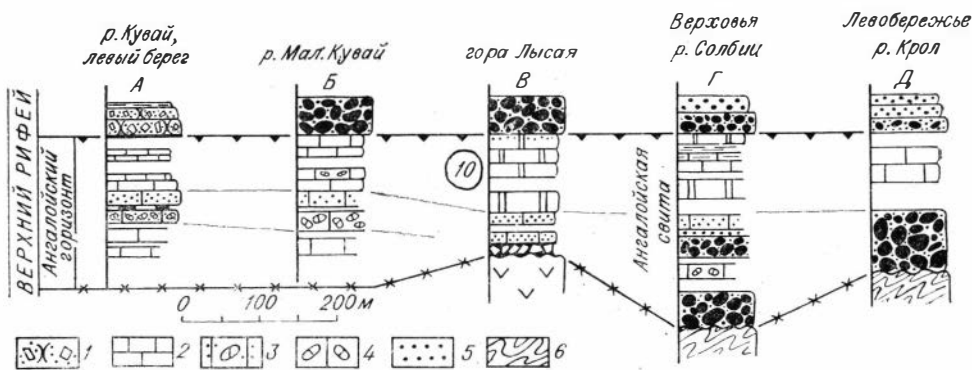


Рис. 10. Геологический профиль по отложениям ангалойской свиты на южном склоне горы Лысой.

a — профиль, *б* — нижний контакт, *в* — верхний контакт ангалойской свиты. 1 — конгломераты; 2 — доломиты; 3 — доломитовые дресвяники; 4 — известковые полимиктовые песчаники; 5 — брекчии; 6 — базальтовые порфиристы; 7 — крупнообломочные туфобрекчии; 8 — нижняя граница ангалойского горизонта; 9 — нижняя граница анастасьинского горизонта; 10 — границы пачек; 11 — индексы местных стратиграфических подразделений: kv — кувайская серия; свиты: ag — ангалойская, ang — ангульская; 12 — номера пачек; 13 — номера и местоположение палеонтологических остатков; 14 — элементы залегания.



ис. 11. Разрезы ангалойского горизонта Солбинской структурно-фациальной зоны. 1 — полимиктово-известковые дресвяники; 2 — светлые известняки; 3 — запесоченные известняковые брекчии; 4 — известняковые брекчии; 5 — кварцевые и аркозовые песчаники; 6 — древние метаморфические образования (остальные условные обозначения см. на рис. 4, 5, 10). Микрофито-литы № 10 — *Osagia tenuilamellata* Reith., *O. columnata* var. *ovsianica* Yaksch., *O. columnata* var. *baicalica* Yaksch., *O. donatella* Korol., *Volvatella zonalis* Nar.

туфов (см. рис. 10, а). Сам контакт, вскрытый канавой на 2 м по простиранию, неровный, с западинами и кавернами до 30 см (см. рис. 10, б). Далее (снизу вверх) обнажены (см. рис. 10, а; 11, в):

Мощность, м

1. Брекчии, состоящие из тесно сгруппированных угловатых обломков (от 3 до 15 см) вулканогенных и резко подчиненных им карбонатных пород. Какие-либо признаки обработки или сортировки обломочного материала отсутствуют. Промежутки между обломками выполнены глинисто-хлоритовым цементом 15
2. Песчаники полимиктовые с карбонатным цементом. Обломочный материал (0,1—1 мм) не сортирован. Обломки представлены продуктами разрушения кислых интрузивных и метаморфических пород (60—70%), а также кувайских эффузивов и амфиболитов (20—40%) 40
- Количество и размеры обломочного материала в верхней части пачки значительно сокращаются.
3. Доломиты серые, с микрофитолитами ангалойского комплекса: *Osagia tenuilamellata* Reith., *O. columnata* var. *ovsianica* Yaksch., *O. donatella* Korol., *O. columnata* var. *baicalica* Yaksch., *Volvatella zonalis* Nar. (см. рис. 10, а; 11, в, № 10). Вблизи основания они слабо песчанистые, а у кровли постепенно, но на небольшом интервале, обогащаясь песчаной примесью и плавающей галькой существенно карбонатного состава, переходят в базальные конгломераты анастасьинского горизонта (см. рис. 10, в) 100

Общая мощность отложений 155 м.

По правобережью р. Мал. Кувай в его приустьевой части нижний контакт ангалойской свиты не вскрыт, но крупногальчатые конгломераты анастасьинского горизонта (см. рис. 11, б) подстилаются здесь толщей серых и розовых карбонатных пород, которые по стратиграфическому положению соответствуют пачке 3 вышеописанного разреза. Заслуживает внимание то, что в средней части карбонатной толщи обособляется пакет, который начинается карбонатной брекчией. Цемент ее постепенно становится песчанистым, кроме карбонатных обломков, появляются мелкие гальки кварца и продуктов разрушения кислых интрузивных и метаморфических пород.

По левобережью р. Кувай против пос. Спирино аналогичное положение в разрезе занимает пачка переслаивания полимиктовых известковистых песчаников и брекчий, которые подстилаются и перекрываются массивными светлыми карбонатными породами (см. рис. 11, а). Характерно, что базальная пачка анастасьинской свиты здесь представлена лишь дресвяником, угловатые обломки которого состоят главным образом из карбонатных пород.

К юго-востоку, в верховьях р. Солбичи, ангалойская свита залегает непосредственно на гранитоидах Арзыбейского кристаллического высту-

па (см. рис. 11, з). Она начинается конгломератом, в хорошо окатанной гальке (3—15 см) которого преобладают кристаллические и метаморфические породы. Выше развита толща серых и пестроокрашенных карбонатных пород мощностью порядка 250 м. Внутри нее, как и в бассейне р. Кувай, обособляется терригенная пачка, представленная мелко- и среднегалечными конгломератами и песчаниками, которые внешне несколько напоминают базальные слои анастасьинского горизонта, перекрывающие рассмотренные терригенно-карбонатные породы ангалойской свиты.

В долине р. Крол (8—9 км выше устья) разрез ангалойской свиты сокращается (см. рис. 11, д). В его основании на кристаллических породах Арзыбейской глыбы залегает мощная пачка крупногалечных конгломератов (80 м). Стратиграфически выше обособляется пачка розовато-серых карбонатных пород, мощность которых здесь не более 100 м. Последние согласно и с постепенными переходами перекрываются красноцветными ангульскими песчаниками с плавающей галькой в основании. Наблюдаемые соотношения давали основание для включения всего этого разреза в состав ангульской свиты (Хоментовский и др., 1960). Но приведенные данные позволяют предполагать, что своеобразие Крольского разреза, скорее всего, обусловлено выклиниванием нижней части ангалойской свиты, в результате чего средняя обломочная пачка приобрела значение базальной.

Резкое угловое несогласие между кувайскими эффузивами и ангалойской свитой в пределах Солбинской структурно-фациальной зоны и ничтожная мощность ее свидетельствуют о том, что здесь развита лишь верхняя часть этой свиты. Исключительное сходство ее по составу и строению с верхней существенно доломитовой пачкой ангалойской свиты в Жержульской структурно-фациальной зоне делает наиболее вероятным допущение о их параллелизации именно в этом объеме (см. рис. 11).

Таким образом, конседиментационные блоковые подвижки в западной части Жержульской структурно-фациальной зоны сопровождались в Солбинской интенсивнейшим дроблением, деформациями, весьма вероятно значительным метаморфизмом (см. 2.1) отложений кувайской серии, а затем и почти полным размывом ее. К концу ангалойского времени рельеф здесь был в значительной мере деэродирован, а западины его выполнены брекчиями типа описанных на горе Лысой. В подобных пенепленизированных участках базальная пачка трансгрессирующей серии не особенно четко выражена. Подвижки продолжались и в процессе накопления верхней части ангалойской свиты, но это были уже дифференцированные движения отдельных блоков, сопровождавшиеся образованием брекчий взламывания (приустьевая часть р. Мал. Кувай) и линзовидных пластов конгломератов (р. Кувай против пос. Спирино, водораздел рек Крол и Солбии).

2.2.1.3. Беретьская структурно-фациальная зона

Беретьская структурно-фациальная зона охватывает территорию к западу от Жержульской зоны (от района пос. Жыстык на р. Базаихе, через верховья рек Берети и Таежной Берети до левобережья р. Маны в районе приустевых частей рек Улдат, Мал. и Бол. Кершул) (см. рис. 2). Геологические исследования ангалойского горизонта здесь особенно трудоемки в связи с исключительной сложностью внутренней структуры (рис. 12) и монотонностью состава мощного флишевого комплекса отложений. В опорном разрезе, расположенном в верхнем субмеридиональном отрезке долины р. Берети, выделяются следующие толщи (снизу вверх):

Т о л щ а 1 обнажается в долине р. Берети на протяжении 4,2 км вверх по течению от выхода в нее дороги из пос. Жыстык. Для этого подразделения характерно (см. рис. 5, а) сложное сочетание основных эффузи-

вов, полимиктовых песчаников, алевролитов и черных известняков. Отмечается исключительная невыдержанность по простираанию пачек вулканогенных и осадочных пород. В срезе дороги по р. Берети прослой эффузивов очень редки, но на обоих склонах долины количество и мощность их резко возрастают, и в области водоразделов они начинают преобладать (см. рис. 2). Местами очень тонкие (до 40 см) прослой вулканогенных пород исключают возможность объяснения описанных взаимоотношений тектоническими причинами. Из-за плохой обнаженности мощность толщи (500—600 м) так же, как и границы, отделяющие ее от толщ, сложенных одними осадочными (сверху) и эффузивными (снизу) породами, могут быть определены весьма условно.

Толща 2 картируется к юго-востоку от первой и, судя по общности состава, связана с ней постепенными переходами. Она сложена темно-серыми полимиктовыми песчаниками с линзами гравелитов и прослоями (10—15 см) тонкопереслаивающихся темно-зеленых алевролитов и аргиллитов. Песчаники представляют собой недифференцированную смесь глинистого и мелкозернистого обломочного материала. Но в верхних частях отдельных пластов (5—20 см по мощности) происходит последовательное исчезновение грубых, а затем и все более тонких зерен (градационная слоистость). Примерно 70—90% обломочного материала представлено продуктами разрушения метаморфизованных осадочных и кислых интрузивных пород. Обломки основных эффузивов составляют около 10%.

Мощность толщи не менее 250 м.

Толща 3, образуя полосу выходов шириной до 3 км, протягивается параллельно предыдущей по р. Берети (см. рис. 2). Нижняя часть ее, тесно связанная с толщей 2, отделена от остального поля субмеридиональным разломом. К востоку от него обнажается верхняя часть рассматриваемой толщи. Близость состава отложений в смежных блоках позволяет формально объединить их в одно подразделение, но не ис-

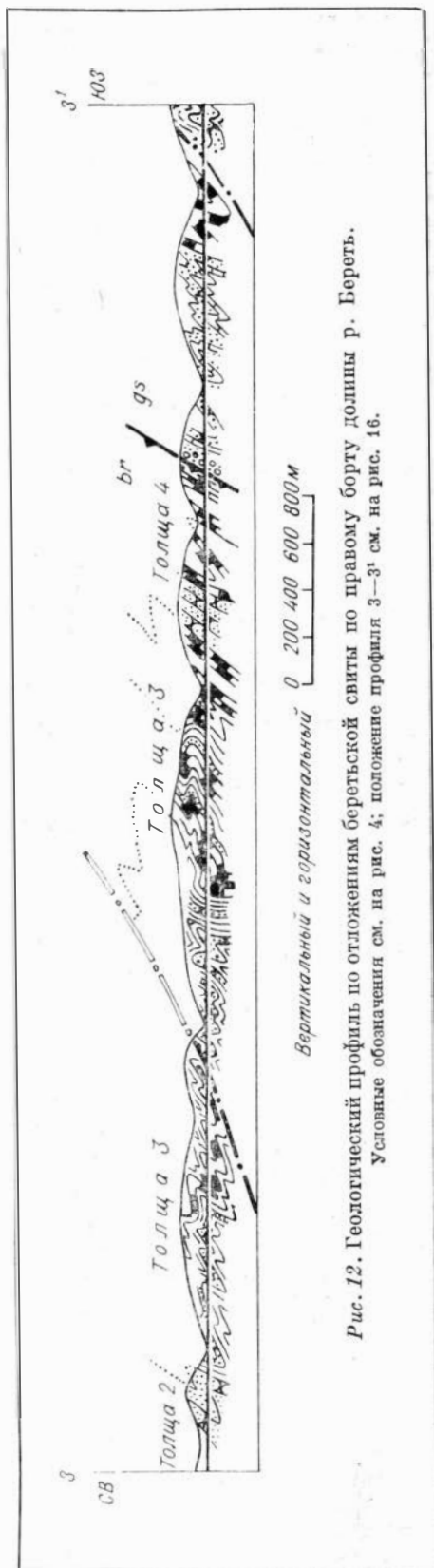


Рис. 12. Геологический профиль по отложениям беретской свиты по правому борту долины р. Береть. Условные обозначения см. на рис. 4; положение профиля 3—3' см. на рис. 16.

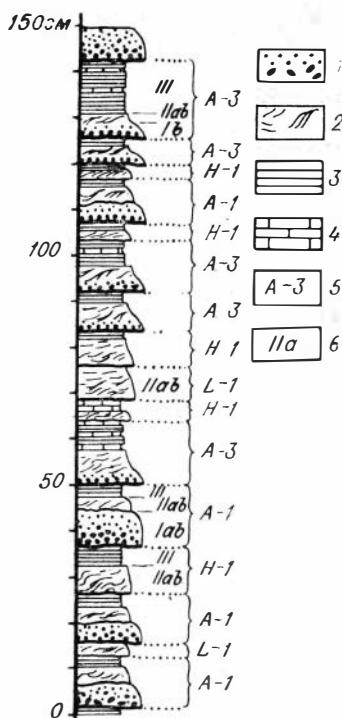


Рис. 13. Характер строения терригенно-карбонатных пачек толщи 3 (р. Береть).

- 1 — песчаники; 2 — алевролиты;
 3 — аргиллиты; 4 — известняки;
 5 — подтипы элементарных циклов;
 6 — подэлементы циклов (описание см. в тексте 2.2.1.3).

Эти текстуры типичны для верхней части первых элементов цикла (Iв) Кавказских флишей, по Н. Б. Вассоевичу (1948), или для T_c — интервала цикла с «косой слоистой ряби (ripple cross — lamination) и запутанной слоистостью (convolute lamination)», по А. Боума (Bouma, 1962). Формирование ее связывается или с подвижностью алевроитового осадка, который при критической насыщенности водой или сейсмическом сотрясении сползал вниз по склону на небольшое расстояние (Вассоевич, 1951), или с завершающей стадией развития мутьевого потока или вызванного им донного течения (Walker, 1965).

Не менее характерна и косая слоистость с мелкими сериями, срезающими или огибающими друг друга (см. рис. 14, б). Подобные по текстуре образования формируются, по мнению Л. Н. Ботвинкиной (1962), в обстановке неустойчивых донных течений. Замеры в косослоистых и конволютных текстурах по методике Н. Б. Вассоевича (1948), проведенные в обнажениях толщи 3 по р. Берети, показали устойчивое перемещение материала в северо-западном направлении (см. рис. 14).

Обломочный материал первого и второго членов циклов в основном состоит из продуктов разрушения метаморфизованных осадочных и кислых интрузивных пород. Обломки основных эффузивов сравнительно редки (2—6%). Третий член цикла представлен либо темно-зелеными однородными аргиллитами, либо аргиллитами с прослоями (1—3 см) серых известняков.

Общая мощность трехчленного элементарного цикла от 5 до 30 см.

В составе ритмично построенных пачек толщи 3 наиболее широко распространены (60—80%) двучленные циклы, в которых отсутствует ниж-

ключено, что они разделены значительным неохарактеризованным интервалом (см. рис. 5, а)

Толща 3 состоит из многократного повторения пачек двух типов. Одни из них представлены черными, тонкоплитчатыми до листоватых известняками мощностью от 50 до 130 м. Другие пачки (40—110 м) сложены закономерно чередующимися пластами зеленовато-серых песчаников, алевролитов, аргиллитов и серых известняков, которые группируются в элементарные трех, двух или одночленные циклы (рис. 13). В трехчленном цикле нижним членом являются песчаники, разномерный, обломочный материал которых заключен в глинисто-известковом матриксе. К кровле пласта происходит последовательное уменьшение средней величины угловатых обломочных зерен, фиксирующее наличие градационной слоистости. Нижняя граница пластов резкая и неровная.

Второй член цикла представлен песчанистыми или глинистыми алевролитами.

Наиболее характерная текстурная особенность средних элементов цикла — реглифы (Вассоевич, 1951), или конволютная слоистость (Kueneu, 1953). Она образуется в результате деформации косоволнистой или горизонтальной слоистости с образованием сложных складок (рис. 14, а) и с разобщением пласта на округлые со сложными очертаниями тела, надвинутые друг на друга (рис. 14, б) или обособленные (рис. 14, в, г).

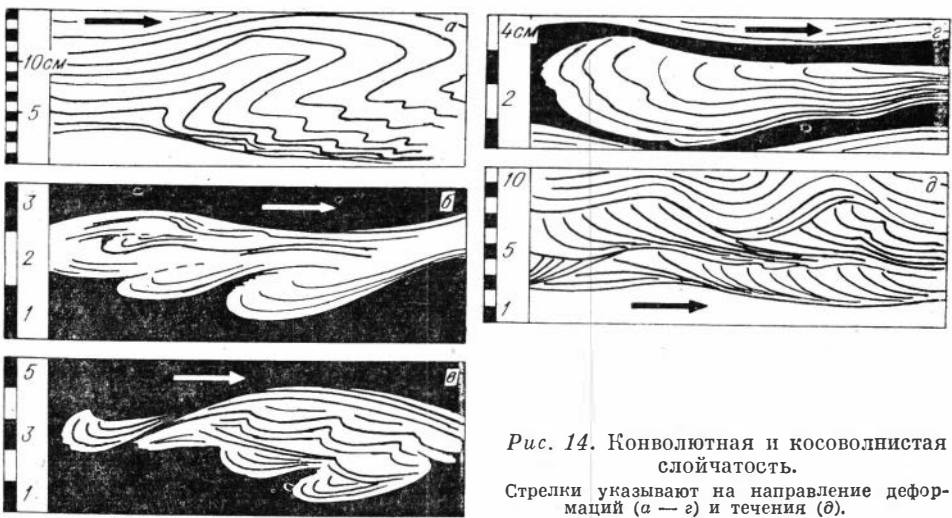


Рис. 14. Конволютная и косоволнистая слоистость. Стрелки указывают на направление деформаций (а — г) и течения (д).

ний элемент. Эти соотношения вместе с другими деталями строения ритмичных пачек сближают их с флишем Приморских Альп (Вонша, 1962). В нижней части толщи, обнаженной к западу от разлома, отмечается одна известняковая и две ритмичные пачки общей видимой мощностью 170 м. В восточном блоке пачки того и другого типа повторяются трижды (см. рис. 5, а); их суммарная видимая мощность составляет 480 м.

Т о л щ а 4 в виде узкой полосы (от 500 до 800 м), повторяющей контуры выходов более древних подразделений, прослеживается из верховьев р. Таежной Берети на северо-восток в бассейн р. Жистык. Обособленный выход ее обнаружен также в тектоническом блоке, который пересекается долиной р. Жистык в 8—11 км выше устья (см. рис. 2). Нижний контакт толщи наблюдается в придорожной выемке по правобережью р. Берети в 9,5 км выше выхода к ней дороги из пос. Жистык. Здесь видно, как черные известняки толщи 3, постепенно обогащаясь все более крупным обломочным материалом, переходят в темные граувакки основания толщи 4. В составе последней обособляются две пачки — ритмично слоистая терригенная внизу (150 м) и известняковая (120 м) вверху (см. рис. 5, а). В отличие от крупного осадочного цикла толщи 3 нижняя пачка состоит в основном (рис. 15) из трехчленных элементарных циклов (тип С, по Вассоевичу, 1948), мощность которых (18—140 см) значительно больше, чем в толще 3.

Нижний член, слагающий большую часть циклов (порядка 1 м), представляет собой недифференцированную смесь неокатанного обломочного материала (от 0,02 до 1 мм), заключенного в глинисто-хлоритовый матрикс. Наличие градационной слоистости отмечается лишь в верхних 3—8 см этого элемента. Интерес представляют отпечатки следов размыва в виде язычков (flute marks), группирующихся в продольно или поперечно вытянутые скопления на нижней поверхности цикла. Перечисленные признаки характерны для турбидитовых частей флише-

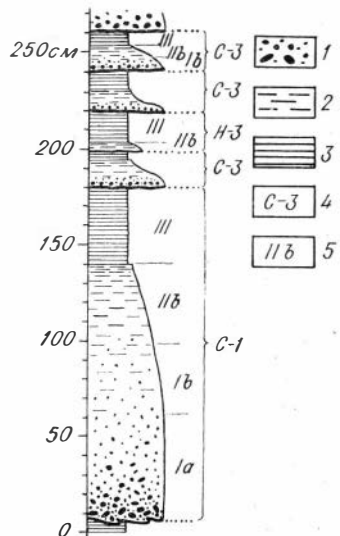


Рис. 15. Характер строения терригенной пачки толщи 4 (р. Береть).

1 — песчаники; 2 — алевролиты; 3 — аргиллиты; 4 — подтипы элементарных циклов; 5 — подэлементы циклов (описание см. в тексте 2.2.1.3.).

вых циклов (Kuenen, 1959; Bouma, 1962; Potter, Pettijohn, 1963; Dzulynski, Walton, 1965). Замеры по flute marks по р. Берети указывают на юго-восточное направление течения мутьевых потоков.

Для второго члена циклов характерен обломочный материал алевритовой размерности, но градационное распределение его сохраняется по всему элементу цикла. Это обстоятельство так же, как и отсутствие косоволнистой или конволютной слойчатости, типичной для второго члена в толще 3, не позволяет четко отделить его от нижнего элемента.

Третий элемент циклов представлен тонким однородным неслоистым темно-зеленым до черного аргиллитом. Нижняя граница его вследствие резкой смены состава и цвета достаточно четкая.

Для пачки в целом отмечается существенное изменение состава обломочного материала терригенных пород. В отличие от толщ 1—3 значительная часть его представлена обломками основных вулканогенных пород (12—20%) и измененным основным плагиоклазом (12—24%). Наоборот, количество обломков метаморфизованных осадочных и кислых интрузивных пород уменьшается до 10%. В цементирующем матриксе карбонатный материал практически отсутствует.

На водоразделе истоков рек Берети и Таежной Берети и в разрезе по правому борту р. Жистык в 8 км от ее устья в низах толщи 4 выделены микрофоссилии: *Leiosphaeridia effusa* (Scher.), *L. minor* (Scher.), *L. densa* (Tim.), *Trachysphaeridium partialum* (Scher.), *T. asaphum* (Tim.) (см. рис. на с. 176, № 11, а, б). Общая мощность толщи 4 в разрезе р. Берети порядка 300 м.

Сходное строение толща имеет и по р. Жистык. По р. Таежной Берети (см. рис. 5, б) — при общей выдержанности разреза в верхах известняковой пачки впервые отмечается появление доломитов.

Соответствие основной части рассматриваемого комплекса отложений ангалойскому горизонту не вызывает сомнений, так как, с одной стороны, на всем протяжении от верховьев р. Таежной Берети до верховьев р. Жистык прослеживается согласно перекрывающая его базальная пачка анастасьинского горизонта (см. рис. 2), а с другой — он связан постепенными переходами с подстилающей эффузивной толщей кувайской серии. Определенная общность наблюдается и при сравнении слагающих его отложений с разрезом ангалойской свиты в Жержульской зоне (см. рис. 5, а—г). Общность проявляется в скоплении наиболее грубых терригенных пород в нижней части (толщи 1 и 2 р. Берети и нижней толщ Беспальского утеса). Черные листоватые известняки в средней и верхней частях разреза р. Берети (карбонатные пачки толщи 3) близки маркирующим кайлятским известнякам.

Некоторая общность улавливается и в строении толщи 4 р. Берети и доломитово-известняковой надкайлятской пачки Ангалойского участка, в средней части которых выделяются известняки. Прослой доломитов по р. Таежной Берети свидетельствуют о том, что верхние доломиты Ангалойского участка к западу замещаются черными известняками, а нижние доломиты, по всей вероятности, — песчаниками (см. рис. 5, а—г). Но это сходство не позволяет отождествить рассмотренные отложения Беретьской структурно-фациальной зоны с ангалойской свитой. В Беретьской зоне практически отсутствуют доломиты, широко распространенные на Ангалойском участке, а роль терригенных пород резко возрастает.

Принципиально отличны и условия формирования этих отложений. В Беретьской зоне в своем большинстве они связаны с мутьевыми потоками, признаки которых в Жержульской зоне на этом уровне пока обнаружить не удалось. Не менее сложно обстоит дело и с точным обоснованием соответствия объемов сравниваемых стратиграфических подразделений. Как будет показано ниже (см. 2.2.2.1.1.1), на водоразделе рек Береть — Жистык базальная пачка анастасьинского горизонта превращается в маловыразительный гравелит, внешне не отличимый от разви-

тых выше и ниже по разрезу. Как только в зоне сложных тектонических нарушений в районе пос. Жистык непосредственное прослеживание его становится невозможным, граница между рассматриваемым комплексом и жистыкской свитой теряется. Еще сложнее обосновать точное положение нижней границы ангалойского горизонта в пределах изученного участка.

Дискуссионным остается возраст всей вулканогенно-осадочной толщи в разрезе по р. Берети (см. рис. 5, а). Резкое изменение в ее составе количества вулканогенных пород от редких прослоев до пачек значительной мощности при общности осадочных образований в ней и выше по разрезу делает возможность отнесения вулканогенно-осадочной толщи к кувайской серии или к ангалойскому горизонту равновероятной. В охарактеризованном разрезе по р. Берети (см. рис. 5, а) она как будто тяготеет к первому из этих подразделений, тогда как в нижнем течении по р. Бол. Керпул эта толща становится исключительно близкой нижней терригенной толще ангалойской свиты Беспальского утеса. Все сказанное свидетельствует о необходимости выделения в Беретской зоне самостоятельной беретской свиты (Радугин, 1957), но для окончательного установления ее стратиграфического объема необходимы дополнительные исследования в более западных районах Манского прогиба.

2.2.1.4. Синтез по ангалойскому горизонту

Беретская, Жержульская и Солбинская структурно-фациальные зоны образуют естественный ряд, в котором большинство структурных и историко-геологических показателей испытывает направленную последовательность преобразования. Наиболее существенны в этом отношении изменения в характере соотношений базальных слоев ангалойского горизонта с подстилающими образованиями. В Беретской зоне нижняя толща, слагающая около 1/3 рассматриваемого подразделения (см. рис. 5, а), с равной вероятностью может быть включена как в кувайскую серию, так и в состав ангалойского горизонта. Есть основания полагать, что вулканизм на западе Манского прогиба не прекратился и в более позднее время. В пределах исследованной территории интерес представляет определенное увеличение в терригенных породах вверх по разрезу беретской свиты продуктов разрушения вулканогенных образований и сокращение обломков докувайских метаморфических и интрузивных пород. Развитие эрозии казалось бы должно было сопровождаться обратными последствиями. Вероятнее допустить, что вулканогенный материал связан с образованием новых центров извержений. Таким образом, проблема определения точного местоположения нижней границы ангалойского горизонта в непрерывной последовательности осадков Беретской зоны требует для своего решения проведения дальнейших исследований.

В Жержульской зоне эта граница очень четкая, но приуроченность к ней в районе Серебрянских скал одного из специфичных оползневых горизонтов ранее неправильно трактовалась как признак крупного перерыва. Наличие подобных горизонтов в нижней и даже средней частях ангалойской свиты свидетельствует, скорее, о тесной связи здесь этого подразделения с отложениями кувайской серии.

Наконец, в Солбинской зоне интервал, соответствующий завершению образования кувайской серии и началу формирования ангалойской свиты, стал временем проявления весьма существенных событий. Среди них не вызывает сомнений наличие резких блоковых движений, общий подъем и интенсивная эрозия, пенепленизовавшая рельеф в Солбинском блоке к середине ангалойского времени. Позднекувайская активизация сопровождалась, вероятно, и некоторыми эндогенными проявлениями, с которыми связаны не только предангалойские деформации, давшие значитель-

ные угловые несогласия (см. рис. 10) и размыв, но и определенный метаморфизм кувайских отложений.

Существенные отличия наблюдаются и в обстановке осадконакопления. В Беретьской зоне существовал активный тектонический рельеф большой амплитуды. Размывавшиеся кордильеры здесь чередовались с прогибами, которые в значительной мере заполнялись терригенными осадками мутьевых потоков. Признаки мелководья отсутствуют. Напротив, в промежутках между сериями турбидитов обычно начинается формирование глубоководных аргиллитов, а также глинистых и битуминозных известняков.

В периферической части (Ангалойский участок) Жержульской зоны турбидиты сменяются горизонтами своеобразных оползневых конгломерато-брекчий. Последние здесь ассоциируют с толщами светлых массивных доломитов рифогенного облика, которые, по всей видимости, венчали относительные поднятия. В пределах большей части Джейльского участка, вероятно, находилась стабильная подводная депрессия, в которую поступал лишь тонкий осадок из обрамляющих ее более активных зон.

В Солбинской зоне в раннюю часть ангалойского времени осадконакопление отсутствовало. Местами лишь сохранились брекчии, выполнявшие западины древнего рельефа. Море трансгрессировало только в конце ангалойского времени, и в пределах Солбинского блока сформировался мелководный эпиконтинентального типа бассейн, в котором накапливались преимущественно известняки и доломиты. С проявлениями блоковых движений здесь связано образование пачек конгломератов. Преобладание в их составе хорошо окатанной гальки кристаллических пород свидетельствует о длительной обработке материала в области мелководья.

Преобразования состава и строения отложений, слагающих охарактеризованные толщи, настолько велики, что выделение их под одним свитным названием невозможно. Гораздо более приемлемо принятое нами понятие корреляционного горизонта, полностью соответствующее формулировке Проекта стратиграфического кодекса СССР (1970), так как основным признаком отнесения к нему самых разнообразных толщ является одновременность их формирования. Лишь в Жержульской структурно-фациальной зоне отмечается совпадение границ горизонта с границами крупного подразделения местной шкалы — ангалойской свитой. Некоторые изменения в составе свиты на территории разных участков этой зоны не столь существенны для того, чтобы в пределах их обособливать самостоятельные подразделения свитного таксона. Несмотря на значительную мощность ангалойской свиты и то, что в каждом конкретном разрезе она может быть расчленена на несколько более дробных и достаточно четких подразделений, выделить их в ранге свит или подсвит пока не удастся, поскольку нельзя уверенно проследить большинство их границ даже в пределах всей Жержульской зоны. Поэтому для них применяются термины вспомогательной категории — толщи, пачки, слои.

В осадках Солбинской зоны заведомо представлена лишь верхняя часть ангалойского горизонта. По составу и строению она настолько близка верхам ангалойской свиты Жержульской зоны, что нет необходимости давать ей собственное наименование. Открытым остается вопрос о том, какой именно части ангалойской свиты в стратотипе отвечают ее базальные слои в Солбинской зоне.

В Беретьской структурно-фациальной зоне изменения состава отложений, слагающих ангалойский горизонт, так велики, что выделение здесь новой свиты, для которой предлагается название «беретьская», совершенно необходимо. Для окончательного оформления этого подразделения в ранге свиты необходима еще большая работа. Пока же неясны принципы его ограничения. Наибольший интерес в этом отношении представляет определение времени завершения вулканизма в Беретьской зоне. В случае, если здесь и в Жержульской зоне оно происходило одновременно и

все своеобразие сводилось лишь к замещению различных по мощности пачек вулканогенных пород терригенными и карбонатными, то общее прекращение вулканизма на западе, как и в стратотипе кувайской серии, может быть использовано для определения подошвы ангалойского горизонта и подразделений местной шкалы. Совершенно другое решение требуется, если на западе вулканизм более молодой. В этом случае беретьская свита будет характеризоваться тремя составляющими — вулканогенной, терригенной и карбонатной, объем ее резко увеличится, а для определения границ потребуются дополнительные параметры.

Для датировки возраста отложений ангалойского горизонта прямых данных очень мало. Верхнерифейский возраст, по крайней мере, части кувайской серии (2.1) дает основание считать предангалойскую активизацию в Солбинском блоке внутри верхнерифейской и, следовательно, позволяет сравнивать ее с предбайкальскими событиями в периферической зоне Сибирской платформы (Хоментовский, Шенфиль, 1976; Хоментовский, 1976). Это заключение согласуется с данными по микрофитолитам из ангалойского горизонта.

Из доломитов в приустьевой части р. Бол. Кершул, которые относятся или к самым низам ангалойского горизонта, или к верхам кувайской серии, собраны: *Osagia donatella* Korol., *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur., *Volvatella zonalis* Nar. В нижней части разреза Серебрянских скал (см. рис. 5, г, № 1, 2) список пополняется *Osagia* aff. *grandis* Z. Zhur., *O. columnata* var. *ovsianica* Yaksch., *O. tenuilamellata* Reitl., *O. columnata* var. *baicalica* Yaksch., *Vesicularites breviculus* Yaksch., *V. ingens* Yaksch., *V. flexuosus* Reitl., *V. pussilus* Zabr., *Vermiculites irregularis* (Reitl.), *Tunicatella maritima* Korol., *Volvatella vadosa* Z. Zhur. Серебрянские доломиты охарактеризованы микрофитолистами наиболее обильно (см. рис. 5, г, № 3, 4), но к предыдущим спискам здесь добавляется всего лишь одна форма *Vesicularites enigmatus* Zabr. Наконец, в самой верхней пачке (см. рис. 5, г, № 5) дополнительно встречены *Osagia columnata* Reitl. и *Vesicularites curtunicus* Yaksch. Однако в разрезе Беспальского утеса (см. рис. 5, д, № 6, 7) эти формы появляются уже на уровне серебрянских доломитов. На территории Джеильского участка и в Солбинской зоне формы, характеризующие верхнюю половину разреза Ангалойского участка, не встречены. Полный список, который набирается с уровня серебрянских доломитов, рассматривается как типовой для серебрянской ассоциации.

Список микрофитолитов из овсянковой свиты, развитой по правобережью Енисея в районе пос. Овсянка, имеет много общего с рассмотренной ассоциацией, но там не встречены *Osagia columnata* Reitl., *Vesicularites breviculus* Yaksch., *V. pussilus* Zabr., *Vermiculites irregularis* (Reitl.), *Tunicatella maritima* Korol. и, напротив, обнаружены *Osagia composita* Z. Zhur., не найденные в пределах изученной территории. Эти отклонения укладываются в рамки тех, которые отмечались выше, по окончательный вывод о тождестве сравниваемых комплексов, по-видимому, делать еще рано.

Немногом более существенно отличие серебрянской ассоциации микрофитолитов от каланчевской, развитой в типовом выражении в низах байкальского комплекса Патомского нагорья и Прибайкалья (Хоментовский и др., 1972; Якшин, 1975). Общими формами обеих ассоциаций являются *Osagia columnata* Reitl., *O. columnata* var. *baicalica* Yaksch., *O. columnata* var. *ovsianica* Yaksch., *O. tenuilamellata* Reitl., *O. donatella* Korol., *Vesicularites flexuosus* Reitl., *V. compositus* Z. Zhur., *V. curtunicus* Yaksch., *Vesicularia circumretio* Korol., *Volvatella zonalis* Nar., *V. vadosa* Z. Zhur., *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur., *Tunicatella maritima* Korol. Следующие формы, известные в каланчевской ассоциации, пока не встречены в серебрянской: *Osagia undosa* Reitl., *O. acerba* Yaksch., *O. decimana* Yaksch., *O. composita* Z. Zhur., *O. tchaica* Yaksch., *Vesicularites magnus*

Milst., *V. consuetus* Yaksch, *Volvatella obsoleta* Nar., *Radiosus aculeatus* Z. Zhur., *Glebosites glebosites* Reitl. Наоборот, ряд серебрянских форм не обнаружен в классической каланчевской ассоциации: *Osagia* aff. *grandis* Z. Zhur., *Vesicularites breviculus* Yaksch., *V. enigmatus* Zabr., *V. pussilus* Zabr., *V. ingens* Yaksch., *Vermiculites irregularis* (Reitl.). Анализируя этот сравнительный материал, следует отметить, что в серебрянской ассоциации нами не встречены некоторые характерные каланчевские формы: *Osagia undosa* Reitl., *O. acerba* Yaksch., *O. decimana* Yaksch., *O. tchaica* Yaksch. и другие, а своеобразие ее составляют формы, типичные для верхов верхнего рифея, неизвестные в каланчевской ассоциации. Учитывая это обстоятельство, нельзя исключить того, что хотя основу обеих сравниваемых ассоциаций составляют каланчевские формы, серебрянская ассоциация все же окажется более молодой. Состав серебрянской ассоциации еще раз демонстрирует отмечавшийся ранее факт появления ниже основания юдомия многих форм микрофитоцитов, считавшихся ранее типично юдомскими (Работнов и др., 1974; Крылов и др., 1971; Хоментовский и др., 1972; Якшин, 1975; Хоментовский, 1974, 1976).

Микрофоссилии из отложений ангалойского горизонта выделены только в пределах Беретской и Жержульской структурно-фациальных зон: по правому берегу р. Жыстык в 8 км выше устья (см. рис. на с. 176, № 11, а); на водоразделе рек Берети и Таежной Берети в их верховьях (см. рис. на с. 176, № 11, б); в приустьевой части р. Бол. Кершул (см. рис. на с. 176, № 11, в) по р. Кайлята выше пос. Ангалой (см. рис. на с. 176, № 11, в). Из изученных проб (200) получен комплекс микрофоссилий, представленный исключительно сфероморфидами: *Leiosphaeridia densa* (Tim.), *L. minor* (Schep.), *L. effusa* (Schep.), *Frachysphaeridium partialum* (Tim.), *T. asaphum* (Tim.).

Подобный комплекс микрофоссилий в смежных районах Сибирской платформы встречен в трехчленном байкальском комплексе Прибайкалья — голоуспенской, улуптуйской и качергатской свитах (Тимофеев, 1966, 1969), хужирской и тыретской свитах Иркутского амфитеатра (Рудавская, 1973; Решения . . ., 1975), малгинской, ципандинской, лахандинской, кандынской и усть-кирбинской свитах Юдомо-Майского района (Тимофеев, 1966, 1969; Рудавская, Фролов, 1974) и в рифейских отложениях Туруханского поднятия (Тимофеев, 1966, 1969).

Все перечисленные стратиграфические подразделения, как это было показано ранее (Хоментовский и др., 1972), относятся к верхнему рифею, но если по микрофитоцитам удастся показать, что ангалойский горизонт соответствует верхней половине верхнего рифея, то по микрофоссилиям подобная детализация пока невозможна. Но с учетом ранее обсуждавшихся радиологических данных по кувайским эффузивам, а также на основании общности предбайкальской перестройки в тектонотипе (Хоментовский, Шенфильд, 1976; Хоментовский, 1976) и событий, предшествовавших накоплению отложений ангалойской свиты в Солбинской структурно-фациальной зоне, заключение о соответствии ангалойского горизонта байкальскому комплексу (Хоментовский и др., 1972) является достаточно обоснованным.

2.2.2. Анастасьинский горизонт

Идея этого стратиграфического подразделения не нова. Так, в анастасьинской свите (Хоментовский и др., 1960) отражено замещение существенно карбонатного разреза юго-востока на граувакковый в западной части Манского прогиба. На среднемасштабных геологических картах отложения ангульской и анастасьинской свит, различные по своей природе и составу, объединялись в предложенную В. М. Чаиркиным койскую свиту. Но от этого названия пришлось отказаться, так как отложения в стратотипе свиты на р. Мане у пос. Кой относятся к более молодому баджейско-

нарвскому комплексу (см. 2.5), в гальке конгломератов которого обнаружены нижне- и среднекембрийские трилобиты (Радугин, 1954; Хоменковский и др., 1960; Коптев, 1962).

Основу анастасьинского горизонта составляет одноименная свита, наиболее полно представленная в междуречье Колбы и Кувай в районе пос. Анастасьино.

Жержульская и Солбинская структурно-фациальные зоны, продолжающиеся развиваться в анастасьинское время, обусловили формирование латерального формационного ряда на этом уровне от красноцветных кварцевых песчаников ангульской свиты на юго-востоке в Солбинской зоне, через анастасьинские терригенно-карбонатные отложения до граувакк жистыкской свиты в Жержульской зоне (Шепфильд и др., 1976). Наиболее существенные фациальные изменения происходят на стыке этих структур.

2.2.2.1. Жержульская структурно-фациальная зона

В пределах Жержульской структурно-фациальной зоны обособляются два типа разреза анастасьинского горизонта. Для первого характерны преимущественно граувакковые отложения жистыкской свиты. Они устанавливаются на обширной территории от бассейна р. Базаихи и правобережья р. Маны в районе пос. Ангалой на северо-западе до приустьевой части р. Колбы и правобережья р. Тубиль на юго-востоке (см. рис. 2).

В южной части Жержульской зоны от верховьев р. Жержул на западе до левобережья р. Кувай на востоке в отложениях горизонта преобладают известняки, алевролиты, аргиллиты и их переходные разновидности, находящиеся часто в тонком ритмичном переслаивании. Это второй тип разреза, характерный для анастасьинской свиты (см. рис. 2).

2.2.2.1.1. **Жистыкский тип разреза.** Жистыкская свита выделена в 1964 г. В. И. Поповым из состава анастасьинской или тубильской свиты (Конников, Маньковский, 1964) на р. Жистык — левом притоке р. Базаихи. В наиболее полном выражении она развита на четырех обособленных участках — Жистыкском, Таловском, Илетняжном и Нижнекоблинском.

2.2.2.1.1.1. **Жистыкский участок** охватывает правобережье р. Кайлята, горы Гребешковой, верховья рек Берети и Таежной Берети и бассейна р. Жистык. Жистыкская свита развита здесь в четырех тектонических блоках (рис. 16). Лучшие обнажения наблюдаются по правому борту р. Жистык, но общая последовательность пачек наиболее четко устанавливается в крупной синклиналии структуре Верхнеберетского блока.

Пачка 1 обнажается на правобережье р. Кайлята в 3,5 км к северо-востоку от пос. Ангалой. Здесь на светло-серых доломитах ангалойской свиты, на контакте трещиноватых и выщелоченных до рыхлой доломитовой дресвы залегают (рис. 17, А — А¹; 18, ж):

Мощность, м

а) серые известковые песчаники полимиктового состава, темно-серые тонкоплитчатые глинистые известняки и черные известковые брекчи, в которых помимо эффузивных и интрузивных пород в большом количестве (более 50%) встречаются угловые обломки черных известняков и серых доломитов с микрофитолитами: *Sagia columnata* Reittl., *O. columnata* var. *baicalica* Yaksch., *O. columnata* var. *ovsianica* Yaksch., *O. tenuilamellata* Reittl., *O. donatella* Korol., *Vesicularites curtunicus* Yaksch., *V. flexuosus* Reittl., *Volvatella zonalis* Nar., *Tunicatella maritima* Korol., (см. рис. 16; 17, А — А¹; 18, ж. № 12). В основании развит пласт конгломератов с хорошо окатанной галькой (2—30 см) красноватых эффузивных пород андезит-риолит-дацитового ряда — 20%, зеленых основных эффузивов и их туфов — 30%, габбро и габбродиабазов — 13%, плагиогранитов — 10%, полевощпат-кварцевых песчаников и кварцитов до 15%, черных кристаллических известняков и светлых доломитов — 12% с аналогичными вышеописанным (№ 12) микрофитолитами

55—60

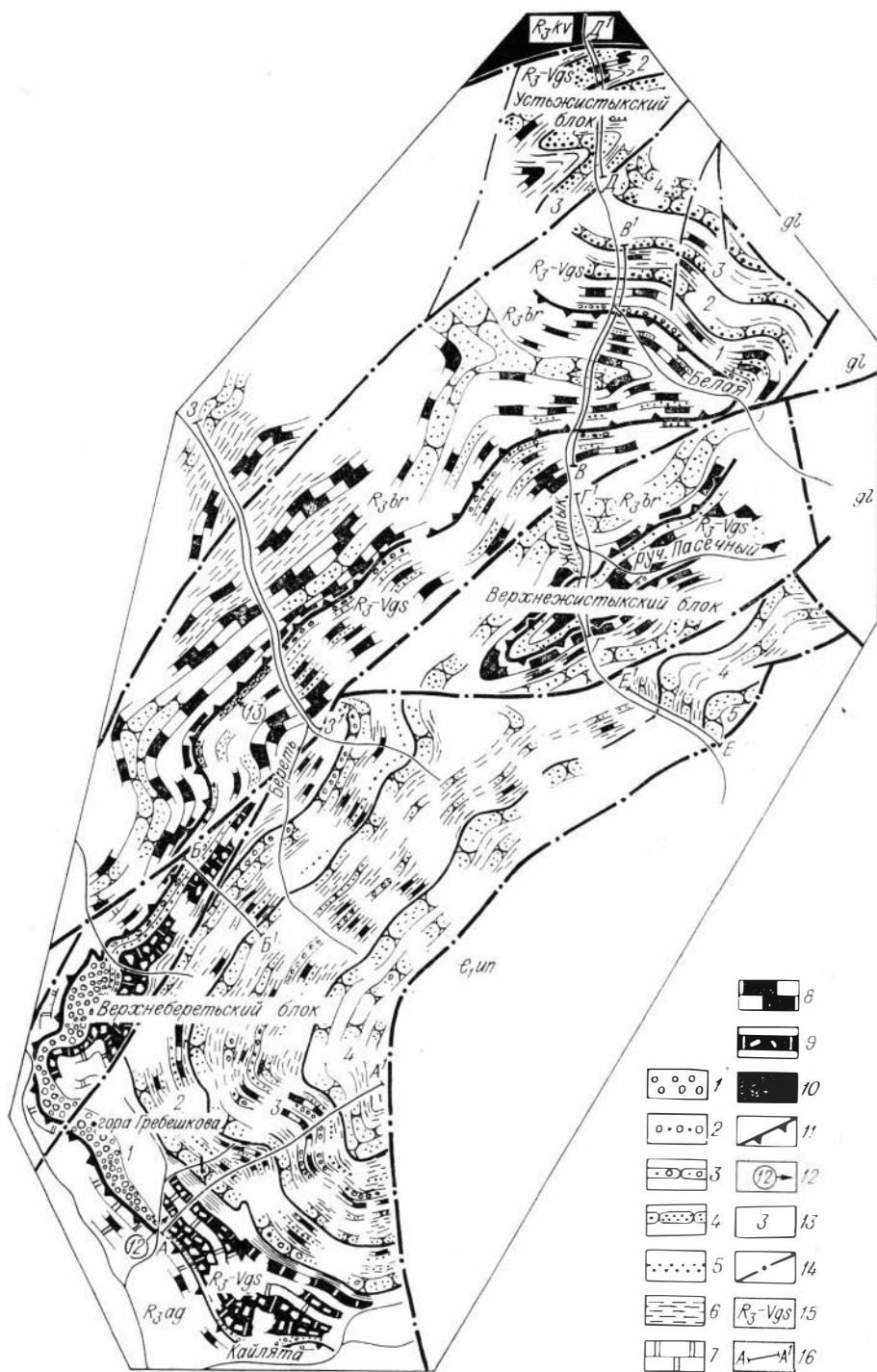


Рис. 16. Схематическая геологическая карта Житыцкого участка.

1 — конгломераты; 2 — линзы гравелитов и мелкогалечных конгломератов; 3 — гравелиты; 4 — граувакковые песчаники и алевролиты; 5 — полимиктовые известковистые песчаники; 6 — алевролиты и аргиллиты; 7 — доломиты; 8 — черные известняки; 9 — известковые брекчи и обломочные известняки; 10 — эффузивы; 11 — нижняя граница анастасьинского горизонта; 12 — местоположение палеонтологических остатков и номера списков (см. рис. 18); 13 — номера циклопачек; 14 — дизъюнктивные нарушения; 15 — индексы: kv — кувайской серии, свит; ag — ангалойской, br — беретской, gs — жистыкской, un — унгутской, gl — глухаринной; 16 — линии геологических профилей (см. рис. 12, 17).

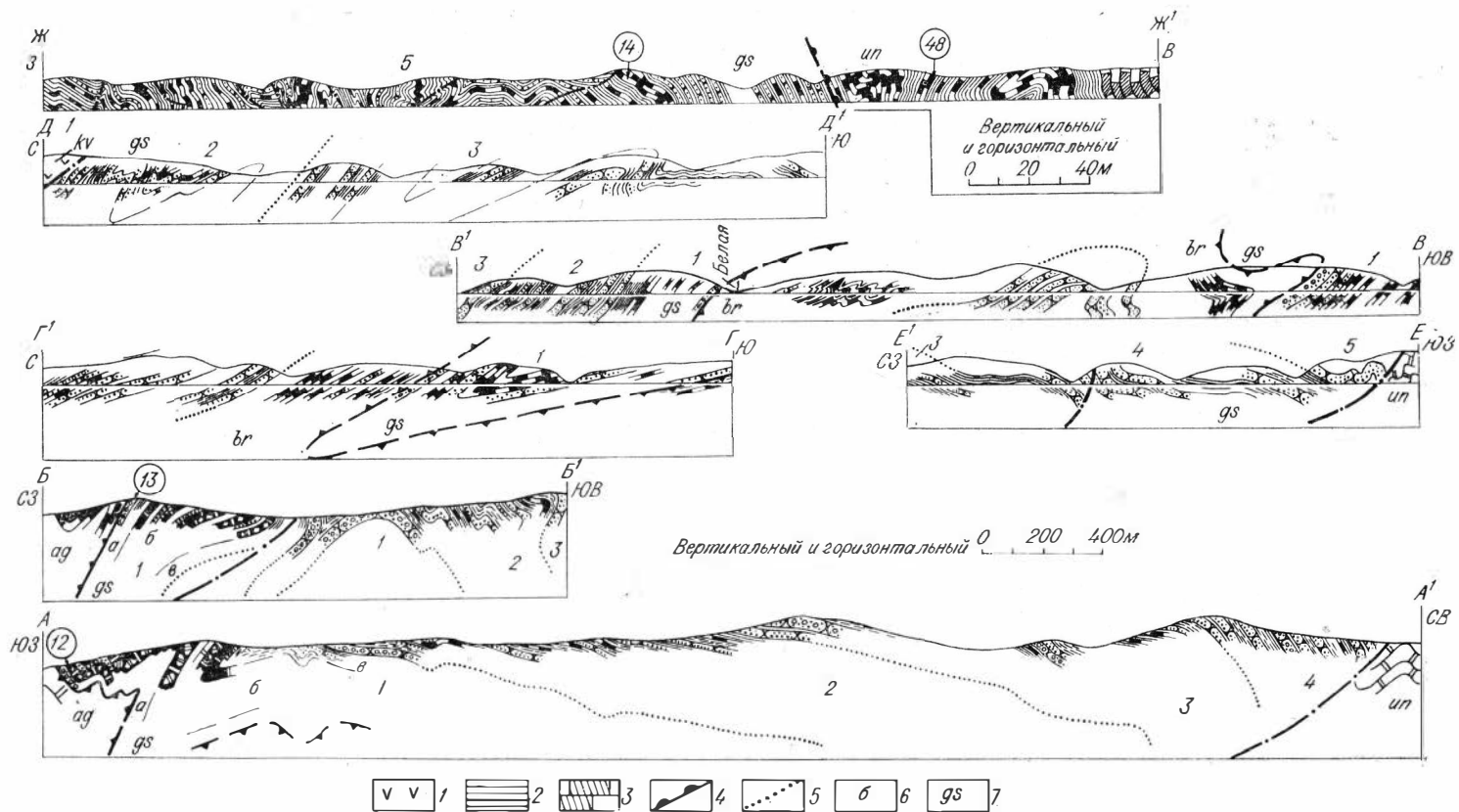


Рис. 17. Геологические профили по отложениям беретьской и жистыкской свит Жистыкского участка (см. рис. 16).
 1 — эффузивы; 2 — аргиллиты; 3 — серые толстослоистые известняки; 4 — нижняя граница унгутского горизонта; 5 — границы пачек; 6 — индексы слоев; 7 — индексы: kv — кувайской серии, свит; br — беретьской, ag — ангалойской, gs — жистыкской, un — унгутской. Остальные условные обозначения см. на рис. 16.

Все перечисленные породы, образуя линзовидные тела, довольно сложно сочетаются между собой. Так, на остром гребне в 1 км к юго-востоку от горы Гребешкова (см. рис. 16; 17, А — А¹) горными выработками на ангалойских доломитах вскрыт 2-метровый пласт конгломерата, который постепенно вверх по разрезу сменяется крупнозернистыми песчаниками (2,3 м), перекрытыми темно-серыми тонкоплитчатыми известняками. В 20 м к юго-востоку между этими известняками и ангалойскими доломитами развит лишь 1-метровый пласт крупнозернистого полимиктового песчаника, а в 150 м к северо-западу пласт конгломерата достигает 37 м и перекрывается черной известковой брекчий. Еще севернее, на горе Гребешкова, конгломераты бронируют восточный склон, полностью замещая все остальные типы пород слоя 1а.

Мощность, м

б) выше в районе правобережья р. Кайлята повсеместно развиты преимущественно черные карбонатные брекчии и конгломерато-брекчии, содержащие в 40 м от основания пакет зеленых полосчатых алевролитов и аргиллитов (10 м), в 60 м — выдержанный пласт (5—10 м) серых массивных, иногда брекчиевидных доломитов, а в кровле прослой чистых темно-серых известняков 150

Основную массу обломков в брекчиях составляют черные кристаллические известняки и светло-серые и серые доломиты с микрофитолитами, аналогичными приведенным в слое 1а (№ 12). Обломки заключены в темно-сером известняковом цементе.

в) завершают пачку 1 темно-зеленовато-серые аргиллиты и алевролиты с редкими пластами мелкозернистых полимиктовых песчаников 55

Общая мощность пачки составляет 260 м.

Северо-восточнее на правобережье р. Таежной Берети в конгломератах и в нижней части карбонатных брекчий появляются прослой (0,5—1 м) известковистых полимиктовых песчаников и алевролитов. Одновременно с исчезновением доломитов в подстилающих отложениях ангалойской свиты происходит выклипывание доломитового пласта в карбонатных брекчиях слоя 1б.

В верховьях р. Берети (см. рис. 16; 17, Б—Б¹; 18, е) мелкогалечниковые конгломераты основания пачки 1 залегают на черных известняках беретского типа разреза ангалойского горизонта (см. 2.2.1.1.1), но в гальке (2—3 см) по-прежнему присутствуют доломиты с микрофитолитами. Роль известковистых песчаников и алевролитов в разрезе резко возрастает северо-восточнее р. Жистык (у устья р. Белой в периклинальном окончании крупной антиклинали, см. рис. 16), мелкогалечные конгломераты и гравелиты сохраняются лишь в виде единичных маломощных (1—2 м) линз (см. рис. 17, В — В¹; 18, з).

Нижняя часть обломочных известняков слоя 1б в верховьях р. Берети замещается чередованием известковистых песчаников (0,1—0,5 м), алевролитов и аргиллитов с темно-серыми известняками (0,3—0,7 м), а верхняя — черными известняками среднеплитчатыми до листоватыми (см. рис. 18, е). Аналогичное строение пачка 1 имеет и на р. Жистык у устья р. Белой, в 2,5 км выше ее (см. рис. 17, В — В¹; 18, з), а также в тектоническом блоке на отрезке 4,5—5,5 км вверх от устья (см. рис. 16; 17, Г — Г¹; 18, д).

Пачка 1 согласно перекрывается мощной толщей граувакковых песчаников, алевролитов, аргиллитов и известняков. Несмотря на однообразие ее состава, в ней достаточно четко выделяются определенные маркеры, которые дают возможность не только расчленить разрез толщи, но и проследить выделенные подразделения на всей территории Жистыкского участка (см. рис. 16).

Так, в пределах Верхнеберетской синклинали картируются четыре пачки, представленные преимущественно граувакковыми песчаниками,

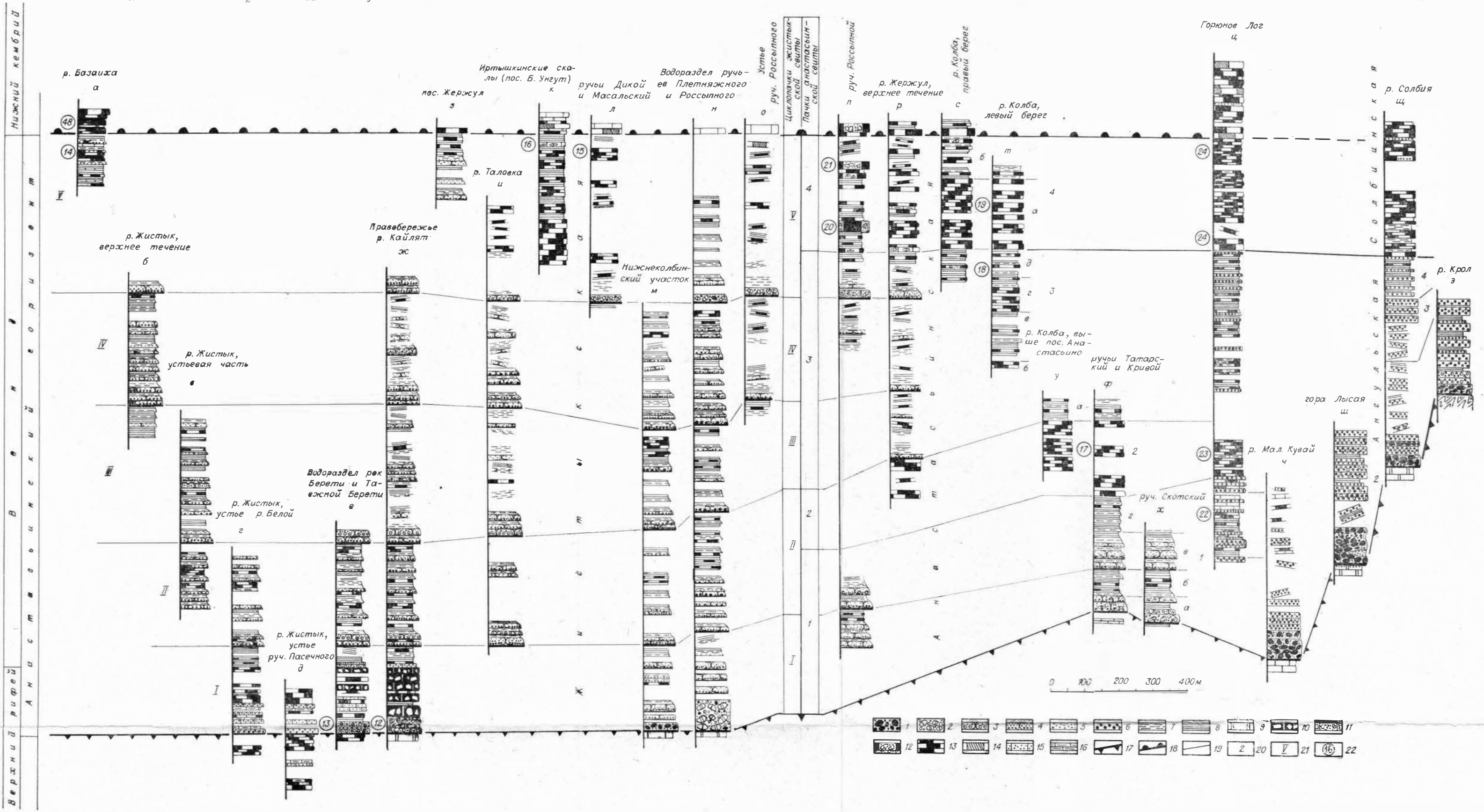


Рис. 18. Опорные разрезы анастасьинского горизонта.

I — конгломераты; 2 — конгломераты с карбонатными обломками; 3 — гравелисты; 4 — граувакковые песчаники и атезропесчаники; 5 — полимиктовые известняковые песчаники; 6 — кварцевые и аркозовые песчаники; 7 — алевролиты; 8 — аргиллиты; 9 — доломиты; 10 — известняковые конгломератобрекчии; 11 — известняковые конгломераты; 12 — известняки обломочные; 13 — черные известняки; 14 — серые и белые известняки; 15 — известкозые песчаники; 16 — глинистые известняки; 17, 18 — нижние границы горизонтов: 17 — анастасьинского, 18 — унгутского; 19 — границы пачкопачек; 20 — номер пачки; 21 — номер циклопачки; 22 — номера списков палеонтологических остатков: № 12 — микрофитоциты *Osagia columnata* var. *osianica* Yaksch., *Vesicularites ingens* Yaksch., *Volvatella zonalis* Nar., *V. vadosa* Z. Zhur., *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur.; № 14 — хиолигельминты *Hyolithellus* ex gr. *tenuis* Miss.; № 15 — хиолигельминты *Cambrotubulus* sp., *Hyolithellus* sp., водоросли *Epiphyton* sp., *Girvanella problematica* Nich. et Eth., крибрициаты *Ramifer* sp.; № 16 — водоросли *Epiphyton scapulum* Korde, *E. fruticosum* Korde, *Proaulopora rarissima* Vol., *Girvanella problematica* Nich. et Eth., *Tubophyllum victori* Krasnop.; № 17 — микрофитоциты *Osagia tenuilamellata* Reittl., *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur., *Radiosus* sp., *Vesicularites* sp.; № 18 — водоросли *Renalcis gelatinosum* Korde, *Epiphyton* sp.; № 19 — хиолигельминты *Anabarites trisectus* Miss., *A. trisectus* Miss., *Hyolithellus* ex gr. *tenuis* Miss., *Hyolithellus* sp.; № 20 — водоросли *Epiphyton* sp., *Renalcis* sp.; № 21 — водоросли *Epiphyton frondosum* Korde, *Proaulopora* sp., *Girvanella problematica* Nich. et Eth., *Renalcis* sp.; № 22 — микрофитоциты *Nubecularites uniformis* Z. Zhur., *N. abustus* Z. Zhur., *Glebosites gentilis* Z. Zhur., *Vesicularites enigmatus* Zabr.; № 23 — микрофитоциты *Osagia tenuilamellata* Reittl., *O. monolamellata* Z. Zhur., *O. aff. grandis* Z. Zhur., *Vesicularites lobatus* Reittl., *Volvatella zonalis* Nar., *V. vadosa* Z. Zhur., *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur., *Nubecularites abustus* Z. Zhur., *N. uniformis* Z. Zhur., *N. punctatus* Reittl., *N. catagraphus*, Z. Zhur., *Volvatella zonalis* Nar., *V. vadosa* Z. Zhur., *Osagia kuvai* f. n., *Glebosites gentilis* Z. Zhur., *Vermiculites irregularis* (Reittl.), *V. aff. tortuosus* Reittl., *Medullarites* sp., водоросли *Obratchevella* Reittl.

которые разделены пачками алевролитов, аргиллитов и известняков. Такая повторяющаяся последовательность в разрезе жистыкской свиты двух типов пачек свидетельствует о циклическом характере осадконакопления этих отложений, а каждая пара пачек — «грубая» и «тонкая» — представляет собой крупный седиментационный цикл. Собственно и пачку 1 можно отнести к таким циклам (см. рис. 18, ж). Каждый из этих крупных циклов — циклопачек на фоне общих черт строения и состава, как правило, выделяется своей индивидуальностью, выраженной в количественном соотношении определенных типов пород.

Для циклопачки 2 (см. рис. 17, А — А¹, Б — Б¹; 18, е, ж) в пределах Верхнеберетского блока характерно обособление слоя гравелитов в основании нижней «грубой» части (130—140 м). Гравелиты вместе со слоем 1в контролируют нижнюю границу циклопачки 2 от правобережья р. Кайлята до р. Берети (см. рис. 16).

В верхней части циклопачки (190—200 м) среди тонких терригенных пород широко развиты известняки. Известняки участвуют в строении циклопачки 2 также на р. Жистык в его приустьевой части и в 350 м ниже устья р. Белой (см. рис. 17, В — В¹, Д — Д¹; 18, в, г), но гравелит в основании пачки здесь отсутствует.

В хорошей дорожной срезке на р. Жистык устанавливается, что в основе строения циклопачки лежат элементарные флишевые циклы (Васюкович, 1948) размерами от первых сантиметров до 1—1,5 м. Подробно этот вопрос будет рассмотрен ниже.

Циклопачка 3 откартирована в Верхнеберетском тектоническом блоке, где она повторяет контуры предыдущих пачек (см. рис. 16). Пачка состоит из двух типов пакетов: в одних основной объем элементарных циклов занимают песчаники, в других — алевролиты и особенно аргиллиты. Пакеты второго типа имеют большую мощность (50—80 м) и доминируют в составе циклопачки. В основании ее развит наиболее мощный из «грубых» пакетов (60—70 м), который четко отделяет цикл 3 от предыдущего (см. рис. 17, А — А¹, Б — Б¹; 18, е, ж). Основываясь на такой специфике циклопачки, мы выделяем ее и на р. Жистык на отрезке 4—1,5 км выше ее устья (см. рис. 16; 17, Д — Д¹; 18, в) и в верхнем течении этой реки в 11 км от устья (см. рис. 16; 17, Е — Е¹; 18, б). Недостаточная обнаженность не позволяет установить истинную мощность пачки, которая, видимо, превышает замеренные в обнажениях 350—400 м.

В Верхнеберетском блоке внутри песчаных пакетов картируются два слоя гравелитов, из которых верхний устанавливается и на р. Жистык. Эта пачка, как и предыдущая, имеет флишевый характер строения.

В ядре синклинали Верхнеберетского блока развита циклопачка 4. Она прослеживается вдоль юго-западного разлома, ограничивающего этот блок, от верхних правых притоков р. Кайлята до р. Жистык, где полностью вскрыта дорожной срезкой (см. рис. 16; 17, А — А¹, Е — Е¹). В противоположность подстилающей циклопачке в ней доминируют песчаники и только в верхней части в 190 и 280 м от подошвы развиты пакеты по 30 и 40 м алевролитов и аргиллитов соответственно (см. рис. 18, б, ж). В слагающих пачку элементарных флишевых циклах часто преобладает песчаная составляющая. Такой «грубый» характер циклопачки позволяет четко отделять ее от предыдущей. Мощность пачки на р. Жистык 320 м.

Здесь же она перекрывается базальными слоями циклопачки 5 (см. рис. 17, Е — Е¹; 18, б), остальная часть которой срезается разломом (см. рис. 16). Верхние слои (140 м) циклопачки вскрыты в карьерах по правому борту р. Базаихи вдоль дороги в 1,5 км ниже пос. Верх. Базаиха, где они перекрываются отложениями унгутской свиты. Они представлены чередованием пакетов (10—30 м) тонкого терригенно-карбонатного флиша с размерами элементарных циклов 0,5—10 см со слоями тонко- и средне-

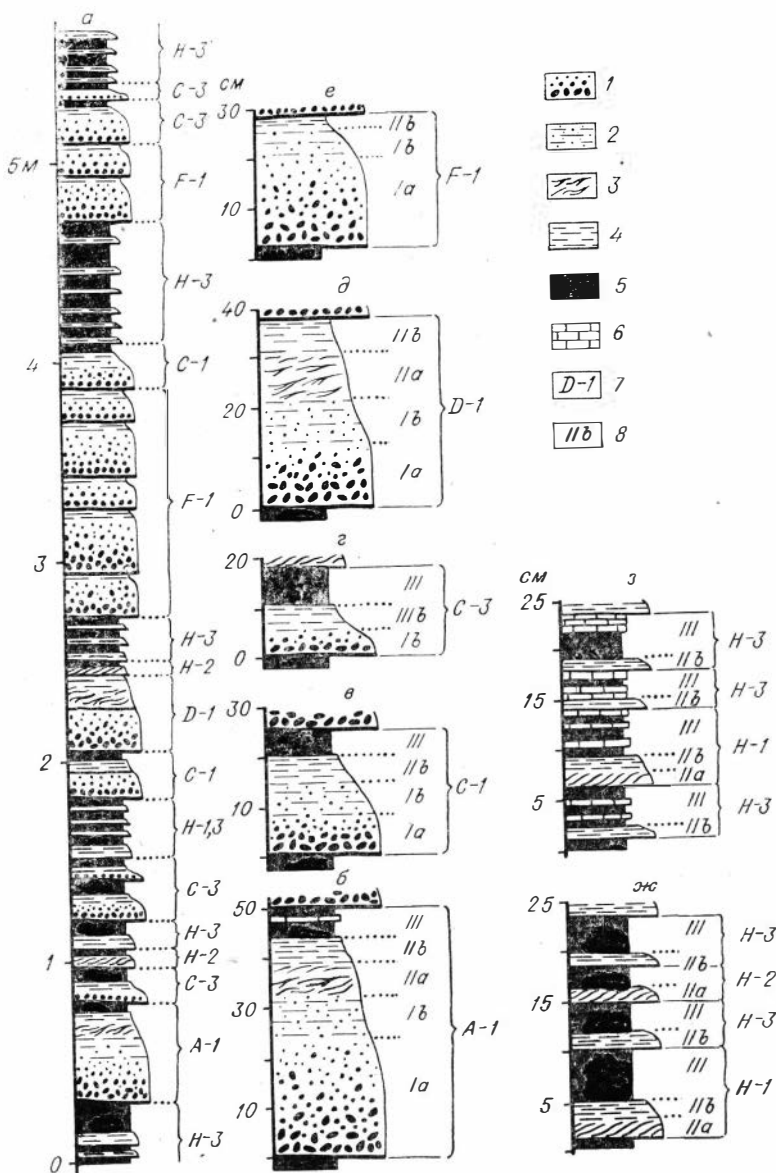


Рис. 19. Элементарные циклы жистыкского флиша и их сочетание в разрезе.

1 — песчаные породы; 2 — алевролито-песчаные породы; 3 — алевролитовые породы с косоволнистой слоистостью; 4 — алевролитовые породы; 5 — аргиллиты; 6 — известняки; 7 — подтипы элементарных циклов; 8 — подэлементы циклов (а — з — объяснение см. в тексте).

плитчатых черных известняков (0,3—0,5 м), в которых обнаружены хиолителлинты *Hyolithellus ex gr. tenuis* Miss. (см. рис. 17, Ж — Ж¹; 18, а, № 14).

Мощность циклопачки 5, видимо, значительно превышает 200 м, замеренные непосредственно в обнажениях. Аналогично строение верхней части (200 м) этой циклопачки и на юге Жистыкского участка в срезке дороги между пос. Жержул и Кершул (см. рис. 18, з).

Суммарная мощность жистыкской свиты на этом участке не менее 1500 м.

Флишевый облик отложений жистыкской свиты обусловлен строением элементарных циклов (рис. 19, а) (Гибшер, 1976). Наиболее полный

из элементарных циклов имеет следующую характеристику (рис. 19, б):

I элемент цикла: Ia подэлемент цикла (пэц) — песчаная порода, состоящая из несортированной смеси угловатых обломков (0,02—1 мм), заключенных в глинисто-хлоритовой матриксе. Градационное их распределение визуально наблюдается только в верхних 3—5 см пэц.

Ib пэц — песчано-алевролитовая порода с ярко выраженной градационной дифференциацией обломочного матерпала, обусловленного постепенным исчезновением вверх песчаных зерен и увеличением объема глинистой составляющей.

II элемент цикла — алевролитоглинистая порода с градационной сортировкой. Если в его нижней части встречаются текстуры косоволнистой или конволютной слойчатости (см. 2.2.1.3), то она определяется как IIa пэц, а верхняя с горизонтальной или слабоволнистой слойчатостью — как IIb пэц. При этом нижняя граница II элемента становится достаточно четкой. В противном случае переход ко II элементу постепенный и выделяется только IIb пэц.

III элемент цикла представлен тонкими однородными аргиллитами. Нижняя граница у него резкая. В терригенно-карбонатных циклах к этому элементу приурочены прослои чистого или глинистого известняка. Циклы с таким полным набором элементов относятся к типу А*, но они встречаются редко. Обычными являются циклы, в которых отсутствует IIa пэц. Это тип С с подтипами С-1 (Ia, IIb, III) и С-3 (Ib, IIb, III) (см. рис. 19, в, г).

В «грубых» песчаных пакетах широко развиты неполные циклы подтипа F-1 (Ia, IIb) (см. рис. 19, е), среди которых или иногда самостоятельно встречаются неполные циклы с IIa пэц, относящиеся к подтипу D-1 (Ia, IIa) (см. рис. 19, д). «Тонкие» алевролит-аргиллитовые пакеты обычно состоят из циклов типа H, среди которых различаются подтипы H-1 (IIa, III), H-2 (IIa, III) и H-3 (IIb, III) (см. рис. 19, ж). Они же характерны и для терригенно-карбонатного флиша (см. рис. 19, з).

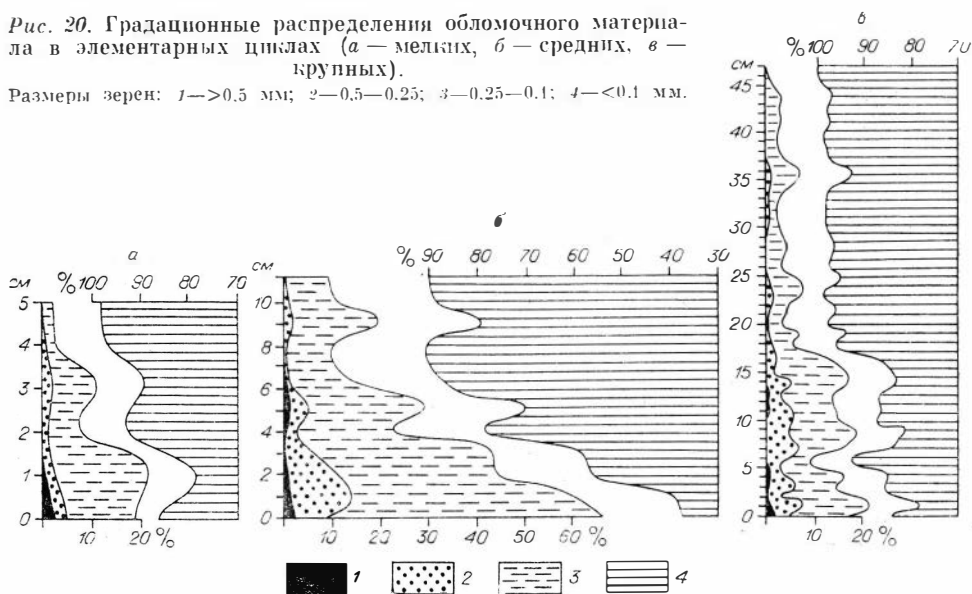
Модель мутьевых потоков (turbidity currents), предложенная Ф. Кюененом и К. Мильорини (Kuenen, Migliorini, 1950), наиболее полно объясняет природу образования этих элементарных циклов, отсутствие окатанности и градационную сортировку обломочного материала. Возникновение их, судя по приуроченности флишевых формаций к геосинклинальным областям, связано с активным тектоническим режимом на краях подводных склонов или трогов, по которым взмученный материал в виде суспензионного потока перемещался на более низкий гипсометрический уровень. Здесь при постепенном уменьшении скорости потока происходило последовательное выпадение в осадок сначала преимущественно более крупных и тяжелых частиц, а затем все более тонких. Это и обуславливало формирование I и II элементов цикла. При микроскопическом анализе пород жистыкской свиты (Гибшер, 1976) выясняется, что градационная сортировка начинается практически с первых сантиметров I эц в мелких (рис. 20, а) и средних (рис. 20, б) циклах и с первого десятка сантиметров в крупных (рис. 20, в). При этом иногда наблюдается «маятниковое» отклонение, т. е. при общей тенденции уменьшения размеров зерен имеют место «всплески» укрупнения зерен (см. рис. 20, в, 5—20 и 20—26 см). При наличии в цикле IIa пэц также происходит «всплеск» в крупности зерна (см. рис. 20, б, 9—10 см).

При движении поток разрушает и размывает предыдущий турбидит или тонкодисперсный осадок III эц. Следы этих механических воздействий запечатлеваются в виде отпечатков на нижней поверхности цикла. Наиболее часто в жистыкских отложениях встречаются язычковые формы размыва (flute marks) и системы длинных узких борозд и царапин воло-

* Классификация типов и подтипов элементарных циклов дана по Н. Б. Вассовичу (1948).

Рис. 20. Градационные распределения обломочного материала в элементарных циклах (а — мелких, б — средних, в — крупных).

Размеры зерен: 1—>0.5 мм; 2—0.5—0.25; 3—0.25—0.1; 4—<0.1 мм.



чения (furrow and groove marks), указывающие на северо-западное направление движения мутьевых потоков. Об этом же свидетельствуют и такие текстуры палеотранспорта, как косоволнистая слоистость в Па пэц, образующаяся, по мнению Р. Уолкера (Walker, 1965), при дальнейшем уменьшении скорости потока.

Интересно, что по характеру строения элементарных циклов флишевые отложения жистыкской свиты близки к флишу толщ 2 и 4 беретьской свиты ангалойского горизонта (см. 2.2.1.3). В них практически не встречается Па пэц (см. рис. 15), а наиболее широко представлены циклы подтипов С-1, С-3, F-1 и Н-3.

Флишевые образования толщи 3 беретьской свиты из-за постоянного присутствия Па пэ с конволютивной слоистостью в циклах резко отличаются от жистыкских. Для них характерны А-1, А-3, L-1 и Н-1 подтипы элементарных циклов (см. рис. 13). Это беретьский тип флиша. Пакеты с таким строением элементарных циклов встречаются и в циклопачке I жистыкской свиты.

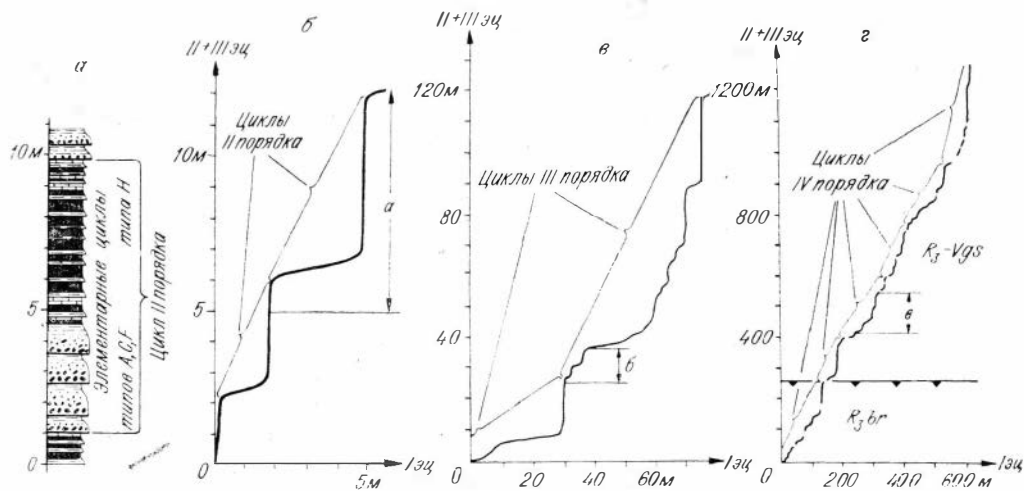


Рис. 21. Порядки циклов жистыкской свиты (объяснение см. в тексте).

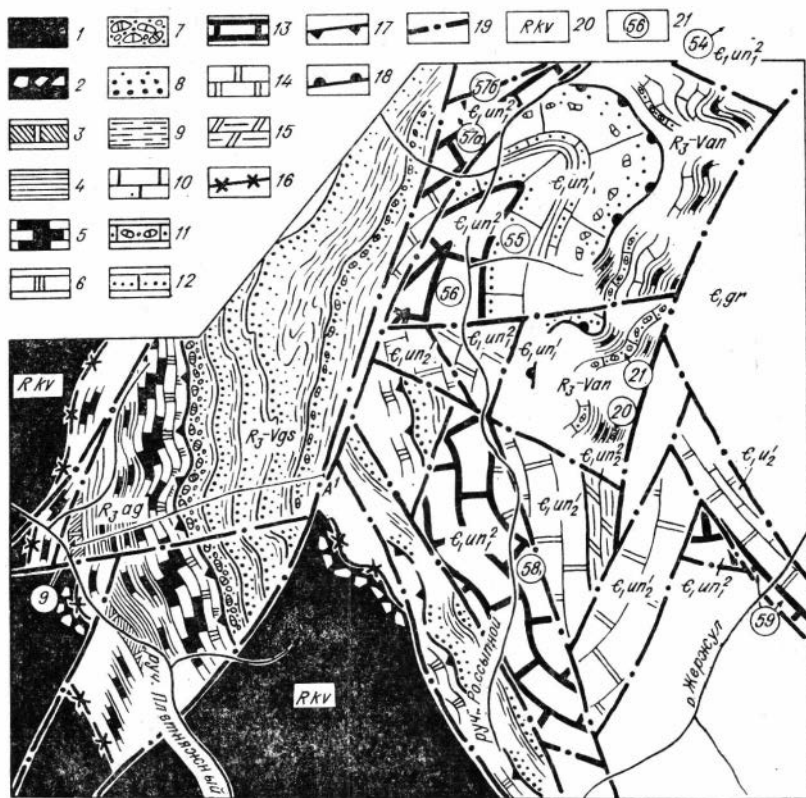


Рис. 22. Схематическая геологическая карта бассейнов руч. Плетняжного и Россыпного.

1 — вулканогенные образования; 2 — туфобрекчии «воронячинской» пачки; 3 — «серебрянские» доломиты; 4 — аргиллиты; 5 — черные известняки; 6 — темно-серые доломиты; 7 — конгломераты с карбонатной галькой и валунами; 8 — песчано-алевролитовая часть циклопачки; 9 — алевролит-аргиллитовая часть циклопачки; 10 — серые известняки; 11 — подводно-оползневые известняковые брекчии; 12 — известняки массивные, темно-серые, песчанистые (нижняя пачка баранчикской подсвиты); 13 — известняки белые, массивные, водорослевые (верхняя пачка баранчикской подсвиты); 14 — доломиты массивные, светлые (нижняя пачка иртышкнской подсвиты); 15 — мергели и глинистые доломиты пестроцветные плитчатые (верхняя пачка иртышкнской подсвиты); 16—18 — нижние границы горизонтов: 16 — ангалойского, 17 — анастасьинского, 18 — унгутского; 19 — тектонические нарушения; 20 — издексы серий, свит и подсвит: R₃k_v — рифея, кувайской серии, R₃ag — верхнего рифея, ангалойской свиты, R₃ — V, gs — верхнего рифея—веда, жистыкской свиты, R₃ — Van — анастасьинской свиты, E₁un — унгутской свиты нижнего кембриа, E₁un₁ — баранчикской и E₁un₂ — иртышкнской подсвиты, E₁gr — жержульской свиты; 21 — местоположение палеонтологических остатков и списки смотри: № 9 на рис. 5; № 20, 21 на рис. 18, № 55—59 на рис. 32, № 54 — *Eriphyton scapulum* Korde, *Razumovskia* sp.

Необходимо отметить два момента, отличающих оба типа флишей. Во-первых, цемент пород беретского флиша преимущественно карбонатный, а жистыкского — глинисто-хлоритовый. Во-вторых, направление палеотранспорта: для первого — северо-западное, а для второго — юго-восточное как в беретской, так и в жистыкской свитах. Различия в строении флишей, по-видимому, обусловлены разнообразием типов мутьевых потоков и других механизмов переноса осадка (Дафф и др., 1971).

В обнажениях наблюдается группировка элементарных циклов в циклы II порядка (рис. 21, а, б). В них элементарные циклы с песчаной составляющей I эц (типы А, С, F) приурочены к нижней части, а с алевролит-аргиллитовой — к верхней (циклы типа H). Анализ соотношения размеров I эц (ось абсцисс) ко II и III эц (рис. 21, в, ось ординат) дает возможность выделить циклы II порядка. На рис. 21, г видно, как циклы II

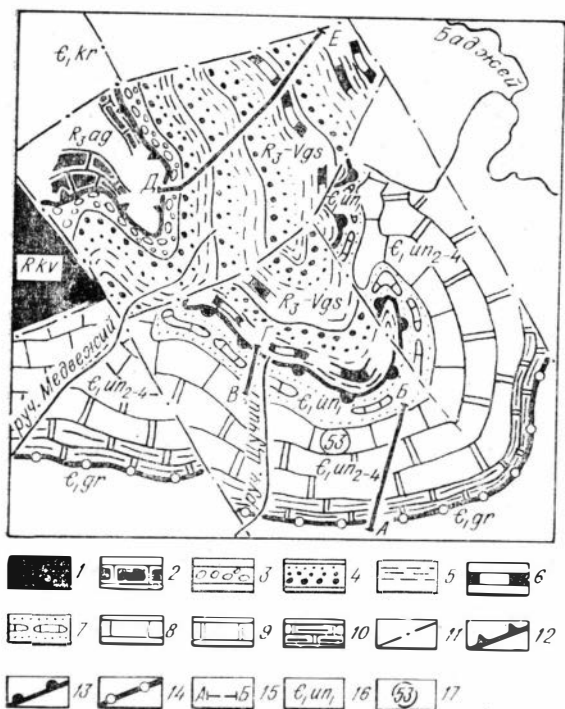


Рис. 23. Схематическая геологическая карта Нижнеколбинского участка.

1 — эффузивы; 2 — известняки массивные брекчиевидные; 3 — конгломераты; 4 — песчано-алевролитовая часть циклопачек; 5 — алевро-аргиллитовая часть циклопачек; 6 — известняки глинистые плитчатые; 7 — конгломерато-брекчии известковистые крупноглыбовые и песчаники; 8 — известняки светлые, массивные водорослевые; 9 — доломиты массивные; 10 — доломиты плитчатые; 11 — разломы; 12—14 — нижние границы горизонтов: 12 — анастасьинского (жистыкская свита), 13 — унгутского, 14 — жержульского; 15 — линии геологических профилей; 16 — индексы стратиграфических подразделений: R_3kv — верхнего рифея, кувайской серии; R_3vgs — верхнего рифея — венда, жистыкской свиты; E_1un — нижнего кембрия, баранчикской подсвиты унгутской свиты; E_1un_2-4 — нижнего кембрия, нерасчлененные верхи унгутской свиты; E_1gr — нижнего кембрия, жержульской свиты; 17 — местонахождение и списки окаменелостей (см. рис. 32).

рис. 18, м, н). Причем развит только жистыкский тип флиша. В отличие от Жистыкского участка циклопачка 1 на Плетняжном и Нижнеколбинском участках представлена в основном терригенными породами, сгруппированными в элементарные циклы С-1, С-3, Г-1 (см. рис. 19, в, г, е) в нижней части (150—170 м) и циклы Н (см. рис. 19, ж) в верхней (60—70 м). Отмечаются лишь единичные пласты (до 30 см) черного известняка. В основании циклопачки на первом участке слой конгломерата мощностью до 70 м, залегающий на ангалойских известковых доломитах пачки 6 (см. рис. 9; 22), представлен в основном (до 97%) валунами (30—70 см) и галькой светло-серых массивных доломитов и темно-серых мелкозернистых массивных известковистых доломитов, типичных для ангалойской пачки 6 этого района. Карбонатные обломки со сглаженными углами и выступами имеют неправильную форму. Кроме них встречается хорошо окатанная галька (1—6 см) светлых кварцитов и очень редко габброидов. Крупные обломки и галька заключены в известковисто-граувакковом песчано-алевритистом цементе, в составе которого 24% кварца, 12% плагиоклаза, до 4% калиевого шпата, 18% обломков магматических, метаморфических и кислых эффузивных пород, до 15% карбонатных пород и более 20% обломков основных эффузивов и туфов.

порядка группируются в разрезе в циклы III, а на рис. 21, д последние — в циклы IV порядка. Установленные при площадном картировании циклопачки жистыкской свиты относятся именно к циклам IV порядка, отражающим крупные этапы седиментации, проявляющиеся в пределах всего бассейна осадконакопления. Это дает возможность использовать циклопачки как корреляционные подразделения внутри жистыкской свиты и на других участках.

2.2.2.1.1.2. Плетняжный, Нижнеколбинский и Таловский участки. Отложения жистыкской свиты на Плетняжном участке развиты в трех тектонических блоках, но наиболее полно обнажаются в восточном — на водоразделе руч. Плетняжного по Россыпного (рис. 22) в крупной моноклиальной структуре (см. рис. 9) субмеридионального простирания. На Нижнеколбинском участке отложения этой свиты выполняют ядро крупной антиклинали, срезанной с северо-запада разломом (рис. 23, 24).

Так же, как и в стратотипе, здесь устанавливаются пять крупных седиментационных циклов (см.

Зерна неокатаны и лишены какой-либо сортировки.

На Нижнеколбинском участке конгломераты (30 м) в основании циклопачки 1 представлены хорошо окатанной галькой (3—30 см) метаморфических, магматических и кислых эффузивных пород (до 60%), основных эффузивов и их туфов (30%), кварцитов, кварца, кремней (10%). Обломки сцементированы глинисто-хлоритовым материалом.

Суммарная мощность циклопачки 1 на Плетняжном участке 290 м, на Нижнеколбинском — 260 м.

В циклопачке 2 на двух участках (см. рис. 18, *м, н*) более резко, чем на р. Жистык обособливается нижний «грубый» член с большим количеством граувакковых песчаников в циклах С-1, С-3, F-1, редко А-1 и D-1 (см. рис. 19, *б—е*) и верхний с тонкими терригенными и карбонатными породами в циклах Н (см. рис. 19, *ж, з*). Причем на Плетняжном в III эц широко развиты чистые и глинистые тонкоплитчатые известняки, а на втором участке они встречаются реже. Мощность циклопачки 2 на Плетняжном участке 350 м, а на Нижнеколбинском — 330.

Циклопачка 3 на Плетняжном участке в основном сохраняет свою индивидуальность, т. е. характеризуется чередованием «грубых» и «тонких» пакетов, где по мощностям доминируют «тонкие» (рис. 18, *н*). В элементарных циклах типа II в большом количестве встречаются известняки (см. рис. 19, *ж*). Мощность пачки 250 м.

На Нижнеколбинском участке мощность циклопачки достигает 290 м. Карбонатные породы сконцентрированы в последнем «тонком» пакете в верхних 80 м (см. рис. 18, *м*).

Циклопачка 4 в обоих разрезах резко отличается от подстилающей преобладанием песчаников (см. рис. 18, *м, н*). Они вместе с алевролитами сгруппированы в циклы А-1, С-1, С-3, F-1 (см. рис. 19, *б—г, е*). В 120 и 280 м от основания циклопачки на первом участке и в 120 и 230 м на втором развиты пакеты, в которых доминируют алевролиты и аргиллиты, составляющие элементарные циклы типа Н (см. рис. 19, *ж, з*). В верхнем пакете в отличие от Жистыкского участка встречается достаточно много известняков. Мощность циклопачки 4 на Плетняжном участке 370 м, а на Нижнеколбинском превышает 340 м, которые были замерены до разлома, прерывающего разрез.

Описанное строение жистыкской свиты характерно и для Таловского участка, охватывающего левобережье р. Жержул и в бассейне р. Таловки (см. рис. 2). Здесь можно заметить

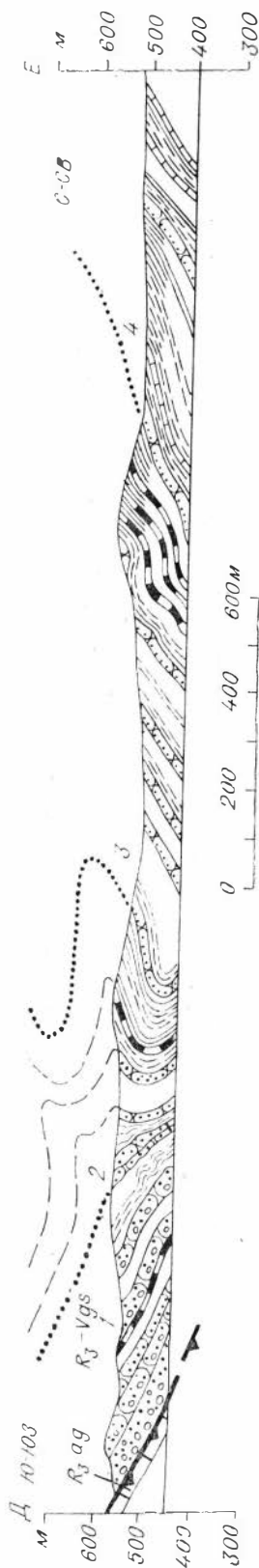


Рис. 24. Геологический профиль по отложениям жистыкской свиты на Нижнеколбинском участке (см. рис. 23).
Условные обозначения см. на рис. 18.

Состав песчаников и алевролитов жистыкской свиты

Состав, %	р. Жистык	руч. Плет- няжский	Нижнекол- бинский участок
Кварц	10—32	13—32	8—33
Плагиоклаз	8—23	12—33	12—24
Калиевый полевой шпат	2—12	3—9	3—6
Обломки МТМ, МГ* и кислые эффу- зивные породы	6—24	8—18	10—30
Обломки основных эффузивов	11—42	4—19	4—26
Матрикс	10—36	10—32	15—34

* МТМ — метаморфические, МГ — магматические породы.

только некоторые из четырех циклопачек, так как серией субмеридиональных разломов нарушена общая последовательность разреза (см. рис. 2; 18, и).

Таким образом, для всех участков (см. рис. 18, б — ж, и, м, н) разрез основной части жистыкской свиты остается в целом одинаковым: различия наблюдаются только в составе базальной пачки и намечается общая тенденция увеличения карбонатных пород на юго-восток в остальных циклопачках. Очевидно, на всей этой обширной территории на протяжении длительного времени существовал устойчивый режим осадконакопления, в основном связанный с деятельностью мутьевых потоков, которые переносили с северо-запада со склонов активноживущих кордильер весь терригенный материал. Об этом свидетельствует флишевый характер строения разрезов, плохая степень обработки обломочного материала и большая близость его состава в разных местах (табл. 3).

На Плетняжном и Нижнеколбинском участках, как и на Жистыкском, вверх по разрезу намечается увеличение количества калиевых полевых шпатов и уменьшение обломков пород как метаморфических и магматических, так и эффузивных, в том числе и основного состава. Последнюю тенденцию можно объяснить с позиций постепенного затухания вулканической деятельности, возможно, существовавшей на западе Манского прогиба (см. 2.2.1.4), максимум которой, а также наибольшая активность блоковых движений проявились на рубеже ангалойского и анастасьинского времени. Отражением этих событий явилось образование «гребешковских» конгломератов и его аналогов на других участках, а также смещение в анастасьинское время условий флишеобразования из Беретьской зоны на значительную часть Иержульской.

Ц и к л о п а ч к а 5 в противоположность основной части жистыкской свиты отличается своей изменчивостью по простиранию. На Плетняжном участке (см. рис. 18, н) она, как и на Жистыкском, еще имеет флишевый облик, но в ее основании обособляется слой конгломератов (5—8 м), являющийся хорошим маркером, отделяющим циклопачку 5 от нижележащей. В гальке (1—7 см) преобладают серые и черные известняки, в которых часто сохраняются слоистые текстуры. Форма обломков угловатая, плитчатая, округлая. Обломочный материал заключен в песчаной массе грауваккового состава, сцементированной известково-хлоритовым материалом. Верхняя часть пачки срезана разломом. Неполная мощность ее 260 м. На площади среди алевролитов и аргиллитов встречаются и темно-серые плитчатые и серые массивные известняки.

В бассейне ручьев Россыпного, Массальского и Дикого (см. рис. 2) в составе циклопачки 5 выше слоя конгломератов наблюдается постепенное увеличение количества известняков (см. рис. 18, а). В 40 м от кровли циклопачки на руч. Массальском в темно-серых толсто плитчатых известняках обнаружены хиолителльминты: *Cambrotubulus* sp., *Hyolithellus* sp.,

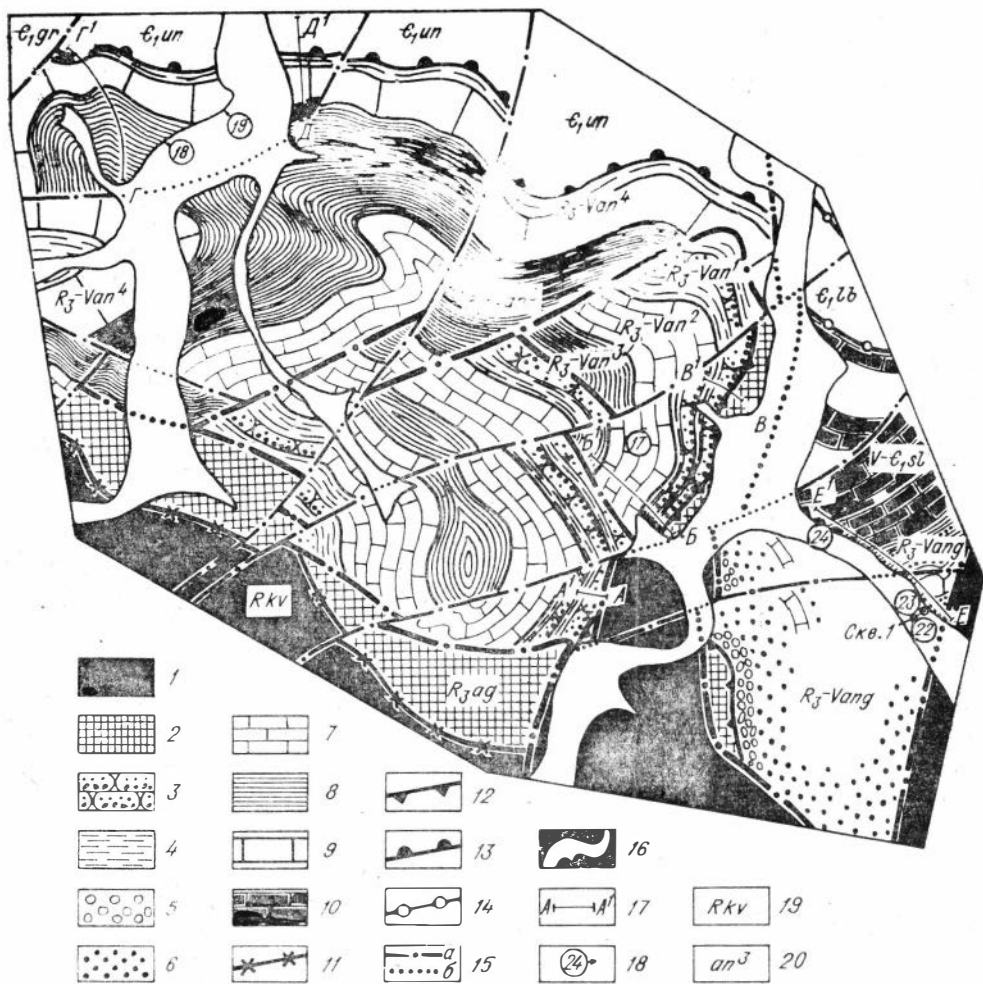


Рис. 25. Схематическая геологическая карта Анастасьинского участка.

1 — вулканогенные образования кувайской серии; 2 — отложения ангалского горизонта; 3 — грауввакковые песчаники и алевролиты; 4 — алевролиты и аргиллиты; 5 — конгломераты; 6 — кварцевые песчаники; 7 — известняки пачки 2 анастасьинской свиты; 8 — ритмичное чередование известняков, алевролитов и аргиллитов пачки 3 анастасьинской свиты; 9 — известняки пачки 4 анастасьинской свиты; 10 — известняки солбиинской свиты; нижние границы горизонтов: 11 — ангалского, 12 — анастасьинского, 13 — унгутского, 14 — жеркульского; 15 — тектонические нарушения (▲ — картируемые; 6 — скрытые); 16 — аллювиальные отложения речных долин; 17 — линии геологических профилей (см. рис. 25); 18 — местонахождение палеонтологических остатков и номер списка (см. рис. 18); 19 — индексы свит и серий: kv — кувайская серия, свиты: ag — ангалской, an — анастасьинской, un — унгутской, sl — солбиинской, lb — лейбинской; 20 — индексы пачек анастасьинской свиты.

известью выделяющие водоросли *Epiphyton* sp., *Girvanella problematica* Nich. et Eth. и крибрициаты *Ramifera* sp. (см. рис. 18, л, № 15).

Наиболее полно основная часть циклопачки обнажена по правому берегу р. Маны против устья р. Жеркул в Иртышкинских скалах (см. рис. 18, к). Здесь под толстоплитчатыми серыми известняками унгутской свиты, как и на руч. Массальском, развит пакет зеленых аргиллитов (30 м) с тонкими (0,5—1,5 см) прослоями серых известняков. Этот пакет играет роль маркера, позволяющего четко фиксировать кровлю жистыкской свиты, несмотря на то, что массивные и толстоплитчатые разности известняков, характерные для вышележащей унгутской свиты, встречаются в верхней части циклопачки 5, а тонкоплитчатые темные известняки проходят в унгутскую свиту (см. 2.3.1.1.1.1).

Под аргиллитами выделяется пакет (210 м) тонкого ритмичного чередования серых и темно-серых, средне- до тонкоплитчатых известняков

и зеленых аргиллитов (см. рис. 18, *к*). В кровле пакета в разрезе антиклинали между поселками Бол. и Мал. Унгут найдены водоросли: *Epiphyton scapulum* Korde, *E. fruticosum* Korde, *E. sp. nov.*, *Proaulopora rarissima* Vol., *P. sp. Girvanella problematica* Nich. et Eth. (см. рис. 18, *к*, № 16). Здесь же в обнажении видны пласты известняков, которые по простирающую переходят во взломанные подводно-оползневыми процессами брекчии. Ниже по разрезу выделяется пакет черных тонко- и среднеплитчатых известняков (140 м).

По характеру строения тонкое ритмичное чередование аргиллитов и известняков циклопачки 5 рассмотренного участка можно отнести к разряду контуритов (Вонна, 1972), сходных с IIb лэд и III эд жистыкского флиша (см. рис. 19). Замещение флиша контуритами (см. рис. 18, *а*, *з—л*, *н*) проливает свет на природу последних. Донные течения, как продолжение мутьевых потоков, переносили самый тонкий терригенный материал из области флишеобразования в районы хемогенного карбонатакопления, где он осаждался в виде терригенных прослоев, нарушая непрерывность известкового осадка. С наиболее сильными мутьевыми потоками, возможно, были связаны и подводно-оползневые дислокации разреза антиклинали ниже пос. Бол. Унгут.

Специфика циклопачки 5 Таловского участка подчеркивает общую тенденцию увеличения карбонатности вверх по разрезу жистыкской свиты, обусловленную постепенной сменой режима осадконакопления к концу анастасьинского времени. Но, если в пределах Жистыкского участка эта смена приурочена практически к границе жистыкской и унгутской свит, то на Таловском участке она началась значительно раньше. Это обусловило тесные взаимоотношения между свитами и некоторую условность границы между ними (Гудымович, 1970).

На Нижнеколбинском и, возможно, Плетняжном участках смена режима произошла значительно позже — внутри унгутского горизонта (см. 2.3.1.1.3).

2.2.2.1.2. Анастасьинский тип разреза. В юго-восточном фазе Жержульской структурно-фациальной зоны анастасьинский горизонт представлен, как уже отмечалось выше, одноименной свитой. Наиболее широко и полно она развита в междуречье Колбы и Кувай (рис. 25), где был установлен ее стратотип (Хоментовский и др., 1960). Разрез нижней части свиты лучше всего обнаружен на левобережье р. Кувай, а для верхней — по обоим бортам долины р. Колбы в районе пос. Анастасьино. Четкое деление анастасьинской свиты на четыре маркирующие пачки (Хоментовский, Гибшер, 1973) дало возможность откартировать свиту на этой территории и увязать отдельные разрезы.

П а ч к а 1 (см. рис. 18, *т*; 26, А—А¹, Б—Б¹, В—В¹) сложена граувакковыми слюдистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами зеленовато-серого цвета с типично жистыкским характером строения флишевых элементарных циклов (см. 2.2.2.1.1.1).

По левобережью р. Кувай у пос. Спирино (см. рис. 18; 26) на массивных серых и плитчатых темно-серых известняках ангалойского горизонта залегают (снизу вверх):

Мощность, м

- | | |
|--|-----|
| а) дресвяники, представленные обломками серых известняков и доломитов, заключенных в песчано-алевритистый матрикс. В левом борту руч. Татарского (рис. 26, В—В ¹) мощность составляет 45 м, а в 3,5 км к юго-западу на правобережье руч. Скотского она возрастает до 80 м (рис. 26, А—А ¹). В нижних 40—50 м разреза дресвяники замещаются крупногалечными конгломератами того же состава; | |
| б) алевролиты и аргиллиты с тонкими прослоями глинистых известняков с флишевым строением типа Н (см. рис. 19, <i>ж</i> , <i>з</i>) | 75 |
| в) песчаники и подчиненные им алевролиты, составляющие элементарные циклы подтипов С-1, С-3, D-1, F-1 (см. рис. 19, <i>а</i> , <i>з—е</i>). Иногда среди песчаников отмечаются линзы мелкогалечного конгломерата. | 80 |
| г) алевролиты, аргиллиты и известняки, аналогичные построению «б». | 120 |

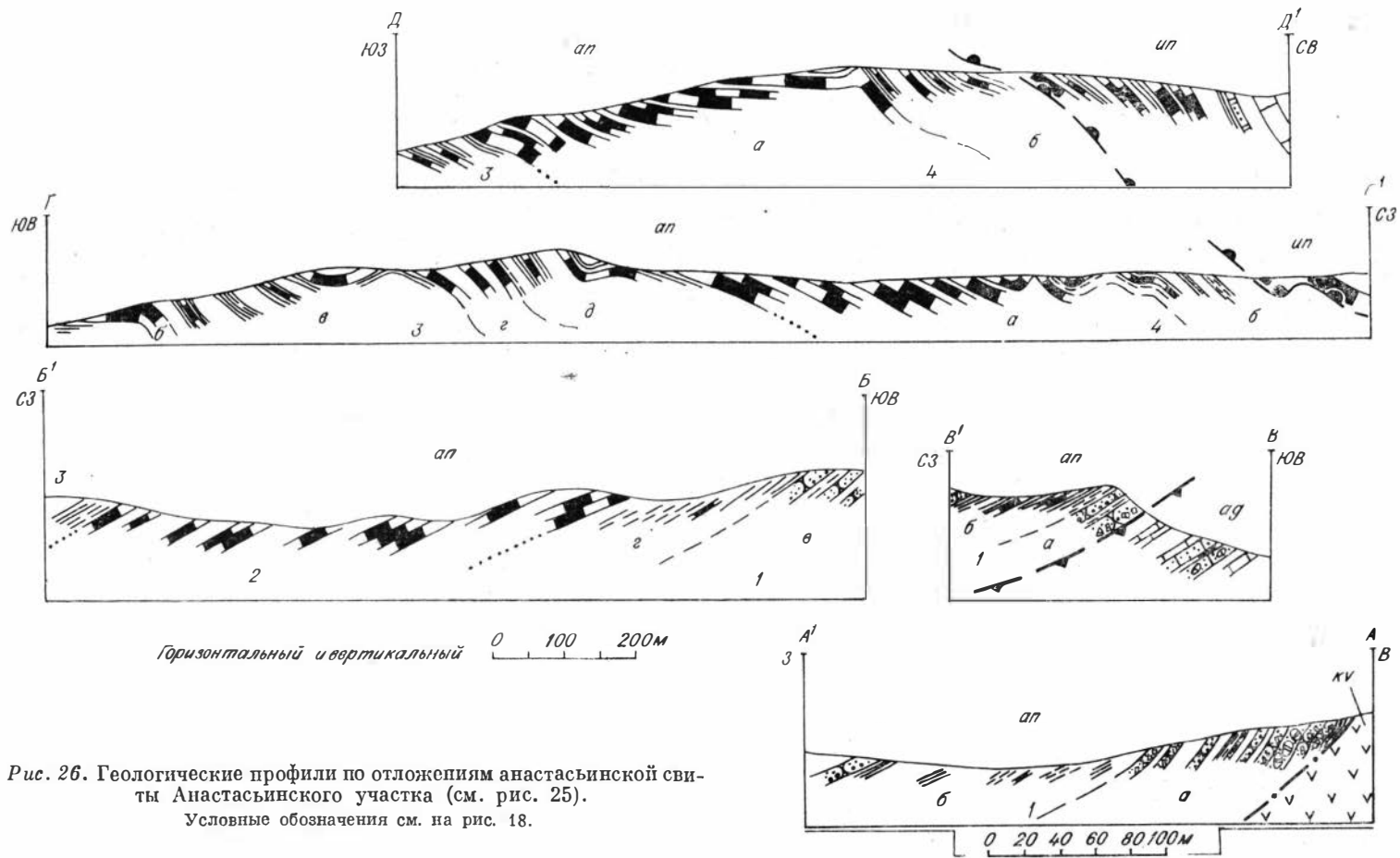


Рис. 26. Геологические профили по отложениям анастасьинской свиты Анастасьинского участка (см. рис. 25).
Условные обозначения см. на рис. 18.

Общая мощность пачки 1 составляет 320—360 м.

По составу обломочного материала в пачке 1 выделяются две группы песчаников и алевролитов. Для первой, большей, характерно 10—15% кварца, 5—45% полевого шпата (в основном плагиоклаза), 60—90% обломков пород, преимущественно основных эффузивов и их туфов. Они относятся, по классификации В. Д. Шутова (1967), к кварц-граувакковому, полевошпат-кварц-граувакковому, собственно граувакковому и кварц-полевошпат-граувакковому типам. Для второй, меньшей, группы кварц составляет 55—80%, полевые шпаты (преобладают калишпаты) 10—30% и обломки пород 10—20%. Это типы граувакковых аркоз, собственно аркоз и полевошпат-кварцевых терригенных пород.

Наличие двух групп песчаников и алевролитов в нижней пачке анастасьинской свиты связано с поступлением обломочного материала с двух различных областей сноса. Основная масса его переносилась мутьевыми потоками с области развития кувайских вулканогенных образований, чем и обусловлен флишевый характер строения пачки. Кварцевый и аркозовый материал поступал в южный фас Жержульской зоны с древних кристаллических глыб, обрамляющих Солбинскую структурно-фаціальную зону.

П а ч к а 2 (см. рис. 18, ф; 25; 26, Б—Б¹) представлена преимущественно черными плитчатыми известняками, содержащими тонкие прослои зеленых аргиллитов. Изредка встречаются известковистые песчаники и алевролиты. В известняках установлены микрофитоциты: *Osagia tenuilamellata* Reitl., *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur., *Radiosus* sp., *Vesicularites* sp. (см. рис. 18, ф; 25; 26; Б—Б¹, № 17). Общая мощность пачки 210 м.

По своему строению пачка близка нижнему пакету циклопачки 5 Иртышского разреза (см. 2.2.2.1.1.2).

П а ч к а 3 (см. рис. 25) наиболее полно вскрывается в долине р. Колбы, где составлен следующий разрез (см. рис. 18; 26):

На правом берегу р. Колбы в 1,5 км ниже устья руч. Воронячего (см. рис. 18, у; 25) на известняках пачки 2 залегают слои «а» (до 60 м) тонкого ритмичного переслаивания зеленых алевролитов (3—5 см), аргиллитов (1—3 см), чередующихся с глинистыми или чистыми известняками (3—8 см). Пласты алевролитов имеют четкую нижнюю и верхнюю границы, достаточно хорошо сортированный обломочный материал, равномерное, а не градианное распределение зерен. Обычными для этих пластов являются косая и косоволнистая слоистость. По этим характеристикам их можно отнести к разряду контуритов (Воша, 1972)

Аргиллиты с тонкой горизонтальной слоистостью вместе с известняками напоминают III элемент флишевых циклов (см. рис. 19). Подобные сочетания с контуритами отмечают J. Anketell и J. Lowell (1976) в нижнелландоверийских песчаниках Центрального Уэльса. Они также находят связь последних с турбидитами.

Основная часть разреза пачки 3 вскрыта шурфами на водоразделе р. Колбы и руч. Мал. Желанык (см. рис. 26, Г—Г¹) и сдублирована по береговым обнажениям левого борта р. Колбы ниже устья этого ручья. Здесь она представлена слоями двух типов: карбонатными и терригенно-карбонатными. Карбонатные слои (3б (20 м) в основании разреза и слой 3г (70 м) в 165 м выше по разрезу (см. рис. 18, м)) характеризуются чередованием тонко- и среднелитчатых темно-серых известняков, расслоенных тончайшими пропластками зеленого аргиллита, по строению идентичных пачке 2 анастасьинской свиты.

Терригенно-карбонатные слои представлены переслаиванием алевролитов, реже алевропесчаников с косоволнистой слоистостью, аргиллитов с горизонтальной слоистостью и тонких серых известняков, среди которых часто встречаются взломанные подводно-оползневными дислокациями пласты с разорванными, подогнутыми и надвинутыми одна на другую плитками известняка, заключенными в зеленый аргиллитовый матрикс. Они так же, как и слой 3а, относятся к разряду контуритов. Таких слоев в разрезе левобережья р. Колбы два: нижний — слой 3в (145 м) в 20 м от основания и верхний — слой 3д (110 м) в кровле пачки (см. рис. 18, м).

Мощность замеренной здесь части разреза пачки 3 составляет 345 м. Общая мощность пачки превышает 400 м.

В известняках верхнего пакета обнаружены водоросли: *Renalcis gelatinosum* Korde и *Epiphyton* sp. (см. рис. 18, м; 25, № 18).

П а ч к а 4 завершает разрез анастасьинской свиты (см. рис. 25). Ее строение изучалось в двух пересечениях — по линиям горных разрабо-

ток на водоразделе руч. Мал. Желанык и р. Колбы (см. рис. 18, *т*; 26, Г—Г¹) и по правому борту р. Колбы ниже пос. Анастасьино (см. рис. 26, Д—Д¹).

В указанных разрезах (см. рис. 18, *с*, *т*) на отложениях пачки 3 согласно залегают (снизу вверх):

а) известняки темно-серые до черных, редко серые, тонко-, средне- и толстоплитчатые, расслоенные тончайшими пропластками зеленых аргиллитов. Иногда в известняках наблюдается песчаная и алевролитовая примесь кварца, полевых шпатов и слюды. Мощность 210 м.

В 60 м от его кровли по левому борту р. Колбы повторены сборы (Хоментовский и др., 1960) и дополнены новыми формами хиолителминтов: *Anabarites tristichus* Miss., *A. trisulcatus* Miss., *A. sp.*, *Hyolithellus* ex. gr. *tenuis* Miss. · *Hyolithelminthes* sp. (см. рис. 18, *т*; 25, № 19).

б) алевролиты и аргиллиты зеленого цвета, слюдястые, с косоволнистой и горизонтальной слоистостью, переслаивающиеся с глинистыми и чистыми известняками, в которых встречаются текстуры подводноползневой взламывания пластов. По характеру строения и состава подобны пакетам пачки 3. Мощность 120 м. Мощность всей пачки 330 м.

П а ч к а 4 перекрывается слоем массивных темно-серых водорослевых известняков унгутского горизонта.

Общая мощность анастасьинской свиты в стратотипической местности несколько превышает 1300 м, замеренные в обнажениях.

2.2.2.1.3. Сравнение жистыкского и анастасьинского типов разрезов.

Несмотря на преобладание в жистыкском разрезе граувакк, а в анастасьинском известняков, их удается скоррелировать благодаря наличию маркеров, прослеживающихся из одного участка в другой. В основании разрезов практически повсеместно развиты конгломераты, залегающие на карбонатных отложениях ангалойского горизонта (см. 2.2.1). Циклопачка 1 жистыкской свиты является несомненным аналогом слоев «а» и «б» пачки 1 анастасьинской свиты, также образующих крупный цикл (см. рис. 18). Циклопачка 2 жистыкской свиты, в верхней половине которой к юго-востоку (см. рис. 18, *н*, *р*) резко увеличивается число прослоев известняков, может быть сопоставлена с верхними слоями «в» и «г» пачки 1 и всей известняковой пачкой 2 (см. рис. 18, *ф*). Сложнее доказать соответствие циклопачек 3, 4 и низов 5-й контуритам пачки 3 анастасьинской свиты, так как в последней цикличность не выражена столь отчетливо. Это удастся сделать основываясь на постепенном увеличении в составе пачки 3 к северо-западу от бассейна р. Колбы прослоев граувакковых песчаников и появлении в ней в бассейне руч. Россыпного на уровне основания слоев «д» известняковых конгломерато-брекчий, характерных для подошвы циклопачки 5 Плетняжного участка (см. рис. 18, *о—м*).

Разрез руч. Россыпного по всем признакам является переходным. В нем известняки пачки 4 анастасьинской свиты начинают чередоваться с аргиллитами, алевролитами, песчанистыми известняками и подводноползневыми карбонатными брекчиями, в обломках и цементе которых присутствуют водоросли (см. рис. 18, *н*, № 21). В верхней части пачки, как и у пос. Бол. Унгут (см. рис. 18, *к*), обособливаются маркирующие зеленые аргиллиты, перекрытые водорослевыми известняками баранчикской подсвиты вышележащей унгутской свиты (см. 2.3.1).

Несмотря на определенную общность анастасьинской и жистыкской свит, достаточно существенны и фациальные изменения в зоне перехода от одного типа разреза к другому. Так, повышенная карбонатность циклопачки 2 жистыкской свиты в анастасьинской свите выражается в обособлении самостоятельной известняковой пачки 2. Турбидиты вышележащих циклопачек сменяются контуритами, чередующимися с аргиллитами и известняками, а на уровне циклопачки 5 в большом количестве замещаются известняками пачки 4 анастасьинской свиты. Такое замещение граувакк на существенно карбонатные осадки, видимо, связано с относительно более стабильным тектоническим режимом южного фаса Жержульской зоны,

где в спокойных условиях развивалось хемогенное карбонатакопление, которое прерывалось привносом донными потоками тонкого терригенного материала из более активной части зоны.

Наличие в бассейне руч. Россышного и в верховье р. Жержул переходной зоны не случайно. Параллельно ей располагалась активно живущая зона Плетняжного и Нижнеколбинского участков, которая являлась барьером для проникновения мутьевых потоков в область накопления анастасьинских карбонатов. С этой зоной, видимо, были связаны подводно-оползневые процессы, нарушавшие слоистую структуру известняков в районе руч. Россышного.

2.2.2.2. Солбинская структурно-фациальная зона

В Солбинской структурно-фациальной зоне анастасьинский горизонт представлен ангульской свитой (Шенфильд и др., 1976) и нижней частью мощной карбонатной толщи, сходной по составу и строению с анастасьинской свитой, но занимающей более высокое стратиграфическое положение — на уровне пачки 4 этой свиты и унгутского горизонта. Поэтому эта толща, наиболее представленная в бассейне рек Солбии и Кирзы, выделяется нами в новую свиту — солбинскую — и подробно будет рассмотрена в разделе 2.3.1.

2.2.2.2.1. **Ангульский тип разреза.** Ангульская и солбинская свита развиты в юго-западном крыле Солбинской синклинали, где они прослеживаются узкой полосой (2—4 км) от верховьев лога Горюнова и р. Кирзы на юго-восток в долину р. Маны у дер. Ангул и дальше в бассейн руч. Кутурчина (см. рис. 2), осложненной поперечными сдвигами. Наиболее полно ангульская свита изучена на склонах горы Лысой в 3 км к востоку от дер. Спирино, в верхнем течении р. Солбии и по правому борту р. Крол в железнодорожной срезке от устья руч. Большого. На горе Лысой на доломитах ангалойского горизонта (рис. 27) моноклинально залегают (см. рис. 18, *и*):

Мощность м,

П а ч к а 1 — конгломераты, аналогичные слоям и линзам, описанным в ангалойской свите (см. 2.2.1.2), содержащие хорошо окатанную гальку (3 — 5, реже 10 — 30 см) магматических и метаморфических пород — 24%, основных эффузивов и туфов — 62%, кислых эффузивов — 12%, редко встречается галька кристаллических известняков. Среди оконгломератов обособливаются линзовидные пласты (до 2 м) крупнозернистых зеленых полимиктовых песчаников и гравелитов примерно того же состава, что и конгломерат 100

П а ч к а 2 — гравелиты, песчаники и аргиллиты. Выделяется несколько однотипно построенных пакетов (рис. 28, *а*), нижняя часть (8—15 м) которых состоит из пластов (0,4—1 м) серых крупнозернистых кварцевых песчаников с клиновидной разнонаправленной крупной косой слоистостью (рис. 28, *б*) и пластов (1,5—2 м) песчаников с мульдобразной косой слоистостью и с гравелитовым материалом в основании каждой косой серии (рис. 28, *в*). Верхняя часть пакетов (5—7 м) представлена пластами (0,3—0,8 м) среднезернистых зеленовато-серых аркозовых песчаников со знаками асимметричной ряби течения и волнистыми прерывистыми прослойками зеленых или лиловых аргиллитов, выполняющих впадины между гребнями ряби (рис. 28, *г*) или образующих прослои до 1 см, приуроченными к верхам пакетов 130

П а ч к а 3 сложена розовыми крупнозернистыми кварцевыми песчаниками, которые образуют пласты по 0,5—3 м с хорошо выраженной косой слоистостью типа, указанного на рис. 28, *б*, и рябью течения на плоскостях напластования. Иногда они разделяются тонкими прослойками лиловых аргиллитов (рис. 28, *д*)

На Южном склоне горы Лысой обнажены нижние 70 м пачки, а верхняя ее часть (60 м по мощности) вскрыта в дорожной срезке по правому борту р. Солбии выше устья руч. Бол. Скакунец (см. рис. 18, *и*): Общая мощность пачки, видимо, превышает 130 м, замеренные непосредственно в обнажениях.

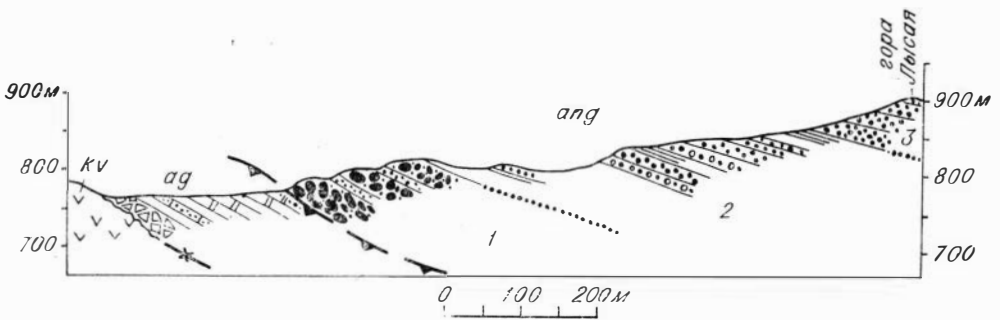


Рис. 27. Геологический профиль по отложениям ангульской свиты на горе Лысой. Условные обозначения см. на рис. 18.

Мощность, м

Пачка 4 картируется по правому берегу р. Кирзы и на северном склоне горы Лысой. Представлена чередованием пластов серых и зеленовато-серых кварцевых и аркозовых косослоистых песчаников (1—2 м) и пакетов зеленых алевролитов и аргиллитов (3—8 м) с мелкой косоволнистой, клиновидной, мульдобразной и тонкой горизонтальной слоистостью (рис. 28, е) В верхней части пачки среди зеленых алевролитов и аргиллитов появляются глинистые и чистые известняки, которые постепенно сменяют терригенные породы в основании солбининской свиты

120

Суммарная мощность ангульской свиты в Солбининской зоне не менее 560—600 м.

Основная масса песчаников свиты отличается высокой степенью обработки и сортировки обломочного материала. Они представлены крупно- и среднезернистыми разностями, цемент которых относится к типу регенерационно-порового и выполнен регенерационным кварцем. Обломочный материал песчаников пачек 3 и 4 состоит из кварца — 70—96%, полевых шпатов (в основном калиевых) — 3—30%, обломков пород, преимущественно метаморфических и магматических и кислых эффузивных — 5—25% (рис. 29). Более высокое содержание обломков пород до 45% и полевых шпатов до 25% в пачке 2. Липзы песчаников и цемент конгломератов пачки 1 относятся к группе полимиктовых. В них количество обломков пород, среди которых много основных эффузивных и их туфов, 5—70%, а полевых шпатов достигает 55%.

В юго-восточном направлении в составе обломочного материала конгломератов и нижних пачек песчаников все больше преобла-

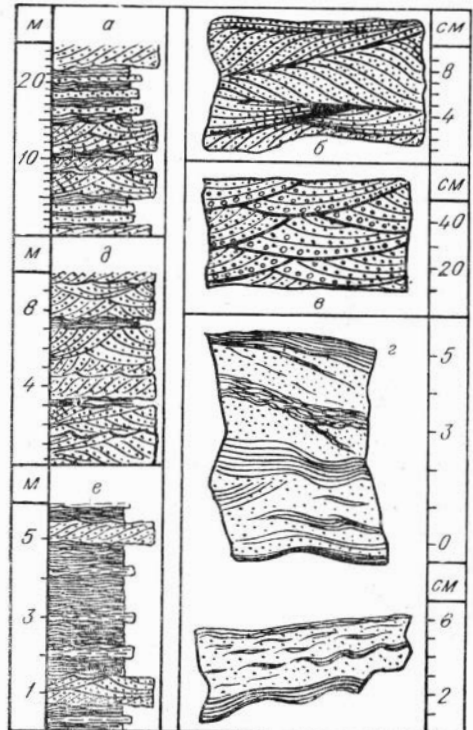


Рис. 28. Текстуры песчаников ангульской свиты и детали строения пачек. а — детали строения пакетов пачки 2; б — слоистость; в — косая клиновидная, г — косая мульдобразная, д — прерывистая волнистая; е, е — детали строения; ж — пачки 3, з — пачки 4. (Объяснение см. в тексте).

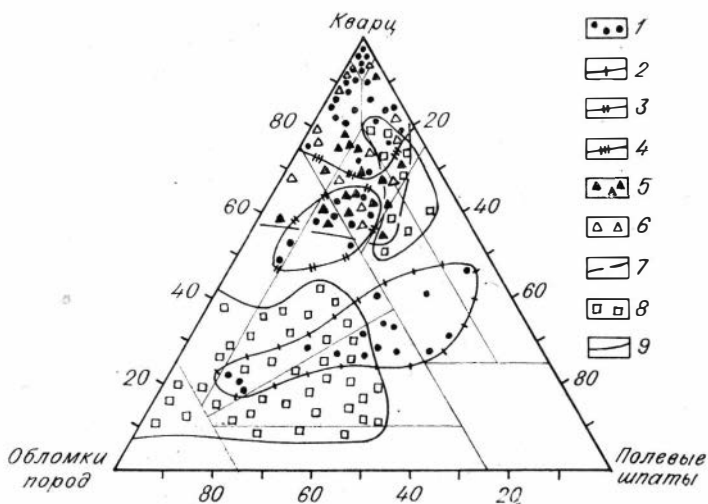


Рис. 29. Состав обломочного материала ангульской и анастасьинской свит.

Ангульская свита: 1 — песчаники; 2 — поле песчаников пачки 1; 3 — поле песчаников пачки 2; 4 — поле песчаников пачек 3 и 4; переходный разрез лога Горюнова: 5 — песчаники пачки 3; 6 — песчаники пачки 1; 7 — поле песчаников; анастасьинская свита: 8 — песчаники пачки 1; 9 — поля песчаников пачки 1.

дают продукты размыва древних образований Канской и Арзыбейской глыб и исчезают основные вулканиты.

Судя по текстурам палеотранспорта, косой слойчатости и ряби течения, замеры по которым проводились в разрезах рек Крол и Солбии, основное перемещение обломочного материала происходило с юго-запада с Арзыбейской глыбы, а прибрежными течениями он разносился в субширотном направлении вдоль береговой линии. В осадок поступал материал высокой степени зрелости и хорошей обработки. Под действием волн и донных течений он отсортировывался по крупности, более мелкие фракции выносились. По этим характеристикам ангульские песчаники относятся к разряду типичных аренитов, характерных для активного мелководья.

Выделенные в разрезах горы Лысой и р. Солбии пачки ангульской свиты картируются на юго-восток в бассейн рек Крол и Маны. В железнодорожной срезке по правому борту р. Крол к ангульской свите относятся конгломераты устья руч. Большого и вышележащая толща зеленых, серых и розоватых кварцевых песчаников с гравелитами мощностью 250 м, соответствующая пачке 2 и низам пачки 3 (см. рис. 18, *з*; 30). Она прослеживается на протяжении 600 м вниз по р. Крол от устья руч. Большого до задернованного участка, по которому трассируется субмеридиональный разлом (см. рис. 2), срезающий верхнюю часть ангульской и нижнюю часть солбийинской свит. Разрез по характеру строения и текстурным особенностям идентичен описанным выше на горе Лысой и р. Солбии (см. рис. 18, *ш — э*).

2.2.2.2. Сравнение Анастасьинского и Ангульского типов разрезов.

Контрастность состава и строения разрезов ангульской и анастасьинской свит, развитых в зоне стыка Солбинской и Жержульской структурно-фацциальных зон в районе дер. Спирино, и серия дизъюнктивных нарушений, связанных с крупным Кувайским разломом (см. рис. 25), создают определенные трудности для установления взаимоотношения между свитами. Одни исследователи считали, что анастасьинская свита согласно (Хоментовский и др., 1960) или с угловым несогласием (Предтеченский, 1967) перекрывает ангульскую (койскую). Другие, напротив, приходили к выводу о несогласном залегании ангульской свиты на унгутской, перекрывающей анастасьинскую (Коптев, 1961; Абрамов, 1967).

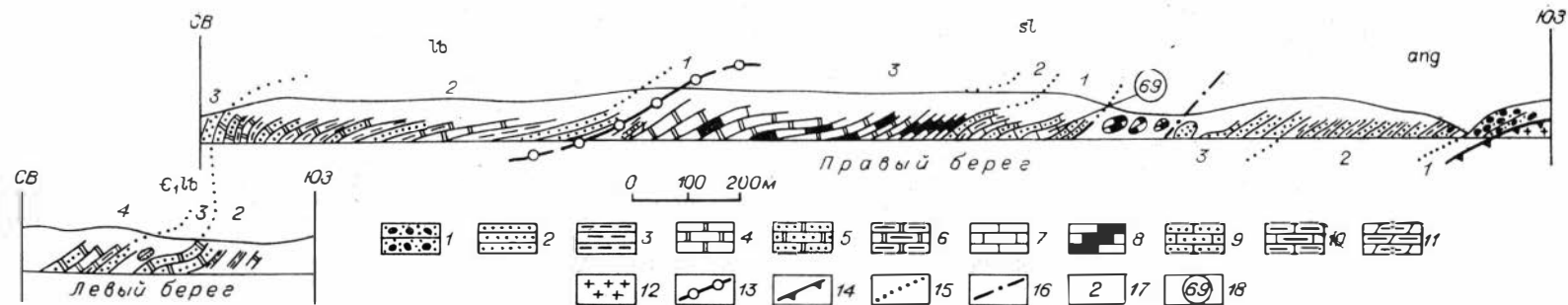


Рис. 30. Геологический профиль по отложениям ангульской, солбинской и лейбинской свит по р. Крол.

1 — конгломераты; 2 — кварцевые песчаники; 3 — алевролиты; 4 — доломиты; 5 — песчанистые доломиты; 6 — глинистые доломиты; 7 — известняки; 8 — чистые известняки; 9 — песчанистые известняки; 10 — глинистые известняки; 11 — мергели; 12 — граниты; нижние граниты свит: 13 — лейбинской; 14 — ангульской; 15 — границы между пачками; 16 — тектонические нарушения; 17 — номера пачек; 18 — номера списков палеонтологических остатков: № 69 — *Eriphyton* sp.

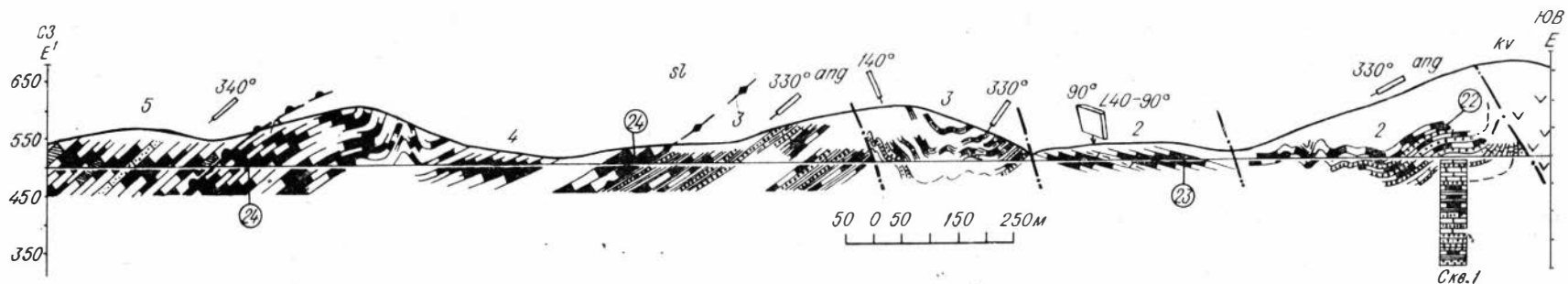


Рис. 31. Геологический профиль по отложениям анастасьинского горизонта по логу Горюнову (см. рис. 25); Условные обозначения см. на рис. 18.

Тщательное исследование зоны сочленения показало, что в разрезе по правому борту лога Горюнова и в скважине, пробуренной в 2,5 км выше его устья (см. рис. 25; 31, Е — Е¹) устанавливаются особенности состава и строения как анастасьинской, так и ангульской свит. В мощной толще выделяются следующие пачки (см. рис. 18, *у*):

П а ч к а 1. Переслаивание пакетов (2—11 м) и пластов (0,3—1 м) розоватых, серых и зеленовато-серых кварцевых и слюдисто-кварцевых крупно- и среднезернистых песчаников и пакетов (9—20 м) серых до темно-серых чистых и песчаных известняков, часто расслоенных черными или зелеными слюдистыми алевролитами и аргиллитами. В песчаниках наблюдается косая клиновидная и мульдообразная слойчатость и знаки ряби. Для алевролитов характерна косоволнистая и волнистая, а для аргиллитов тонкая горизонтальная слойчатость, подобные описанным из ангульской свиты (см. рис. 28, *б—г*). В известняках определены микрофитолиты: *Nubecularites uniformis* Z. Zhur., *N. abustus* Z. Zhur., *Glebosites gentilis* Z. Zhur., *Vesicularites enigmatus* Zabr. (см. рис. 18, *у*, № 22; 25; 31, Е — Е¹). Основание пачки 1 скважиной не вскрыто. Неполная мощность 250 м.

П а ч к а 2. Согласно на пачке 1 залегают известняки плитчатые темно-серые, часто с неровными бугристыми поверхностями напластования. Текстуры пластов — комковатые, растрескивания и взламывания. Встречаются и более массивные разности известняков, обычно осветленные с коричневатым оттенком.

В большом количестве встречаются микрофитолиты: *Osagia tenuilamelata* Reitl., *O. monolamellosa* Z. Zhur., *O. aff. grandis* Z. Zhur., *Vesicularites lobatus* Reitl., *Volvatella zonalis* Nar., *V. vadosa* Z. Zhur., *Ambigolamelatus horridus* Z. Zhur., *Nubecularites abustus* Z. Zhur., *N. uniformis* Z. Zhur., *Glebosites gentilis* Z. Zhur., *Hieroglyphites* sp., *Vermiculites irregularis* (Reitl.), *V. tortuosus* Reitl. (см. рис. 18, *у*, № 23; 25; 31, Е — Е¹).

Неполная мощность пачки 2—110 м.

П а ч к а 3 ограничена снизу тектоническим нарушением и представлена чередованием пакетов двух типов. Первый представлен зелеными слюдисто-кварцевыми алевропесчаниками и алевролитами (1—3 см), характерными для контуров (с четко выраженными границами, с косой и косоволнистой слойчатостью и равномерным распределением обломочных зерен по всему пласту), переслаивающимися с тонкополосчатыми аргиллитами (0,5—1 см) и серыми известняками (1—3 см), несущими признаки подводно-оползневых деформаций. Мощности пакетов 40—150 м.

Второй тип пакетов сложен известняками и глинистыми известняками зеленовато-серыми и темно-серыми, как правило, тонкоплитчатыми, расслоенными тончайшими пропластками аргиллитов. Мощность пакетов 30—70 м.

Мощность всей пачки 3 в разрезе 380—400 м.

П а ч к а 4, постепенно сменяющая пачку 3 (см. рис. 18, *у*; 31, Е — Е¹), сложена переслаиванием темно-серых плитчатых и серых толстоплитчатых известняков. В известняках наблюдаются комковатые текстуры и нарушения нормальной слоистости, вызванные процессами подводного оползания. В плитчатых разностях часто отмечаются бугристые неровные поверхности напластования. Пространство между пластинами заполнено глинистым материалом. Во многих пластах найдены микрофитолиты: *Nubecularites abustus* Z. Zhur., *N. uniformis* Z. Zhur., *N. parvus* Z. Zhur., *N. punctatus* Reitl., *N. catagrafus* Z. Zhur., *Volvatella zonalis* Nar., *V. vadosa* Z. Zhur., *Osagia kuvaica* f. n., *Glebosites gentilis* Z. Zhur., *G. sp.*, *Vermiculites irregularis* (Reitl.), *V. aff. tortuosus* Reitl., *Vesicularites* sp., *Medullarites* sp. и водоросли *Obrutchevella* Reitl. (см. рис. 18, *у*, № 24; 25; 31, Е — Е¹).

В 300—330 м от подошвы пачки среди описанных пород появляются осветленные линзовидные пласты массивных известняков с водорослями

Eriphyton sp. и *Renalcis* sp. (см. 2.3.1.2), серые песчанистые известняки и желтоватые обохренные мергели, характерные для низов унгутского горизонта анастасьинского типа разреза (см. 2.3.1.1.5). Это позволяет трассировать границу между анастасьинским и унгутским горизонтами в Солбинскую зону внутри единой карбонатной толщи (см. рис. 18, с, ц).

Таким образом, в переходном разрезе лога Горюнова три верхние пачки однотипны по своему строению пачкам 2—4 анастасьинской свиты. Обломочный материал пачек 1 и 3 в этом разрезе представлен кварцем 55—95%, полевыми шпатами (преимущественно калиевыми) 3—25% и обломками кластической слюды и метаморфических сланцев 2—40%, т. е. полностью идентичен составу песчаников пачек 2—4 ангульской свиты (см. рис. 29). Но если в пачке 3 пласты терригенных пород относятся по характеру текстурных особенностей к контуристам, свойственным пачке 3 анастасьинской свиты, то в пачке 1 это уже типичные аргилиты ангульской свиты. Поскольку последние перекрываются типично анастасьинскими известняками пачки 2, то они и подстилающие на водоразделе лога Горюнова и р. Мал. Кувай (см. рис. 18, 4; 25) базальные конгломераты ангульской свиты являются стратиграфическими аналогами пачки 1 анастасьинской. Этот вывод подтверждается и появлением существенно кварцевых разностей среди граувакк анастасьинской свиты на левобережье р. Кувай (см. рис. 29; 2.2.2.1.2.1), куда они проникали из пограничной Солбинской зоны.

Все приведенные выше данные свидетельствуют о фаціальном характере взаимоотношения ангульской и анастасьинской свит, особенно отчетливо проявившемся в разрезе лога Горюнова, где последовательно сменялись обстановки анастасьинского и ангульского осадконакопления.

2.2.2.3. Синтез по анастасьинскому горизонту

Развитие Жержульской и Солбинской структурно-фаціальных зон в анастасьинское время отличается определенной спецификой. Характерное только для Беретской зоны в ангалойское время флишеобразование распространилось на значительную часть Жержульской зоны. Обилие продуктов разрушения вулканогенных образований, поступающих в бассейн мутьевыми потоками, огрубление обломочного материала, особенно в основании анастасьинского горизонта, связаны с активизацией блоковых движений не только в западной части Манского прогиба, где, возможно, продолжалась вулканическая деятельность и откуда в основном поступал обломочный материал, но и в Жержульской зоне. Например, активизировалась центральная часть этой зоны, начал формироваться Муртуковский блок, включающий в себя Плетняжный и Нижнеколбинский участки, отграничивавший область жистыкского флишеобразования от анастасьинского карбонатакопления.

Блоковые подвижки привели даже к локальному размыву ангалойских отложений на Жистыкском и Плетняжном участках. Поэтому в пределах Жержульской зоны нижняя граница горизонта, приуроченная к максимальному проявлению активности тектонических движений, устанавливается достаточно четко. Но в зонах непрерывного прогибания, как, например, в Беретской, слой конгломератов основания постепенно выклинивался, а характер осадконакопления сохранялся, поэтому и возникают трудности трассирования нижней границы анастасьинского горизонта в глубь прогиба в западном направлении.

Активизировались движения в зоне Кувайского разлома, разделяющего Жержульскую и Солбинскую зоны. Дальнейшее развитие в Солбинской зоне получила трансгрессия, начавшаяся в конце ангалойского времени.

Своеобразно складывалась обстановка осадконакопления в зоне стыка двух структурно-фациальных зон и южном фазе Жержульской зоны (Анастасьинский участок). С одной стороны, Солбинская зона и ограничивающие ее древние глыбы поставляли сюда донными течениями наиболее зрелый и хорошо обработанный обломочный материал, преобладающий в пачках 1 и 3 лога Горюнова и присутствующий в составе этих пачек анастасьинской свиты к западу от долины р. Кувай. С другой, мутьевыми потоками приносился незрелый, подвергшийся только физическому разрушению, обломочный материал с вулканических образований, при этом накапливались турбидиты (нижняя пачка анастасьинской свиты) и контуриты (пачка 3). Спорадическое поступление терригенного материала шло на фоне непрерывного накопления известковых осадков, дававшего в наиболее спокойные фазы мощные пачки известняков (пачки 2 и 4).

Условия осадконакопления толщ в анастасьинское время настолько различны в разных зонах, что определение синхронности образования местных стратиграфических подразделений — свит возможно лишь при выделении и прослеживании таких вспомогательных корреляционных элементов, как маркирующие слои, пачки и циклы. Они не имеют повсеместного распространения, но позволяют определить взаиморасположение определенных частей разрезов разных типов, особенно в переходных зонах.

В Жержульской структурно-фациальной зоне границы жистыкской и анастасьинской свит совпадают с границей анастасьинского горизонта. В Солбинской зоне в его объем включена ангульская и нижняя часть солбинской свит. Стабилизация режима осадконакопления в этой зоне произошла значительно раньше, чем в Жержульской, поэтому верхняя граница горизонта трассируется внутри монотонной толщи известняков.

Возраст анастасьинского горизонта определяется по микрофитолитам, хиолителаминтам и микрофоссилиям. В разрезе горизонта намечается определенная дифференциация в распределении форм, а по площади отмечается приуроченность некоторых групп палеонтологических остатков к определенным фациальным зонам. Микрофитолиды обнаружены только в известняках анастасьинской свиты и переходного разреза лога Горюнова. В нем из нижней пачки (см. рис. 18, *ч*, № 22) собраны: *Nubecularites uniformis* Z. Zhur., *N. abustus* Z. Zhur., *Glebosites gentilis* Z. Zhur., *Vesicularites enigmatus* Zabr. Если три первые формы впервые появляются с этого уровня в Манском прогибе, то последняя встречается в ангалойских отложениях в серебрянской ассоциации (см. рис. 5, *г*, № 3, 5).

В известняках пачки 2 лога Горюнова (см. рис. 18, *ч*, № 23) список пополняется новыми формами: *Osagia monolamellosa* Z. Zhur., *Vesicularites lobatus* Reitl., *Vermiculites tortuosus* Reitl., *Hieroglyphites* sp., а с площади из пачки 2 анастасьинской свиты (см. рис. 18, *б*, № 17): *Vesicularites* sp. и *Radiosus* sp. Кроме них, встречены проходящие из ангалойского горизонта *Osagia tenuilamellosa* Reitl., *O. aff. grandis* Z. Zhur., *Volvatella zonalis* Nar., *V. vadosa* Z. Zhur., *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur., *Vermiculites irregularis* (Reitl.) (см. 2.2.1.4). Из пачки 4 (см. рис. 18, *ч*, № 24) к ним добавляются *Nubecularites parvus* Z. Zhur., *N. punctatus* Reitl., *N. catagraphus* Reitl., *Medullarites* sp., *Vermiculites aff. tortuosus* Reitl., *Glebosites* sp. и *Osagia kuwaica* f. n.

Сравнение ассоциации микрофитолидов анастасьинского горизонта с типовой юдомской из Юдомо-Майского района (Семихатов и др., 1970) показывает, что общими формами для них являются *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur., *Vesicularites lobatus* Z. Zhur., *Volvatella zonalis* Nar. и *Nubecularites abustus* Z. Zhur. Такие формы, как *Vesicularites* sp., *Glebosites* sp., *Osagia monolamellosa* Z. Zhur., *Vermiculites tortuosus* Reitl., *V. irregularis* (Reitl.), *Nubecularites catagraphus* Reitl., *Medullarites* sp. и *Volvatella vadosa* Z. Zhur. (встречаются в юдомских отложениях других районов (Решения..., 1972). В то же время ряд форм — *Vesicularites concretus*

Z. Zhur., *V. rectus* *Z. Zhur.*, *V. porrectus* *Z. Zhur.*, *V. bothrydioformis* (Краспор.), *V. enormis* *Z. Zhur.*, *Nubecularites antis* *Z. Zhur.*, характерные для юдомской ассоциации, в Манском прогибе отсутствуют.

Анализ всего фактического материала по микрофитолитам Манского прогиба показывает что присутствие микрофитолитов *Ambigolamellatus horridus* *Z. Zhur.*, *Osagia grandis* *Z. Zhur.*, *Vermiculites irregularis* (Reitl.) и группы *Volvatella* в серебрянской ассоциации и прохождение верхнерифейской формы *Vesiculites enigmatus* *Zabr.* в анастасьинскую затрудняют проведение границы байкальского и юдомского комплексов отложений в этом районе, хотя она и намечается на нижнем уровне анастасьинского горизонта в интервале пачки 1 анастасьинской свиты.

Это заключение согласуется с данными по микрофоссилиям (см. Приложение). Так, в Жерзкульской зоне для основной части циклопачки 1 жистыкской свиты и соответствующей ей нижней циклопачки анастасьинской свиты (см. рис. 18) характерны микрофоссилии *Leiosphaeridia effusa* (Schep.), *L. densa* (Tim.), *L. minor* (Schep.), *Trachysphaeridium asaphum* (Tim.), *T. partialum* (Schep.) (см. рис. на с. 176, № 25, 27, 29). На этом же уровне в пачке 1 разреза лога Горюнова к этому списку добавляются *Trachysphaeridium magnum* (Tim.) и *Nucellosphaeridium minutum* Tim. (см. рис. на с. 176, № 32). Как было показано выше (2.2.1.4), этот набор форм широко распространен в отложениях ангалойского горизонта, относится к первому комплексу микрофоссилий Манского прогиба (Пятилетов, 1977) и характерен для отложений байкальского комплекса обрамления Сибирской платформы (Тимофеев, 1966, 1969; Рудавская, 1973; Рудавская, Фролов, 1974; Решения..., 1975).

С уровня верхней части слоя 1в жистыкской свиты (см. рис. 18, з, е, ж), а также со слоя 1в анастасьинской свиты (см. рис. 18, х) в разрезе анастасьинского горизонта появляются *Michhystridium commosum* Pjat., *M. perlevum* Pjat., *M. sp.*, *Leiomarginata simplex* Naum., *L. simplex* Naum., var. *manica* var. nov., *Granomarginata prima* Naum., *Leiosphaeridia magda* Pjat., *Orygmato-sphaeridium rubiginosum* (Andr.) (см. рис. на с. 176, № 26, 28, 30, 31). Количество форм первого комплекса здесь сокращается.

В Солбинской зоне в переходном разрезе лога Горюнова (см. рис. 18, ц) формы родов *Michhystridium*, *Leiomarginata* и *Granomarginata* отсутствуют, но с верхней части пачки 1 появляются микрофоссилии *Leiosphaeridia gigantea* (Schep.), *L. pelusida* (Schep.) и *Orygmato-sphaeridium rubiginosum* (Andr.) (см. рис. на с. 176, № 33, 34).

Микрофоссилии этого комплекса основной части анастасьинского горизонта характерны для юдомской свиты парастратотипического разреза (Рудавская, Фролов, 1974), мотской свиты Иркутского амфитеатра (Рудавская, 1973, 1974), старореченской свиты Анабарского подпятия и Игарского района, тинновской и жербинской свит Патомского нагорья (Рудавская, 1974). Перечисленные стратиграфические подразделения, как это было показано раньше (Хоментовский и др., 1972), относятся к юдомскому комплексу обрамления Сибирской платформы. Это дает возможность проводить сопоставление части анастасьинского горизонта, начиная с верхов циклопачки 1, именно с юдомскими отложениями других регионов.

Соответствие большей части анастасьинского горизонта юдомиию согласуется и с данными по хиолителминтам, приуроченным к верхам циклопачки 5 жистыкской свиты *Hyolithellus* ex. gr. *tenuis* Miss. (см. рис. 18, а, № 14), *Cambrotubulus* sp. и *Hyolithellus* sp. (см. рис. 18, л, № 15) и к средней части пачки 4 анастасьинской свиты *Anabarites tristichus* Miss., *A. trisulcatus* Miss., *A. sp.*, *Hyolithellus* ex. gr. *tenuis* Miss., *Hyolithelminthes* sp. (см. рис. 18, т, № 19). Эти формы широко развиты в маныкайской свите и нижней части устькотуйканской свиты восточного и западного склонов Анабарского массива, которые, по заключению некоторых исследователей, относятся к юдомскому комплексу (Хоментовский, 1976 и др.).

2.3. НИЖНИЙ КЕМБРИЙ

К нижнему кембрию относятся отложения трех корреляционных стратиграфических горизонтов — унгутского, жержульского и синерского. Обоснование проведения нижней границы кембрия в подошве унгутского горизонта будет приведено ниже. Верхняя граница отбивается достаточно четко по смене нижнекембрийского комплекса трилобитов — среднекембрийским, развитым и вышележащей шахматовской свите.

Как и на более низких стратиграфических уровнях, наблюдаются четкие различия в строении отложений Солбинской и Жержульской структурно-фациальных зон, граница между которыми постепенно смещается к западу от долины р. Кувай к долине р. Колбы. Особенности строения разрезов и пооситное расчленение в каждой из зон будут приведены в процессе дальнейшего изложения материала.

2.3.1. Унгутский горизонт

Основу унгутского горизонта составляет унгутская свита, выделенная И. П. Жуйко и В. В. Беззубцевым в 1959 г. (Жопев, 1962). Представление об унгутской свите ассоциирует с толщей светлых массивных карбонатных пород, но мы вынуждены включить в нее сверху пачку темных плитчатых известняков (Шенфильд и др., 1976), так как из-за сложных фациальных преобразований унгутскую свиту в качестве изохронного подразделения можно уверенно проследить только в таком объеме (рис. 32).

Наиболее существенные фациальные изменения, как и в более древних подразделениях, происходят на границе Жержульской и Солбинской структурно-фациальных зон. На всем протяжении первой из них унгутская свита сохраняет свои специфические особенности, а во второй она замещается толщей отличного состава, слагающей, как было показано ранее (см. 2.2.2), и верхи анастасьинского горизонта (солбинская свита).

2.3.1.1. Жержульская структурно-фациальная зона

Преобразования унгутской свиты в пределах Жержульской структурно-фациальной зоны достаточно существенны и закономерны для того, чтобы здесь можно было обособить пять типов ее разреза: унгутский, верхнебазайский, нижнеколбинский, верхнежержульский и анастасьинский.

2.3.1.1.1. **Унгутский тип разреза** развит на большой площади от верховьев р. Мал. Унгут на севере до среднего течения р. Жержул на юге. В нем в наиболее характерном виде выделяются четыре подсвиты унгутской свиты (снизу вверх) — барагчикская, иртышкинская, грязновская и еловская. Более полные разрезы свиты изучены в трех участках — Унгутском, Жержульском и Иртышкинском.

2.3.1.1.1.1. *Унгутский участок* является стратотипическим для унгутской свиты. Опорный разрез его собирается на крыльях двух сопряженных структур — Малоунгутской антиклинали и Большеунгутской синклинали (см. рис. 2; 33). Нижняя его часть обнажена в скальных выходах правого берега р. Маны между устьями рек Бол. и Мал. Унгут (рис. 34, А — Г). Верхняя часть унгутской свиты здесь срезана разломом (см. рис. 33), но этот недостаток в значительной мере компенсируется по другую сторону нарушения разрезом по р. Каптие, впадающей справа в р. Бол. Унгут (рис. 34, Д — Е).

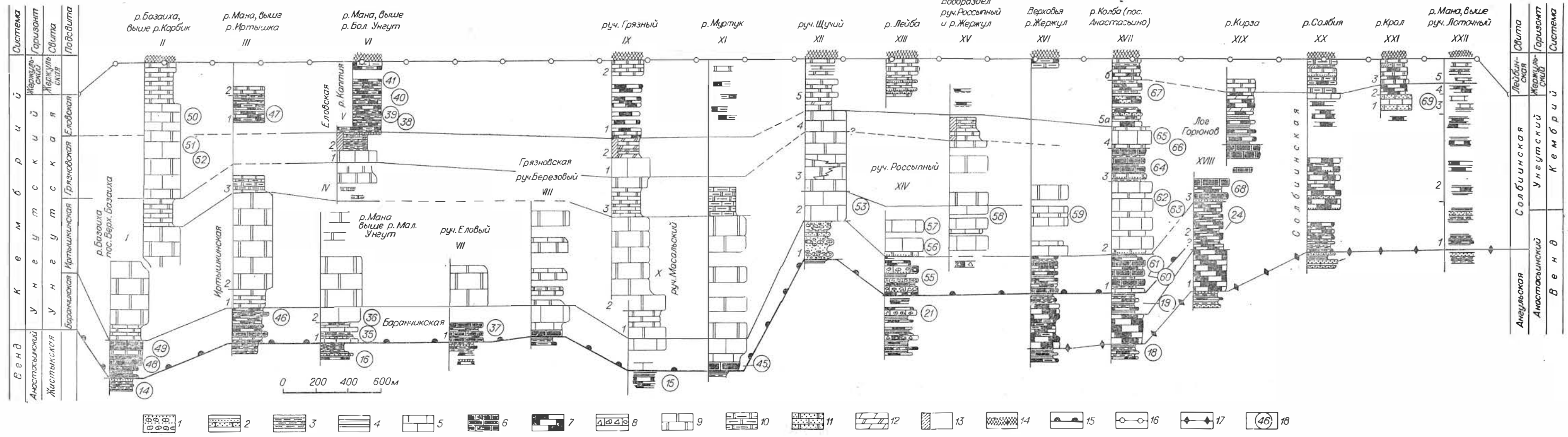


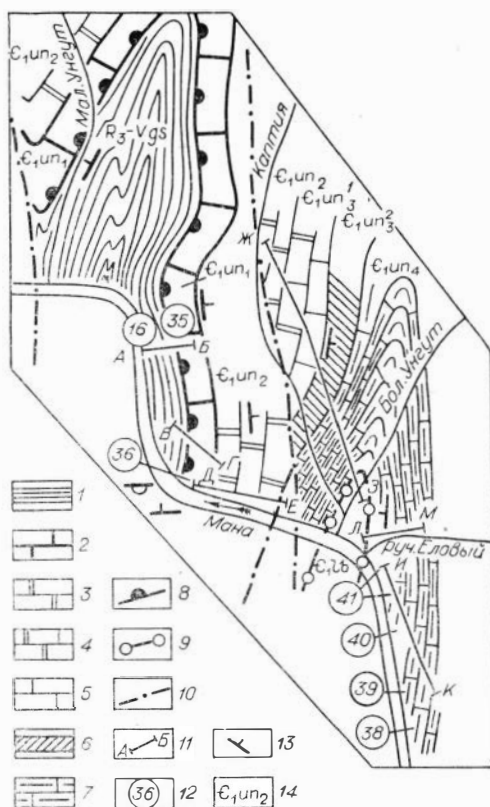
Рис. 32. Корреляция разрезов унгутской свиты в пределах восточной части Манского прогиба.

1 — известняковые конгломераты и песчаники; 2 — песчаники; 3 — алевролиты; 4 — аргиллиты и глинистые сланцы; 5 — известняки светлые, массивные; 6 — известняки темные, массивные; 7 — известняки черные, плитчатые, глинистые; 8 — брекчии известняковые; 9 — доломиты массивные; 10 — доломиты и известняки плитчатые и глинистые; 11 — доломиты и известняки песчаные; 12 — мергели доломитовые и известняковые; 13 — пестроцветные породы; 14 — пестроцветные породы лейбни-ской (жержульской) свиты; граница унгутского горизонта; 15 — нижняя и 16 — верхняя; 17 — нижняя граница солбиинской свиты; 18 — списки окаменелостей: № 14—16, 18, 19, 21, 24 — см. на рис. 18; № 45 см. на рис. 36; № 35 — водоросли *E. scapulum* Korde, *E. fruticosum* Korde, *E. frondosum* Korde, *Girvanella* Nich. et Eth., *Proaulopora* Vol. № 36 — крибрициаты *Dubius uncatus* Jank., *Ramifer angulosus* Jank., водоросли *Girvanella problematica* Nich. et Eth., *Epiphyton satiatum* Korde, *E. celsum* Korde, *E. plumosum* Korde, *Proaulopora glabra* Krasnop., *P. rarissima* Vol., *Tubophyllum victori* Krasn., *Renalcis* sp., № 37 — крибрициаты *Vologdinophyllum chachlovi* Rad., *V. creber* Jank., *Dubius uncatus* Jank., *Ramifer giratus* Jank., *R. angulosus* Jank., *Leibaella elovica* Jank., *L. corbinica* Jank., *L. dilettata* Jank., *Cardiophyllum helleri* Rad., *Longaeus vilatus* Jank., *Crispus subdimidiatus* Jank., *Ahademiophyllum cornuforme* Rad., *Erphyllum berylloforme* Rad., *Laceratus cuneatus* Jank., *Pterocystathus glaucus* Jank., археоциаты *Ajascyathus* sp. (Янкаускас, 1969, 1972); водоросли *Epiphyton scapulum* Korde, *Batineria ramosa* Korde, *Girvanella problematica* Nich. et Eth., *Razumovskia* sp., *Proaulopora rarissima* Vol., *Subifloria delicata* Maslov; № 38 — хилолительминты *Hyolithellus* sp., водоросли *Girvanella* sp., проблематика *Ungutia* sp. nov., микрофитоциты *Nubecularites punctatus* Reith., *N. abustus* Z. Zhur., *N. catagraphus* Reith., *Glebosites gentilis* Z. Zhur., *Sculponea elovica* f. nov.; № 39 — хилолиты *Novitatus* sp., черви *Sabellidites*, моллюски *Stenothecoidae*, акротретиды, хилолительминты *Anabarites trisichus* Miss.; № 40 — хилолительминты *Anabarites trisichus* Miss.; № 41 — хилолительминты *Hyolithellus* sp.; № 46 — водоросли *Epiphyton*; № 47 — микрофитоциты *Nubecularites catagraphus* Reith., *N. parvus* Z. Zhur., *Hieroglyphites mirabilis* Reith., проблематика *Ungutia* sp. nov., водоросли *Subifloria delicata* Maslov; № 48 — хилолиты *Allathecidae*, *Torelloides* sp. nov.; № 49 — хилолиты *Torelloides* sp., *Hyolithellus* sp.; № 50 — археоциаты *Archaeolynthus* sp. (Янкаускас, 1969, 1972), крибрициаты *Crispus subdimidiatus* Jank. (Янкаускас, 1972), *Vologdinophyllum chachlovi* Rad. (Янкаускас, 1972); № 52 — хилолиты *Trapezotheca* sp., хилолительминты *Hyolithellus* sp., водоросли *Epiphyton frondosum* Korde, *E. celsum* Korde, *E. scapulum* Korde, *E. fruticosum* Korde, *Proaulopora rarissima* Vol., *P. glabra* Krasnop., *Subifloria delicata* Maslov., *Razumovskia uratica* Vol., *Razumovskia sibirica*, *Tubophyllum* sp., *Botomaella zelenovi* Korde; № 53 — крибрициаты *Cardiophyllum helleri* Rad., *Vologdinophyllum chachlovi* Rad., *Pterocystathidae* Jank., водоросли *Epiphyton induratum* Korde, *E. celsum* Korde, *E. scapulum* Korde, *Proaulopora rarissima* Vol., *Girvanella problematica* Nich. et Eth.; № 55 — водоросли *Epiphyton induratum* Korde, *E. scapulum* Korde, *E. durum* Korde, *Girvanella problematica* Nich. et Eth., *Proaulopora rarissima* Vol., *Botomaella zelenovi* Korde; № 56 — водоросли *Epiphyton celsum* Korde, *E. scapulum* Korde, *Proaulopora rarissima* Vol., *Girvanella problematica* Nich. et Eth.; № 57 — водоросли *Epiphyton scapulum* Korde, *E. induratum* Korde, *Girvanella problematica* Nich. et Eth., *Renalcis gelatinosum* Korde, *Proaulopora rarissima* Vol., *Subifloria delicata* Maslov., *Botomaella zelenovi* Korde, *Razumovskia* sp., № 58 — крибрициаты *Dubius uncatus* Jank., водоросли *Epiphyton scapulum* Korde; № 59 — крибрициаты *Dubius* sp., водоросли *Epiphyton* sp., *Girvanella problematica* Nich. et Eth.; № 60 — водоросли *Epiphyton furcatum* Korde, *E. fruticosum* Korde, *E. plumosum* Korde, *E. umbellatum* Korde, микрофоссылы *Baltisphaeridium hirsutum* Pjat., *Micrhystridium perleum* Pjat., *M. sp.*, *Leiomarginata simplex* Naum., *L. simplex* var. *manica* var. nov., *Leiosphaeridia minor* (Scher.), *L. dense* (Tim.); № 61 — водоросли *Epiphyton simplex* Korde, *E. scapulum* Korde, *E. durum* Korde, *Proaulopora rarissima* Vol., *Girvanellaceae*, микрофитоциты *Nubecularites abustus* Z. Zhur., *N. parvus* Z. Zhur., *Volatella zonalis* Nar., *Osagia kurvica* f. n.; № 62 — водоросли *Epiphyton fruticosum* Korde, *E. frondosum* Korde, *Girvanella* sp.; № 63 — крибрициаты *Vologdinophyllum* sp., водоросли *Epiphyton zonatum* Korde, *E. scapulum* Korde, *Renalcis gelatinosum* Korde, *Razumovskia* sp., *Proaulopora* sp.; № 64 — водоросли *Epiphyton satiatum* Korde, *E. zonatum* Korde, *E. celsum* Korde, *E. scapulum* Korde, *Proaulopora rarissima* Vol., *Razumovskia* sp., *Girvanellaceae*; № 65 — крибрициаты *Manacyathus microporosus* Jank.; № 66 — крибрициаты *Manacyathus microporosus* Jank., *M. sp. nov.*, водоросли *Epiphyton satiatum* Korde, *E. celsum* Korde, *E. scapulum* Korde, *Renalcis pectunculium* Korde, *Proaulopora rarissima* Vol., *Razumovskia* sp., *Girvanellaceae*; № 67 — проблематика *Ungutia* sp. n.; № 68 — водоросли *Epiphyton* sp., микрофитоциты *Osagia kurvica* f. n.; № 69 — водоросли *Epiphyton* sp.

Рис. 33. Схематическая геологическая карта Унгутского участка.

1 — терригенно-карбонатный комплекс пород жистыкской свиты; 2—7 — унгутская свита: 2 — известняки массивные баранчикской подсвиты, 3 — доломиты массивные иртышкинской подсвиты, 4 — доломитизированные известняки нижней пачки грязновской подсвиты, 5 — известняки светлые водорослевые нижней пачки грязновской подсвиты, 6 — пестроцветные мергели и доломиты верхней пачки грязновской подсвиты, 7 — темные известняки с прослоями алевролитов и ариаллитов словеской подсвиты, границы унгутского горизонта: 8 — нижняя и 9 — верхняя; 10 — разломы; 11 — линия геологических профилей (см. на рис. 34); 12 — местонахождение и номера списков окаменелостей (см. рис. 32); 13 — элементы залегания; 14 — индексы стратиграфических подразделений: $R_3 - Vgs$ — жистыкской свиты, E_{1un_1} — унгутской свиты, баранчикской подсвиты; E_{1un_2} — унгутской свиты, иртышкинской подсви-

ты; E_{1un_3} — Унгутской свиты, грязновской подсвиты, нижняя пачка; E_{1un_4} — унгутской свиты, грязновской подсвиты, верхняя пачка; E_{1un_5} — унгутской свиты, словеской подсвиты; E_{1b} — лейбинской свиты.



Баранчикская под- свита, начинающая разрез, лучше всего обнажена в восточном крыле Малоунгутской антиклинали по правому борту долины р. Маны в 60—100 м выше уреза воды. Название ее дано по скале Баранчик (1,4 км ниже устья р. Бол. Унгут, рис. 34, А — Г), в районе которой отложения подсвиты спускаются к р. Мане. Нижний контакт унгутской свиты непосредственно вскрывается лишь в ядре антиклинали (рис. 34, А — Б). Здесь на маркирующей пачке алевролитов, завершающей разрез жистыкской свиты, совершенно согласно без каких-либо признаков размыва залегают:

п а ч к а 1, в которой светлые водорослевые известняки переслаиваются с пакетами темных тонкоплитчатых известняков. Мощность тех и других варьирует от 5 до 10 м. Водорослевые известняки представлены двумя разновидностями пород: тонкоплитчатыми (5—15 см) серыми до темно-серых со сравнительно редкими водорослями и массивными (1—2 м) более светлыми до белых, иногда розоватыми и коричневатыми. В массивных разностях водоросли (*Epiphyton Born.*, *Girvanella*, *Nich. et Eth.*, *Proaulopora Vol.* см. рис. 32; 33; 34, № 35) являются порообразующими. Они концентрируются в караванобразные скопления до 20 см высотой, выделяющиеся на фоне породы белыми пятнами. С водорослевыми известняками в ряде случаев ассоциируют пласты известняковых брекчий, в которых обильные угловатые обломки (2—10 см) известняков различной окраски заключены в серый и темно-серый известковый цемент. В пакетах темно-серых и черных плитчатых известняков чередуются более чистые (зернистые) и глинистые разности. В нижних пакетах отмечаются даже настоящие слюдястые алевролиты, что сближает их с отложениями жистыкской свиты и свидетельствует о тесной связи последних с отложениями унгутской свиты. В верхней части пачки 1 отмечаются единичные прослой желтовато-серых доломитов. Общая мощность ее 120 м.

П а ч к а 2 в ядре антиклинали представлена делювиальными глыбами, которые позволяют проследить ее подошву на 1,7 км вверх по течению р. Маны, где характерны для нее массивные светло-серые известняки

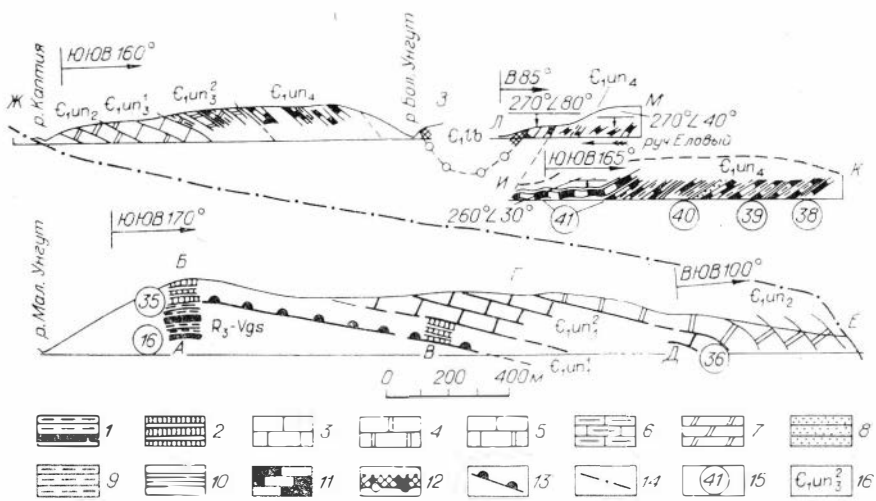


Рис. 34. Геологические профили разреза унгутской свиты Унгутского участка.

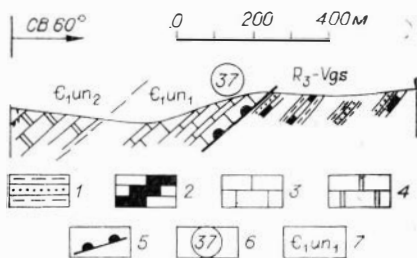
1 — алевролиты и известняки жистыкской свиты; 2—11 — унгутская свита: 2 — массивные и слоистые известняки нижней пачки баранчикской подсвиты, 3 — известняки массивные, биогермные верхней пачки баранчикской подсвиты, 4 — массивные доломиты иртышкской подсвиты, 5 — светлые водорослевые известняки и доломитизированные известняки нижней пачки грязновской подсвиты, 6 — доломиты глинистые, плитчатые пестроокрашенные верхней пачки грязновской подсвиты, 7 — пестроцветные мерзели верхней пачки грязновской подсвиты, 8 — песчаники известковистые еловской подсвиты, 9 — алевролиты еловской подсвиты, 10 — аргиллиты еловской подсвиты, 11 — известняки темные, плитчатые еловской подсвиты, 12 — красноцветные породы лейбонской свиты и ее граница с унгутским горизонтом; 13 — нижняя граница унгутского горизонта; 14 — разломы; 15 — местонахождение и номера списков окаменелостей (см. рис. 32); 16 — индексы стратиграфических подразделений (см. рис. 33).

прекрасно обнажены (см. рис. 33; 34, В — Г). Водоросли родов *Epiphyton* Born., *Girvanella* Nich. et Eth., *Proaulopora* Vol. и здесь являются породообразующими, но биогермные скопления более крупные и не столь резко выделяются на общем фоне породы, как в пачке 1. Мощность пачки 100 м. Согласно залеганию на ней доломитов следующей подсвиты в рассматриваемом пересечении сомнений не вызывает. В самых верхах пачки, обнаженных в скале Баранчик (см. рис. 34, А — Г), вместе с многочисленными водорослями встречены крибрициаты: *Dubius uncatatus* Jank., *Ramifer angulosus* Jank. (см. рис. 33; 34, № 36). Суммарная мощность баранчикской подсвиты на Унгутском участке 220 м.

Непосредственный контакт унгутской и жистыкской свит удается наблюдать также в верховьях (рис. 35) руч. Елового, впадающего в р. Ману в 0,4 км выше р. Бол. Унгут. Здесь моноклинально залегающая алевролитовая пачка верхов жистыкской свиты согласно перекрывается баранчикскими известняками. Контакт под углом 20° наклонен к северо-западу в сторону унгутской свиты. Пачка 1 баранчикской подсвиты здесь узнается достаточно отчетливо. В ее составе переслаиваются массивные серые водорослевые известняки, чередующиеся с плитчатыми достаточно темными коричневато-серыми разностями. В массивных известняках сохраняется характерная пятнистость, обусловленная скоплениями небольших водорослевых биогермов. Видимая мощность пачки 1 около 80—100 м. Пачка 2 здесь практически не обнажена, но за пропуском, соответствующим мощности пачки 2 стратотипа, и здесь выходят характерные доломиты иртышкской подсвиты. Все сказанное не оставляет сомнений в соответствии рассмотренного разреза ранее описанному и не позволяет согласиться с Т. В. Янкаускасом (1969), выделившим здесь самостоятельную (ахорскую) свиту более молодую, чем унгутская. Таким образом, описанные этим исследователем из ахорской свиты в этом местонахождении окаменелости: водоросли — *Epiphyton* Born., *Girvanella* Nich. et Eth., *Proaulopora* Vol.,

Рис. 35. Геологический профиль по отложениям верхов жистыкской и низов унгутской свит в верховьях руч. Елового.

1 — песчаники и алевролиты жистыкской свиты; 2 — известняки черные плитчатые анатасьинской свиты; 3 — известняки массивные и плитчатые барапчикской подсвиты унгутской свиты; 4 — доломиты массивные иртышкинской подсвиты унгутской свиты; 5 — нижняя граница унгутского горизонта; 6 — списки окаменелостей (см. на рис. 32); 7 — индексы стратиграфических подразделений (см. на рис. 33).



крибрициаты — *Vologdinophyllum chachlovi* Rad., *V. creber* Jank., *Dubius uncatu* Jank., *Ramifer giratus* Jank., *R. angulosus* Jank., *Leibaella elovica* Jank., *L. corbinica* Jank., *L. dilettata* Jank., *Cardiophyllum kelleri* Rad., *Longaevus vitatus* Jank., *Crispus subdimidiatus* Jank., *Akademiophyllum cornuforme* Rad., *Erphyllum bephylleforme* Rad., *Laceratus cuneatus* Jank., *Pterocyathus glausus* Jank. и археоциаты *Ajacityathus* sp. (Янкаускас, 1969) характеризуют нижние 70 м пачки 1 барапчикской подсвиты унгутской свиты (см. рис. 35, № 37).

Иртышкинская подсвита сложена почти исключительно светло-серыми или розовато-серыми массивными доломитами, составляющими основу общепринятых представлений об унгутской свите. Стратотипический разрез ее вскрывается в Иртышкинских скалах р. Маны и будет рассмотрен при описании Иртышкинского участка (см. 2.3.1.1.1.3).

В опорном разрезе унгутской свиты по р. Мане выше устья р. Мал. Унгут контакт барапчикской и иртышкинской подсвит обнажается в верхней части скальных обрывов (см. рис. 33; 34, пересечение В — Г). Характер перехода настолько постепенный, что светлые массивные известняки нижней подсвиты отличить от внешне аналогичных пород вышележащей можно только с помощью соляной кислоты. От скалы Барапчик, в которой рассматриваемый контакт спускается к р. Мане, разрез иртышкинской подсвиты надстраивается на 300 м в береговых обнажениях до ограничивающего его с востока разлома (см. рис. 34, Д — Е). В составе этой пачки здесь преобладают светлые желтовато-серые массивные доломиты, часто пористые, а местами брекчиевидные. По р. Каптие к востоку от разлома вскрывается лишь самая верхняя пачка иртышкинских доломитов видимой мощностью 120 м. Она здесь моноклиально падает на юго-восток и согласно перекрывается известняками грязновской подсвиты (см. рис. 34, Ж — З).

Иртышкинские доломиты широко распространены к северу (руч. Тополин) и востоку (водораздел ручьев Еловый и Лейба) от пос. Бол. Унгут. Доломиты на всей этой территории дают обильные скальные выходы, но их массивный характер и сложная тектоническая структура не позволяют составить представление о полном разрезе подсвиты. Лишь картирование верхнего и нижнего контактов иртышкинской подсвиты, которые оказываются параллельными контактам смежных подсвит (см. рис. 2), убеждает в том, что в этом районе иртышкинские доломиты выходят в полном объеме.

Грязновская подсвита названа по руч. Грязному, на склоне долины которого собирается ее стратотипический разрез (см. 2.3.1.1.1.2). На территории Унгутского участка полный разрез подсвиты обнажается по р. Каптие (см. рис. 34, Д — Е) в моноклинали, низы которой сложены иртышкинскими доломитами. Переход между подсвитами совершенно постепенный. Вначале в доломитах обособливаются мелкие биогермные образования, сложенные доломитовыми известняками с водорослями, затем биогермы становятся все более крупными и обильными и сменяются сплошным водорослевым светло-серым известняком. Эти известняки и слагают в основном пачку 1 грязновской подсвиты, мощность которой в разрезе по р. Каптие достигает 100 м.

Пачка 2, слагающая верхнюю часть подсвиты, представлена пестрыми глинистыми мергелями, чередующимися с серыми плитчатыми более или менее глинистыми доломитами. Эти породы в разрезе по р. Каптие согласно перекрывают известняки нижней пачки. Их мощность достигает 120 м, а суммарная мощность грязновской подсвиты на унгутском участке оценивается в 220 м. Характерные пестроцветные породы грязновской подсвиты хорошо картируются по высыпкам на южном склоне горы Ахорье и по р. Мане выше скал Семенова Утеса. Из органических остатков в известняках ее нижней пачки определены только водоросли рода *Eriphyton* Worn.

Еловская подсвита названа по руч. Еловому, где она была выделена К. В. Радугиным (1966) в качестве еловского яруса. Положение ее в разрезе унгутской свиты достаточно определению устанавливается в нижнем течении р. Каптии, где слагающие ее отложения согласно залегают на грязновской подсвите и перекрываются лейбинской свитой. Верхняя пачка грязновской подсвиты вблизи контакта приобретает серую, темпеющую вверх по разрезу, окраску и постепенно сменяется еловской, в нижней части которой преобладают черные тонкослоистые известняки. В средней части подсвиты в значительных количествах появляются зеленовато-серые известковистые алевролиты, чередующиеся с известняками. Общая мощность подсвиты в этом разрезе 230 м (см. рис. 34, II — К).

Гораздо лучше отложения еловской подсвиты обнажаются в ее стратотипическом разрезе, который набирается по р. Мане выше устья руч. Елового и в приустьевой части последнего (см. рис. 33). К сожалению, здесь очень плохо обнажена самая нижняя ее часть и не вскрыт контакт с грязновской подсвитой, хотя по данным геологического картирования оба эти подразделения пересекают долину руч. Елового. Большая средняя часть подсвиты в стратотипическом разрезе по р. Мане представлена ритмично переслаивающимися темными известняками и темными, зеленовато-серыми алевро-аргиллитами. Мощность известняковых слоев от 1 до 50 см, а алевро-аргиллитовых от 1—2 мм до 15—20 см. Несмотря на это, облик толщи существенно меняется по разрезу благодаря тому, что в одних пакетах (0,5—10 м) или резко преобладают алевролиты, или известняки. Иногда миллиметровые прослои алевро-аргиллитового состава лишь подчеркивают слоистую текстуру внешне чисто известняковой пачки, в других случаях в алевролитах затруднительно обнаружить тонкие прослои выветрелых, сильно глинистых известняков. Пласты известняков имеют или ровную поверхность напластования, или она слегка волнистая в связи с донными течениями или отголосками волнения на значительных глубинах. Нижняя поверхность пластов иногда имеет пеглубокий, по весьма своеобразный мозаичный рельеф, песколько напоминающий текстуру полигональных трещин усыхания. Детальное изучение, однако, не позволяет подобным образом классифицировать эту текстуру. Образование ее, скорее, связано с процессами литификации осадка.

Таким образом, в рассматриваемой части еловской подсвиты видимой мощностью около 340 м признаки отчетливого мелководья отсутствуют, о чем свидетельствуют также темные окраски пород, исключительная редкость остатков известьевыделяющих водорослей при значительном количестве мельчайших брахиопод и хиолитов. Эти признаки и тонкая ритмичность сближают рассматриваемую толщу с пакетами аналогичного состава и строения, заключенными между турбидитными слоями в ангалойском и жистыкском флишах (см. 2.2.1.3 и 2.2.2.1.1.1) и лишенных каких-либо признаков градационной слоистости.

В некоторых пунктах на р. Мане в еловской подсвите (см. рис. 33; 34, Ж — З, № 38—41) найдены хиолительминты рода *Anabarites*, моллюски *Stenothecoidae* и брахиоподы из акротретид. В 1350 м выше устья руч. Елового фиксировано сечение, характерное, по мнению Н. П. Мешковой, определявшей эту фауну, для рода *Novitatus*. В этой же пачке,

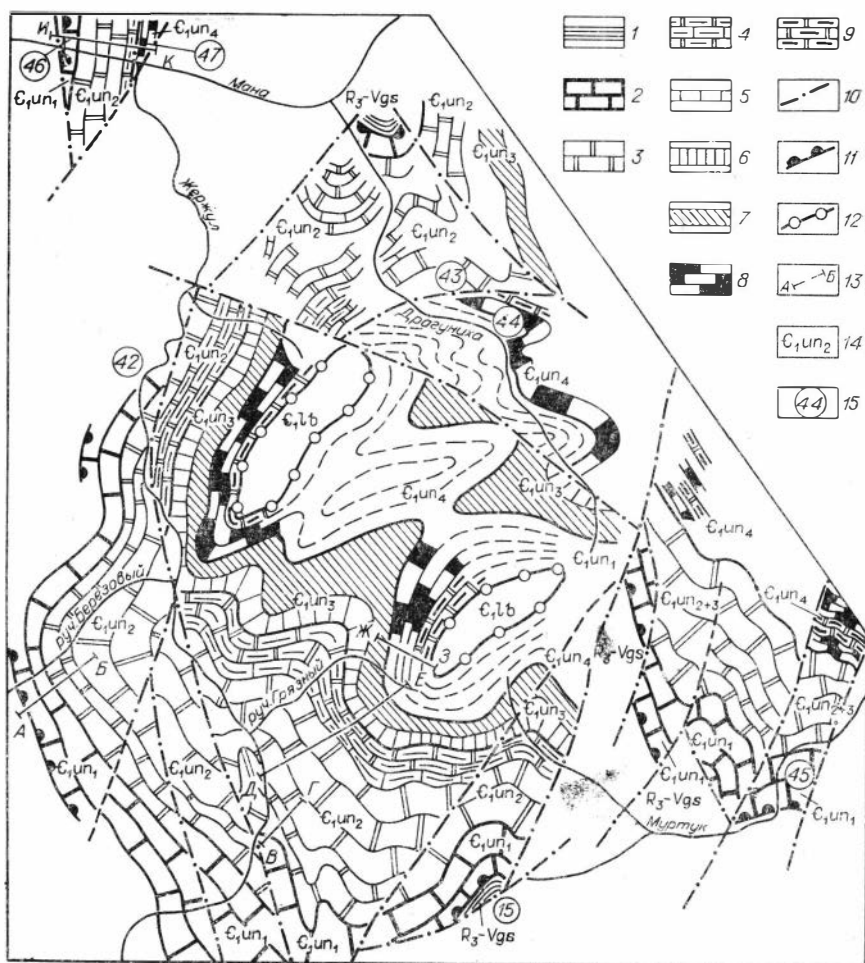


Рис. 36. Схематическая геологическая карта Жержульского и Иртышкинского участков.

1 — терригенно-карбонатные породы жистынской свиты; 2—9 — унгутская свита: 2 — известняки массивные и плитчатые баранчикской подсвиты, 3 — доломиты светлые, массивные и плитчатые иртышкинской подсвиты, 4 — доломиты и известняки плитчатые, глинистые верхов иртышкинской подсвиты, 5 — светлые известняки иртышкинской подсвиты, 6 — известняки массивные светлые низов грязновской подсвиты, 7 — доломиты и мергели пестроокрашенные верхов грязновской подсвиты, 8 — известняки черные плитчатые еловской подсвиты, 9 — доломиты плитчатые верхов еловской подсвиты; 10 — разломы; границы унгутского горизонта: 11 — нижняя и 12 — верхняя; 13 — линии геологических профилей; 14 — индексы стратиграфических подразделений: R_3-Vgs — жистынской свиты, E_{1un_1} — баранчикской подсвиты унгутской свиты, E_{1un_2} — иртышкинской подсвиты унгутской свиты, E_{1un_3} — грязновской подсвиты унгутской свиты, E_{1un_4} — еловской подсвиты унгутской свиты, E_{1lb} — лейбинской свиты; 15 — находки окаменелостей: № 15 — см. на рис. 18; № 42 — крибрициаты *Vologdinophyllum* sp., водоросли *Epiphyton scapulum* Korde, *Girvanellaceae*, *Razumovskia uralica* Vol.; № 43 — водоросли *Epiphyton* sp., *Girvanella problematica* Nich et. Ether.; № 44 — хиолительминты *Anabarites tristichus* Miss., *A. tripartites* Miss., ? *Chancelloria* sp.; № 45 — крибрициаты *Manacyathus microporosus* Jank., водоросли *Epiphyton scapulum* Korde, *Epiphyton frondosum* Korde, *Girvanella problematica* Nich. et Eth., *Subtifloria delicata* Masl., *Proualopora glabra* Krasnop., *Tubeophyllum victorii* Krasnop., *Razumovskia uralica* Vol.; № 46, 47 — см. на рис. 32.

мощность которой около 20 м, в прослоях зеленовато-серых алевролитов встречаются *Sabelliditidae*. Наконец в 100 и 160 м по мощности от основания описанного разреза обнаружена своеобразная проблематика *Ungutia* sp. nov. (см. рис. 34, № 38). Здесь же определены микрофитоциты: *Nubecularites punctatus* Reitl., *N. abustus* Z. Zhur., *N. catagraphus* Reitl., *Glebositites gentilis* Z. Zhur., *Sculponea elovica* f. nov.

Верхняя часть еловской подсвиты обнажается лишь по правому берегу руч. Еловый в приустьевой его части (см. рис. 33; 34, Л — М). Здесь пестроцветная базальная пачка лейбинской свиты подстилается моно-

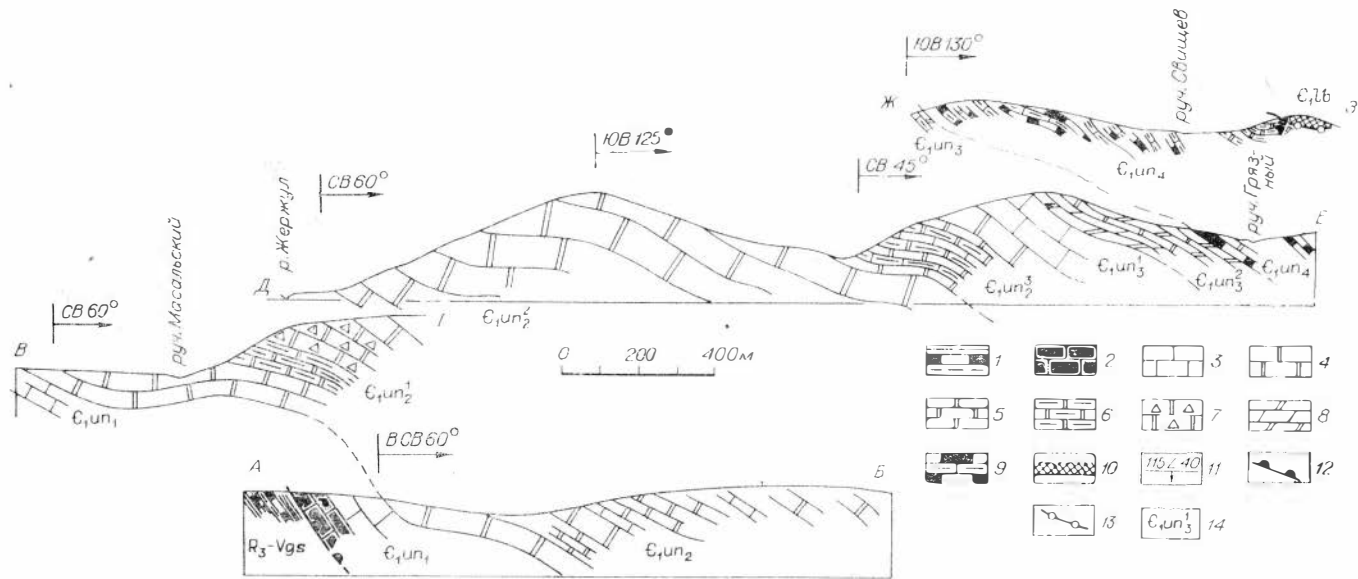


Рис. 37. Геологические профили по отложениям унгутской свиты Жеркулского участка.

1 — алевролиты, аргиллиты и известняки жигетской свиты; 2 — известняки темные, водорослевые нижней пачки баранчиковой подсвиты; 3 — известняки массивные, светлые; 4 — доломиты массивные; 5 — доломиты плитчатые; 6 — доломиты плитчатые, глинистые; 7 — доломиты брекчьевидные; 8 — мергели доломитовые и известняковые (гризновская подсвита); 9 — известняки плитчатые, темно-серые и черные, глинистые (словская подсвита); 10 — цветистые породы лейбинской свиты; 11 — элементы залегания; границы унгутского горизонта; 12 — нижняя и 13 — верхняя; 14 — индексы стратиграфических подразделений: R_3-Vgs — жигетской свиты, унгутской свиты: E_{1un_1} — баранчиковой; E_{1un_2} — иртышской подсвиты, пачки: $E_{1un_2^1}$ — нижняя, $E_{1un_2^2}$ — средняя, $E_{1un_2^3}$ — верхняя; E_{1un_3} — гризновской подсвиты унгутской свиты; пачки: $E_{1un_3^1}$ — нижняя, $E_{1un_3^2}$ — верхняя; E_{1un_4} — словской подсвиты унгутской свиты; E_{1lb} — лейбинской свиты.

клинально падающими к западу темно-серыми известняками еловской подсвиты. Недостаточная обнаженность не позволяет в этом разрезе составить представление о всех деталях ее строения и уверенно сопоставить его с какой-либо определенной частью разреза по р. Мане. Поэтому об общей мощности еловской подсвиты можно сказать, что она превосходит 440 м.

2.3.1.1.1.2. *Жержульский участок* находится на южном продолжении унгутского, но отделен от него сложной системой тектонических нарушений, из-за которых прямое прослеживание маркеров одного из них в пределы другого становится невозможным. В структурном отношении Жержульский участок представляет собой широкую мульдообразную складку, осложненную большим количеством разломов и складчатостью более высоких порядков. В осевой части этой синклинали в связи с этим обособливается ряд ядер, сложенных красноцветными отложениями лейбинской свиты, являющейся хорошим маркером. Эти ядра обрамляются выходами пород еловской, а затем последовательно и все более древних подсвит унгутской свиты (рис. 36), что позволяет в пределах участка составить представление о последовательности напластования практически по любому направлению. Вместе с тем определение мощностей и характера взаимоотношений подсвит часто связано со значительными трудностями.

Опорный разрез участка составляется по южному крылу охарактеризованной мульды — там, где она пересекается притоками р. Жержул — руч. Грязным, Свищевым, Масальским и Березовым. Нижняя часть разреза — *баранчикская подсвита* — лучше всего обнажается по левому борту долины руч. Березового и его правому водораздельному гребню. Здесь в 3,5 км выше устья ручья черные плитчатые известняки и алевролиты верхов жистыкской свиты достаточно постепенно сменяются черными массивными известняками (60 м), с которых, как и в стратотипе, начинается баранчикская подсвита (рис. 37, А — Б). Отсутствие четко выраженной маркирующей пачки алевролитов в кровле жистыкской свиты затрудняет здесь установление точного местонахождения границы свит. Выше по разрезу, как и в стратотипе, черные известняки сменяются белыми массивными разностями (130—140 м). Суммарная мощность баранчикской подсвиты по руч. Березовому около 200 м.

Доломиты и ртышкиской подсвиты перекрывают известняки согласно. В основании их выделяется пачка (170 м), в которой светлые доломиты переслаиваются с темными плитчатыми разностями, и отмечаются редкие прослои известняков. Лучшее обнажение ее находится по левому берегу руч. Березового (см. рис. 36). Основная часть иртышкиской подсвиты представлена светло-серыми доломитами, в которых на двух уровнях (см. рис. 37, А — Б) фиксируются прослои светлых, массивных известняков. Видимая мощность обнаженной по этому пересечению части подсвиты около 550 м.

Охарактеризованный разрез частично дублируется и надстраивается двумя тесноближенными пересечениями по правому борту долины р. Жержул ниже устья руч. Масальского и по левому борту долины руч. Грязного от впадения его в р. Жержул до верховьев (см. рис. 36; 37, В — Г, Д — Е, Ж — З). В долине руч. Грязного и на водоразделе его с руч. Свищевым разрез строится по линиям горных выработок (см. рис. 36; 37, Д — Е, Ж — З). Полученный таким образом сводный разрез имеет следующее строение (снизу вверх):

Мощность, м

Баранчикская подсвита вскрывается здесь не полностью. Обнажена лишь ее верхняя пачка (см. рис. 37, В — Г), представленная белыми массивными известняками. Видимая

60

Иртышкиская подсвита:

1. Пачка серых доломитов, в верхней части которой преобладают плитчатые темно-серые разности (70 м). Эта пачка является хорошим маркером, который прослеживается картированием в ранее описанный разрез по

руч. Березовому. Мощность пачки, как и руч. Березового	170
2. Пачка светло-серых массивных доломитов, местами кавернозных и брекчиевидных. Представление о полном разрезе этой пачки удастся составить по пересечениям В — Г и Д — Е (см. рис. 36, 37)	650
3. Пачка ребристых доломитов. Плитчатые слабоглинистые доломиты с прослоями известняков, тонкослоистая текстура которых проявляется в виде своеобразной ребристости на торцах пластов. Серые и темно-серые пласты перемешаются с розовато- и зеленовато-серыми. В кровле пачки слои становятся более массивными и светлыми	228
<i>Грязновская подсвита</i> названа по рассматриваемому пересечению (см. рис. 37, Д — Е) в долине руч. Грязного.	
1. Светлые массивные известняки с редкими <i>Epiphyton</i> Vogp.	120
2. Пестрокрашенные доломитовые мергели, которые в верхней части пачки переслаиваются с серыми глинистыми доломитами	120
<i>Еловская подсвита</i> , как и в стратотипе, сложена темными карбонатными породами, но в ее составе здесь выделяются две пачки:	
1. Черные глинистые и зернистые плитчатые известняки с единичными тонкими прослоями темных доломитов вблизи основания	170
2. Серые и темно-серые плитчатые доломиты	120

Разрез еловской подсвиты набирается по двум линиям шурфов. В первой из них (см. рис. 36; 37, Д — Е) хорошо видно ее соотношение с грязновской подсвитой, тогда как по другой (см. рис. 37, Ж — З) ее можно наблюдать в полном составе и фиксировать согласное залегание под лейбинской свитой.

Таким образом, в среднем течении р. Жеркул удается построить полный разрез унгутской свиты, мощность которой достигает 1900 м.

К северо-западу, в нижнем течении р. Жеркул и в бассейне впадающего в него руч. Кохановского, наблюдаются почти все выше охарактеризованные подразделения унгутской свиты. В баранчикских известняках (см. рис. 36, № 42) здесь, как и в других разрезах, встречены крибрициатиды *Vologdinophyllum* sp. и обильные водоросли (*Epiphyton scapulum* Korde, Girvanellaceae, *Razumovskia uralica* Vol.). Сомнение вызывает лишь крайне незначительное развитие очень характерных для унгутской свиты светлых и массивных иртышкинских доломитов. Весьма вероятно, что они здесь срезаются продольным разломом (см. рис. 36), но это не вполне согласуется с очень большой мощностью толщи плитчатых темных доломитов, вскрытых горной линией, пересекающей правый борт долины р. Жеркул в 1,9 км выше устья руч. Кохановского. Не исключено, что эти породы, типичные для «ребристой» пачки, которая завершает иртышкинскую подсвиту, замещают и гораздо более древние слои.

К северо-востоку, в долине р. Драгунихи, эта аномалия уже не наблюдается: над баранчикскими известняками, обнажающимися в приустьевой части р. Драгунихи, обширные поля слагают типичные иртышкинские доломиты, среди которых в линзовидных обособлениях известковистых доломитов были встречены эпифитоны хорошей сохранности (см. рис. 36, № 43), а в еловских известняках (см. рис. 36, № 44) найдены обильные хиолителляринты (*Anabarites tristichus* Miss., *A. tripartites* Miss., ряд новых видов анабаритов) и ? *Chancelloria* sp.

К востоку от бассейнов ручьев Грязного и Масальского достаточно полный разрез унгутской свиты вскрывается в верховьях р. Муртук (см. рис. 32). Контакт между жистыкской свитой, которая, как и на Унгутском участке, завершается существенно алевролитовой пачкой, и унгутской находится в 5,6 км выше устья р. Муртук. В баранчикской подсвите также выделяются две пачки: черных массивных известняков внизу и светлых с эпифитоновыми биогермами — вверху. Из основания нижней пачки (см. рис. 36, № 45а) определены крибрициаты: *Manacanthus microporosus* Jank, а в верхней пачке изобилуют водоросли: *Epiphyton scapulum* Korde, *E. induratum* Korde, *Girvanella problematica* Nich. et Eth., *Subtifloria delicata* Masl., *Proaulopora glabra* Krasnop., *Tubophyllum victorii* Krasnop. (см. рис. 36, № 45б), в других местах этот список пополняется *Epiphyton frondosum* Korde и *Razumovskia uralica* Vol. Иртышкинские до-

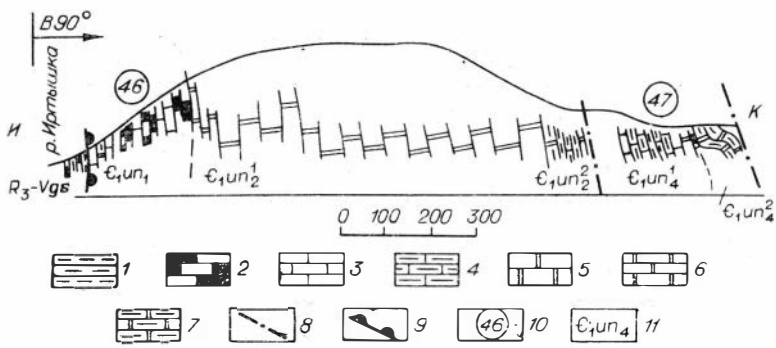


Рис. 38. Геологический профиль по отложениям унгутской свиты по правому берегу р. Маны выше устья р. Иртышка.

1 — алевролиты; 2 — известняки черные, плитчатые, глинистые; 3 — известняки массивные, серые; 4 — известняки плитчато- и массивно-слоистые, глинистые, серые; 5 — доломиты массивные; 6 — доломиты плитчатые; 7 — доломиты плитчатые, глинистые; 8 — разломы; 9 — нижняя граница унгутского горизонта; 10 — списки окаменелостей (см. на рис. 32); 11 — индексы стратиграфических подразделений (см. на рис. 36).

ломиты здесь развиты в весьма типичном выражении. Выше них обнажается толща сероцветных доломитов и известняков, среди которых много глинистых разновидей. Изредка встречающиеся прослой пестроокрашенных доломитов не исключают возможности того, что эта толща в значительной мере может быть и аналогом грязновской подсвиты. Севернее, отделяясь разломом, к ней примыкает поле распространения черных более или менее глинистых известняков, а затем и доломитов, типичных для еловской подсвиты.

Сходство разрезов унгутской свиты в пределах Унгутского и Жержульского участков, полученных в различных разделенных разломами структурах, дает определенную уверенность в том, что состав и строение этого подразделения в унгутском типе разреза расшифровано правильно. Вопрос вызывает лишь отсутствие темных слоистых известняков в низах баранчикской подсвиты по ручьям Березовому и Масальскому. Это обстоятельство оставляет некоторое сомнение в том, что в последнем разрезе (см. рис. 32) пачка алевролитов с прослоями плитчатых известняков, содержащих *Cambrotubulus* sp., *Hyolithellus* sp. и *Ramifer* sp., является доунгутской. В то же время мощность баранчикской подсвиты здесь такая же, как и в других разрезах, а по составу и строению слои, содержащие эти окаменелости, являются типичными для верхов анастасьинского горизонта.

2.3.1.1.1.3. *Иртышкинский участок* распространения унгутской свиты примыкает к Унгутскому и Жержульскому, отделяясь от них принципиальной зоной тектонических нарушений, ограничивающих Малоунгутскую антиклиналь с запада (см. рис. 36). В структурном отношении он представляет собой очень крутую моноклиналь (рис. 38), разрез которой полностью обнажен в Иртышкинских скалах, воздымающихся над правым берегом р. Маны между устьями рек Жержул и Иртышка. Разрез этот начинается от долины р. Иртышки, где над темными известняками и алевролитами жистыкской свиты согласно залегают (снизу вверх):

Мощность, м

<i>Баранчикская подсвита:</i>	
1. Известняки плитчатые темно-серые	20
2. Доломиты темно-серые с красноватым оттенком, плитчатые	2
3. Известняки темно-серые, плитчатые с прослоями (до 2—3 м) серых, иногда с розоватым оттенком, массивно плитчатых	50
4. Известняки массивные, светло-серые и коричневатые, биогермные. Водоросли <i>Epiphyton</i> Вогн.	4
5 Известняки плитчатые, коричневато-серые	40

6 Известняки массивные, коричневато-серые, эпифитоновые (биогерм-ные). Водоросли <i>Eriphyton</i> Vogt.	2,5
7. Известняки плитчатые, коричневато-серые, в кровле п редкими водорослями <i>Eriphyton</i> Vogt.	85
Суммарная мощность баранчикской подсвиты 203 м.	
<i>И р т ы ш к и н с к а я п о д с в и т а:</i>	
1. Темно-серые плитчатые доломиты. Отдельные прослои обогащены глинистым материалом. Вблизи кровли отмечаются прослои более светлых розоватых доломитов	70
2. Массивные светло-серые и розоватые доломиты. Преобладают явно зернистые и пористые разности; обычны брекчиевые текстуры	700
3. Доломиты серые, среднеплитчатые с тонкими прослойками алевро-аргиллитов 1—10 мм толщиной. Вблизи кровли прослой известняков	60
<i>Е л о в с к а я п о д с в и т а</i> отделяется от иртышкинской крупным разломом.	
1. Известняки темно-серые, до черных, тонко- и среднеслоистые, иногда глинистые. В резко подчиненных количествах встречаются тонкие прослои темно-серых мергелей. В известняках встречены микрофитолиты: <i>Nubecularites catagraphus</i> Reitl., <i>N. parvus</i> Z. Zhur., <i>Hieroglyphytes mirabilis</i> Reit. и проблематики <i>Ungutia</i> f. nov. Видимая	120
2. Доломиты темно-серые средне- и тонкоплитчатые с тонкими прослоями темных алевро-аргиллитов. Видимая	70

Таким образом, баранчикская подсвита здесь, сохраняя мощность, нацело замещается темными известняками, а водорослевые известняки сохраняются лишь в виде трех маломощных слоев. Темные разновидности замещают белые доломиты в низах иртышкинской подсвиты. Грязновская и большая часть еловской подсвиты (см. рис. 38, низы и верхи) в Иртышкинском разрезе срезаны разломами и поэтому говорить об их сопоставлении трудно.

2.3.1.1.2. **Верхнебазайхский тип разреза.** В наиболее северо-западных выходах унгутской свиты (район пос. Верх. Базайха) фациальные изменения ее становятся настолько существенными, что это дает основание говорить об особом верхнебазайхском типе разреза. Отложения унгутской свиты здесь слагают сравнительно узкий тектонический блок, протянувшийся в южном направлении от горы Кырзык в долину р. Базайхи до руч. Мишкин Лог. Далее он резко изменяет направление на юго-западное, а затем вновь на близмеридиональное и подходит к р. Мане в районе Иртышкинских скал (см. рис. 2). На всем протяжении блок имеет моноклинальное строение, осложненное большим количеством поперечных и диагональных разломов.

Нижний контакт унгутской свиты и самые низы ее разреза удается наблюдать по правому берегу р. Базайхи (рис. 39; 40, А — Б) ниже пос. Верх. Базайха и отчасти выше него. Переход от жистыкской свиты к унгутской здесь отличается исключительной постепенностью. Ритмично слоистая песчано-сланцевая толща с прослоями известняка переходит в сланцево-известняковую пачку, а в последней известняки последовательно вытесняются сланцеватые алевро-аргиллиты. С учетом того, что в нижней пачке баранчикской подсвиты прослой алевро-аргиллитов отмечались и в стратотипическом разрезе Унгутского участка (см. 2.3.1.1.1.1), а западнее, в Иртышкинских скалах, происходит общее увеличение глинистости пород всей подсвиты (см. 2.3.1.1.1.4), к унгутской свите по р. Базайхе целесообразно отнести большую часть отмеченной выше сланцево-известняковой пачки, начиная с уровня появления в ней мощных 10—15-метровых пачек темно-серых массивных известняков.

В одной из них, обнаженной в 1 км ниже устья р. Божья, встречены обильные океанелости, из которых определены хиолиты из семейства Allathecidae и *Torelloides* sp. nov. (см. рис. 39, № 48). Выше по р. Базайхе можно наблюдать, как сланцево-известняковая пачка, мощность которой порядка 80 м, вверх по разрезу сменяется пачкой темных, коричневатых, битуминозных известняков, видимая мощность которых 25 м, а затем серыми массивными известняками с микрофитолитами. Эта часть

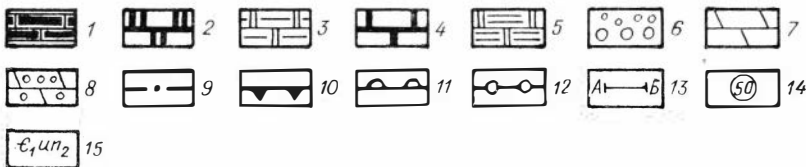


Рис. 39. Схематическая геологическая карта Верхбазайхского участка.

1—5 — унгутская свита: 1 — известняки темные, массивные баранчикской подсвиты, 2 — доломиты массивные иртышкинской подсвиты, 3 — доломиты плитчатые, глинистые иртышкинской подсвиты, 4 — известняки светлые, массивные грязновской и еловской подсвит, 5 — доломиты толстоплитчатые верхов еловской подсвиты; 6—8 глухаринная свита: 6 — конгломераты, гравелиты и песчаники, 7 — доломиты и известняки, 8 — карбонатные обломочные породы; 9 — тектонические нарушения; 10—12 нижние границы горизонтов: 10 — анастасинского, 11 — унгутского, 12 — жержульского; 13 — линии геологических профилей; 14 — местоположения окаменелостей (см. рис. 32); 15 — индексы стратиграфических подразделений: R₃kv — кувайской серии, свит: R₃br — беретьской, R₃-Vgs — жистыкской, E₁un₁ — унгутской, E₁gr — жержульской, gl — глухаринной, подсвит — E₁un₁ — баранчикской, E₁un₂ — иртышкинской, E₁un₃₊₄ — грязновской и еловской (нерасчлененные).

разреза баранчикской подсвиты отделена от массивных иртышкинских доломитов, обнажающихся по р. Базаихе в самом пос. Верх. Базаиха, значительным задернованным интервалом. Последний несколько сокращается при прослеживании охарактеризованных пачек на 1000 м по простиранию к северу (см. рис. 40, В — Г). Здесь под иртышкинскими доломитами залегает пачка чередования доломитов и известняков, которая подстилается плитчатыми коричневато-серыми известняками. Наконец, по правому берегу р. Базаихи в 400 м выше пос. Верх. Базаиха (см. рис. 40, Д — Е) обнажаются слои, которые полностью восполняют пропуск в обнажениях по первому пересечению (см. рис. 40, А — Б). Разрез здесь начинается темными песчанистыми известняками ко-

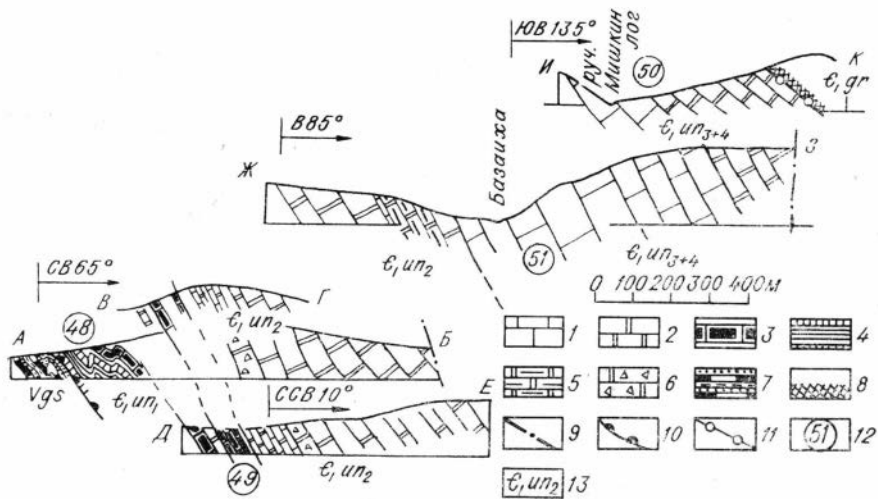


Рис. 40. Геологические профили по отложениям унгутской свиты Верхбазайского участка.

1 — известняки массивные, светлые; 2 — доломиты массивные светлые; 3 — известняки темные, массивные; 4 — переслаивание черных сланцев и известняков плитчатых и массивно-плитчатых; 5 — доломиты плитчатые, глинистые; 6 — доломитовые брекчии; 7 — переслаивание известняков черных, плитчатых и зеленоцветных песчаников и алевролитов (анастасьинская свита); 8 — красноцветные породы жержульской свиты; 9 — разлом; границы унгутского горизонта: 10 — нижняя, 11 — верхняя; 12 — списки окаменелостей (см. на рис. 32); 13 — индексы стратиграфических подразделений (см. на рис. 39).

ричевато-серого цвета, аналогичными завершающим базальную сланцево-известняковую пачку барапчикской подсвиты. Выше также обнажаются массивные известняки с онколитами, светло-серые и розовым прокрашиванием (30 м). Известняки перекрываются серыми доломитами (20 м), осыпь которых начинает разрез В — Г, а далее следует пачка коричневатосерых битуминозных известняков (50 м), отмечающихся в предыдущих пересечениях также только в делювии. Нескольку выше по р. Базаиха (см. рис. 39, № 49) в них встречены: *Hyolithellus* sp. и *Torelloloides* sp. Достаточно хорошо в этом пересечении обнажается и вышележащая пачка серых доломитов (до темно-серых слоистых с прослоями известняков), которая выше сменяется светло-серыми, зернистыми и брекчиевидными иртышкинскими. По составу, строению, мощности (около 100 м) и стратиграфическому положению (между темными барапчикскими известняками и белыми доломитами) эта пачка напоминает ту, с которой в стратотипическом разрезе (см. 2.3.1.1.3) начинается иртышкинская подсвита. Вышележащая часть разреза в этом пересечении обнажена плохо. Мощность толщ светлых массивных доломитов, по-видимому, близка установленной в других участках. Массивные доломиты перекрываются плитчатыми, часто глинистыми разностями серой и желтовато-серой окраски, которым подчинены отдельные прослои известняков. Эти отложения мощностью до 150 м, по всей видимости, являются аналогами «ребристой» пачки, завершающей в других районах (см. рис. 33) иртышкинскую подсвиту. Выше по разрезу здесь развита достаточно мощная толща светлых массивных известняков.

Верхи иртышкинской подсвиты и вышележащая толща гораздо лучше вскрываются на склонах долины р. Базаихи в 2 км выше устья р. Корбик (см. рис. 40, Ж — З). На левобережье светлые массивные доломиты согласно и с постепенными переходами сменяются аналогами «ребристой» пачки — серыми плитчатыми доломитами, явно глинистыми и содержащими отдельные прослои известняков. Мощность пачки (150 м) по этому пере-

сечению устанавливается гораздо более уверенно. По правому борту долины к р. Базаихе подходят выходы светлых и розовых массивных известняков, моноклиальное падение которых на восток-юго-восток угол 60—75° остается таким же, как и в «ребристой» пачке. Благодаря значительному количеству коренных обнажений, мощность известняковой толщи (500—600 м) и исключительно однообразный состав ее устанавливаются достаточно определенно. В верхней части склона известняковая толща согласно перекрывается серыми слоистыми доломитами, которые здесь картируются в основном по делювию.

Гораздо лучше верхи унгутской свиты обнажаются по гребню, идущему от устья руч. Мишкин Лог к юго-востоку. Толща розовых массивных известняков согласно перекрывается слоистыми, реже массивными желтовато-серыми доломитами, которые, в свою очередь, сменяются вверх по разрезу пестрыми терригенными породами базальной пачки жержульской свиты. Мощность доломитов (130 м) соизмерима с мощностью доломитовой пачки в кровле еловской подсвиты на территории Иртышкинского и Верхнежергульского участков. Эти пачки, по всей вероятности, одновозрастны. Фациальная обстановка, в которой формировалась рассматриваемая толща, была благоприятна для широкого развития известковых водорослей, которые во многих местах встречены по р. Базаихе и по р. Корбик. Здесь определены (см. рис. 39, № 52): *Epiphyton frondosum* Korde, *E. celsum* Korde, *E. scapulum* Korde, *E. fruticosum* Vol., *Proaulopora rarissima* Vol., *P. glabra* Krasnop., *Subtifloria delicata* Masl., *Razumovskia uralica* Vol., *Girvanella sibirica*, *Tubophyllum* sp., *Botomaella zelenovi* Korde.

В устье руч. Мишкин Лог (см. рис. 39, № 50) Т. В. Янкаускас (1969, 1972) встретил археоциаты: *Archaeolynthus* sp. и крибрициатиды *Crispus subdimidiatus* Jank. Кроме того, нами в том местонахождении были найдены представители семейства *Vologdinophyllidae* Rad.

Несколько больший список известен с водораздела рек Базаиха и Корбик (см. рис. 39, № 51), где, по данным Т. В. Янкаускаса (1969, 1972), известны: *Robustocyathus* ex gr *poliseptatus* (Vol.), *Archaeolynthus sibiricus* Toll., *Manacyathus microporosus* Jank., *Vologdinophyllum chachlovi* Rad. Наконец, по левому берегу р. Корбик, в 6,5 км от устья (см. рис. 39, № 52), нами найдены *Trapezotheca* sp., *Hyalithellus* sp.

Сравнивая разрезы унгутской свиты в бассейне верхнего течения р. Базаихи с ранее описанными, необходимо отметить следующие отличия. Здесь, как и на Иртышкинском участке, отмечается резкое увеличение роли темных известняков в баранчикской подсвите. Но, несмотря на это, можно говорить о наличии в составе свиты двух циклических пачек. Каждая из них начинается темными слоистыми известняками, которые сменяются массивными и более светлыми, несколько доломитизированными известняками. В завершающих частях ритмов появляются доломиты, которые в верхнем из них постепенно переходят в иртышкинские доломиты. Характерно резкое увеличение роли алевро-аргиллитов в низах баранчикской подсвиты. Отмечается явная битуминозность (запах при ударе) почти всех карбонатных пород. Возможно этим обстоятельством обусловлено практически полное исчезновение из состава подсвиты эпифитонов, чрезвычайно обильных в стратотипе и сохраняющихся в нескольких прослоях еще на территории Иртышкинского участка. Строение иртышкинской подсвиты отстает таким же, как и в ее стратотипе. Зато грязновская и еловская подсвиты изменяются наиболее существенно. О том, что им соответствует толща массивных известняков, удастся судить лишь благодаря тому, что они залегают между «ребристой» пачкой, завершающей иртышкинскую подсвиту, и пачкой доломитов, мощность которых и согласно залегание под жержульской свитой не оставляют сомнения в том, что они отвечают верхам еловской свиты. Замещение грязновских глинистых доломитов и еловских глинистых известняков белыми массивными известняками оказалось благоприятным для палеонтологической

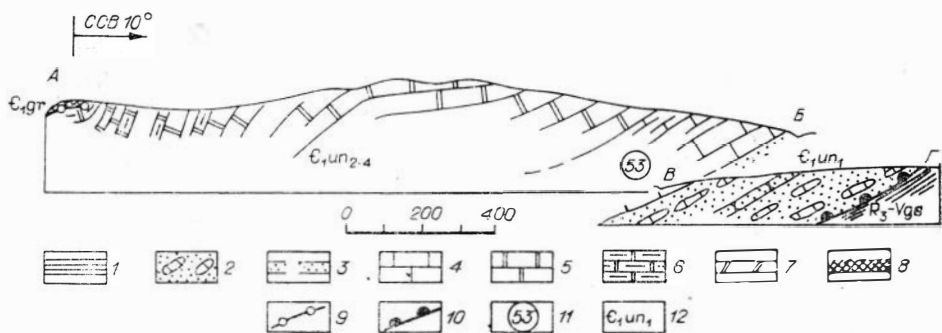


Рис. 41. Геологический профиль по отложениям унгутской свиты Нижнеколбинского участка.

1 — терригенные породы жистыкской свиты; 2 — конгломераты известняковые с песчаным цементом; 3 — песчаники грауввакковые; 4 — известняки массивные, белые; 5 — доломиты массивные, светлые; 6 — доломиты плитчатые, глинистые; 7 — мергели доломитовые; 8 — красноцветные породы жержульской свиты; границы унгутского горизонта: 9 — верхняя, 10 — нижняя; 11 — списки окаменелостей (см. на рис. 32); 12 — индексы стратиграфических подразделений (см. на рис. 23).

характеристики этого стратиграфического уровня. Помимо обильных водорослевых сообществ в его пределах впервые отмечены многочисленные крибрициатиды и археоциаты.

2.3.1.1.3. Нижнеколбинский тип разреза. В наиболее типичном выражении отложения унгутской свиты этого типа развиты в бассейне нижнего течения р. Колбы и на водоразделе рек Колбы и Баджея между поселками Нововасильевка и Орешное. По р. Мане в районе пос. Усть-Лейбы преобразование унгутского типа разреза в нижнеколбинский фиксируется лишь на уровне еловской подсвиты, которая вскрывается в ядре Усть-Лейбинской антиклинали (см. рис. 2; 32). Древнейшие из обнаженных здесь слоев еловской подсвиты представлены темно-серыми, тонкослоистыми глинистыми доломитами с подчиненными более светлыми и массивными прослоями. Характерны многочисленные пласты серых песчаных доломитов, переходящих местами в песчаники с доломитовым цементом. Видимая мощность этой пачки 90 м.

На крыльях Усть-Лейбинской антиклинали охарактеризованная сероцветная пачка перекрывается красноцветной. Переход между ними совершенно постепенный. Вначале появляются отдельные прослои красных доломитов, затем пакеты серых и красных пластов становятся примерно равновеликими (2—5 м), а еще выше последние резко преобладают. В верхней части пачки отмечаются прослои красных мергелей с косоволнистой текстурой. Контакт с вышележащей лейбинской свитой отбивается по появлению красноцветных песчаников. Мощность красноцветной пачки 100 м.

Таким образом, по сравнению со стратотипом преобразование еловской свиты в охарактеризованном разрезе заключается в замещении известняков ее нижней части доломитами, окраска которых остается темной, и резком изменении цвета верхней доломитовой пачки. Красноцветность и характерные текстурные признаки свидетельствуют о прогрессировавшей мелководности бассейна.

Более существенное изменение унгутской свиты по сравнению со стратотипом происходит в междуречье Колбы и Баджея, где она слагает серповидноизогнутый моноклиальный блок (см. рис. 23). В основании унгутской свиты по руч. Щучьему и на водоразделе его с руч. Скотогонным (см. рис. 23; 41) залегает пачка 1 своеобразных крупноглыбовых конгломерато-брекчий. Подавляющая масса глыб (2—6 м) и обломков (до 0,5 м) представлена серыми и темно-серыми массивными известняками. Они окружены мелкообломочной брекчий или грубым гравелитом с

обломочным материалом того же состава. В резко подчпненных количествах встречается хорошо окатанная галька (до 8 см) кварцитов, кислых эффузивов, кислых и основных интрузивных пород, а также серицитокварцевых алевролитов и основных эффузивов. Этот обломочный материал цементируется известковистым песчаником, который состоит из зерен кварца (20—30%), плагиоклаза (6—12%), калиевого полевого шпата (12%), обломков ранее описанных пород (20—40%) и известково-хлоритового матрикса (18—24%). Сортировка обломочного материала отсутствует.

Мощные пласты этих пород чередуются с пакетами ритмично переслаивающихся граувяковых песчаников и алевролитов, аналогичных жистыкским. Формирование их в значительной мере связано с мутьевыми потоками. Все это свидетельствует о тесной связи рассматриваемой пачки, мощность которой около 250 м с подстилающим комплексом. Глыбы массивных известняков, резко преобладающие в составе обломков, образовались, по всей вероятности, одновременно с формированием поблизости карбонатной толщи, как оползневые брекчии и седиментационные олистострымы. По составу эта карбонатная толща имеет много общего с баранчикской подсвитой и весьма вероятно одновозрастна ей. Последовательность вышележащей толщи в рассматриваемом пересечении (см. рис. 32 — XII; 23; 41) (снизу вверх) такова:

Мощность, м

2. Известняки массивные светло-серые с водорослевыми биогермами, местами брекчированные и прокрашенные; водоросли: <i>Epiphyton induratum</i> Korde. E. sp., <i>Razumovskia uralica</i> Vol., <i>Proaulopora glabra</i> Krasn., <i>P. rarissima</i> Vol., <i>Botomaella zelenovi</i> Korde и крибрициаты: <i>Cardiophyllum Kelleri</i> Rad., <i>Vologdinophyllum chachlori</i> Rad., <i>Pterocyathidae</i> Jank. (см. рис. 23, № 53)	180—200
3. Доломиты массивные светло-серые, белые и желтоватые, местами брекчиевидные. В нижней части пачки прослой светлых известняков, а в верхней — розовых и красных доломитов	450—500
4. Доломиты массивные, светлые, розоватые, переслаивающиеся с плитчатыми, иногда глинистыми разностями.	200
5. Доломиты плитчатые серые до темно-серых, желтые, реже розовые. В верхней части разреза прослой вишнево-красных алевролитов	110—130

Выше эти отложения согласно и с постепенными переходами сменяются красноцветными лейбинскими песчаниками.

Пачки, вскрытые в долине руч. Щучьего, прослеживаются картированием в пределах всего рассматриваемого блока, но сопоставление их с подсвитами унгутской свиты в стратотипе весьма затруднительно. Особенно это касается нижней обломочной толщи, которая севернее претерпевает существенные фациальные изменения и замещается более или менее типичными конгломератами; в них преобладает окатанная галька эффузивных, интрузивных и метаморфических пород. Таким образом, формирование обломочной толщи происходило за счет двух принципиально отличных источников. С одной стороны, это были массивные карбонатные породы, формировавшиеся в пределах относительно поднятого блока, которые практически одновременно вовлекались в подводные оползни, с другой — к северу от рассматриваемого района, по-видимому, энергично размывался блок, сложенный гораздо более древними толщами.

Гораздо более очевидна близость вышележащей толщи (пачки 2, 3) массивных, светлоокрашенных карбонатных пород иртышкинской подсвиты, но отличие ее от пачки 4, которую можно сравнивать с грязновской подсвитой, гораздо менее существенно.

Благодаря переходному Усть-Лейбинскому разрезу пачку 5 удается сопоставить с еловской подсвитой стратотипа. Для нее также характерны темные доломиты внизу и светлые массивные с пестроокрашенными прослоями разности вверх. Определенное сокращение мощности унгутской свиты нижнеколбинского типа (1200 м) по сравнению с унгутским (1700—1900 м) свидетельствует о формировании ее в пределах менее интенсивно погружавшейся структуры.

2.3.1.1.4. **Верхнежерзкульский** тип разреза унгутской свиты распространен в бассейнах верхнего течения р. Жерзул и ее левого притока — руч. Россыпного (см. рис. 22). Исключительно сложная структура и недостаточная обнаженность не позволяют обосновать полный опорный разрез, но отдельные фрагменты его в обособленных блоках узнаются достаточно уверенно.

Наиболее крупное поле унгутской свиты вскрывается на крыле синклинали по правобережью руч. Россыпного и далее до верховьев р. Жерзул (см. рис. 22, 32). Здесь анастасьинская свита завершается пачкой алевро-аргиллитов, которые сменяются массивными темно-серыми известняками нижней пачки баранчикской подсвиты. Известняки чередуются с известковыми брекчиями; местами они песчанистые, а в отдельных прослоях даже могут быть названы известковистыми песчаниками.

В известняках и обломках встречаются кустики эпифитонов. Но наиболее полно водоросли в нижней пачке изучены в несколько более высоких слоях, обнаженных по правому притоку руч. Россыпного, который впадает в 6 км выше его устья (см. рис. 22, № 55). В низах этого разреза встречены *Epiphyton induratum* Korde, *E. scapulum* Korde, *E. durum* Korde, *Girvanella problematica* Nich. et Ether., *Proaulopora rarissima* Vol. В 100—150 м выше по разрезу этой пачки список пополняется *Botomaella zelenovi* Korde. В нижней части пачки светлых известняков по этому же пересечению (см. рис. 22, № 56) встречены: *Epiphyton celsum* Korde, *E. scapulum* Korde, *Proaulopora rarissima* Vol., *Girvanella problematica* Nich. et Eth. Несколько более полный список водорослей получен из средней части пачки светлых известняков, которая обнажается северозападнее в смежном блоке, отделенном разломом (см. рис. 22, № 57а): *Epiphyton scapulum* Korde, *E. induratum* Korde, *Girvanella problematica* Nich. et Eth., *Renalcis gelatinosum* Korde, *Proaulopora rarissima* Vol., *Subtiflora delicata* Masl., *Botomaella zelenovi* Korde. В той же пачке, далее к северо-западу (см. рис. 22, № 57б), список пополняется родом *Razumovskia*.

На водоразделе р. Жерзул и руч. Россыпного выходы светлых известняков и массивных типично иртышкинских доломитов находятся в блоках, разобщенных разломами. Только по узкому гребню между руч. Россыпным и его правым притоком, впадающим в 8,4 км выше устья, наблюдается постепенный переход путем переслаивания от одной пачки к другой. В кровле пачки светлых известняков (см. рис. 22, № 58) встречены крибрициатиды *Dubius uncatus* Jank. и водоросли *Epiphyton scapulum* Korde. Более полно переходные слои и низы доломитов иртышкинского типа вскрываются в изолированном блоке, который пересекается долиной р. Жерзул в 7 км ниже устья руч. Россыпного.

Достаточно хорошо обнаженный разрез иртышкинской подсвиты наблюдается по правому и левому борту долины р. Жерзул в 8,5 км выше устья руч. Россыпного. Характерно, что среди массивных светлых доломитов и в этом разрезе на разных уровнях отмечаются прослои белых известняков с водорослями (см. рис. 22, № 59) *Girvanella problematica* Nich. et Eth., *Epiphyton* sp. и другие и крибрициатами *Dubius* sp. В 3 км к северо-западу — на водоразделе р. Жерзул и руч. Россыпного — массивные доломиты контактируют с темными плитчатыми разностями, которым подчинены желтые доломитовые мергели и бурые глинистые доломиты. По всей вероятности, эти отложения соответствуют грязновской подсвите, выделенной на Жерзкульском участке (см. 2.3.1.1.1.2). Более молодые слои унгутской свиты в пределах Верхнежерзкульского участка не обнажены.

Вскрытая нижняя часть унгутской свиты Верхнежерзкульского типа характеризуется определенной общностью с разрезами нижнеколбинского типа.

2.3.1.1.5. **Анастасьинский** тип разреза. Этот тип отложений унгутской свиты развит на ограниченной площади в междуречье рек Кувай и

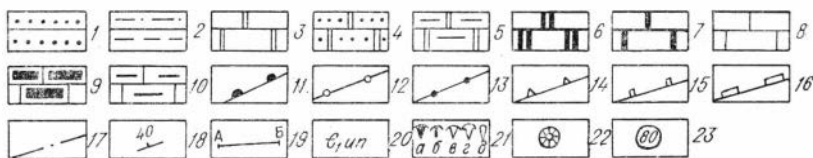
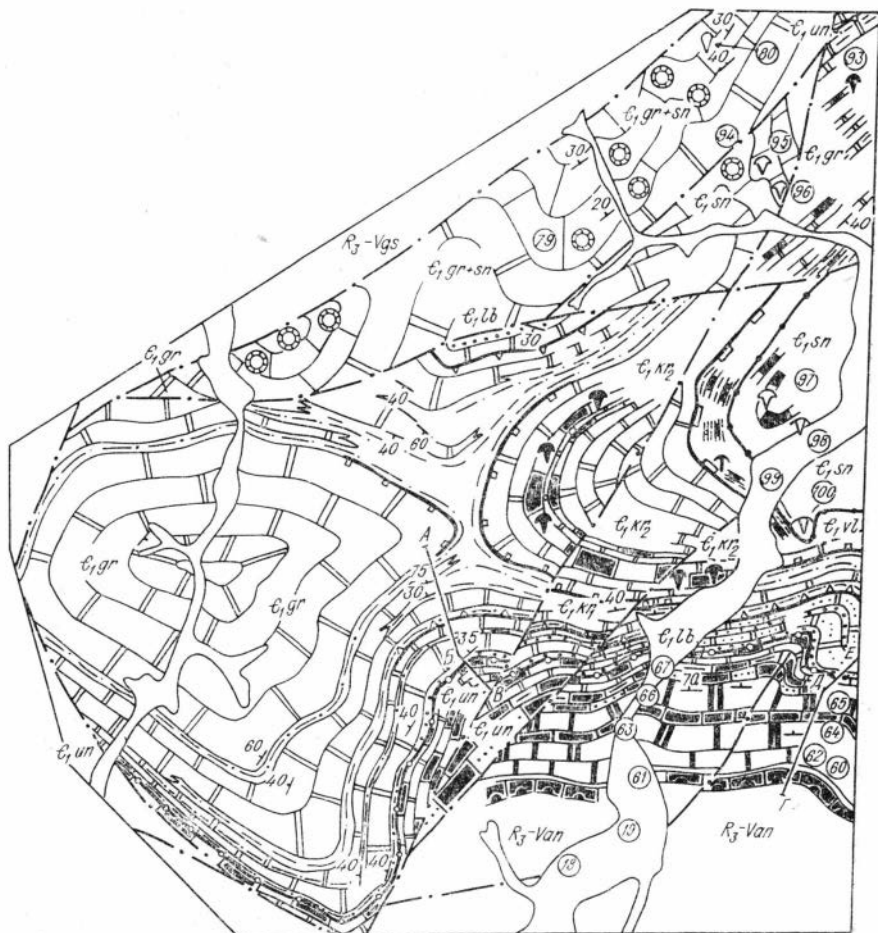


Рис. 42. Схематическая геологическая карта района пос. Анастасьино и верхьев р. Жержул.

1 — песчаники кварцевые; 2 — алевролиты и аргиллиты пестроцветные с прослоями доломитов; 3 — доломиты; 4 — доломиты песчанистые; 5 — доломиты глинистые; 6 — доломиты массивные унгутского горизонта; 7 — известняки массивные унгутского горизонта; 8 — известняки светлые-серые; 9 — известняки черные; 10 — известняки глинистые; 11—16 — границы горизонтов: 11 — анастасьинского и унгутского, 12 — унгутского и жержульского, 13 — жержульского и синерского, 14 — лейбинской и крольской свит, 15 — нижней и верхней подсвит крольской свиты, 16 — крольской и высьжелогской свит; 17 — тектонические нарушения; 18 — элементы залегания; 19 — линии профилей; 20 — индексы свит: $R_3 - Vgs$ — жижтынской, $R_3 - Van$ — анастасьинской, E_{1un} — унгутской, E_{1gr} — жержульской, E_{1lb} — лейбинской, E_{1kr} — крольской, E_{1vl} — высьжелогской, E_{1sn} — синерской; S_{1gr-sn} — отложения жержульского и синерского горизонтов («муртуцкого рифа»), Q_{IV} — современные отложения русел рек; 21 — трилобиты: а —

Bulaiaspis tasevica Rep., б — *Bulaiaspis* sp., в — урицкого горизонта, г — чарского горизонта, д — санаштыгольского горизонта; 22 — археоциаты; 23 — списки фауны (объяснение см. на рис. 32 и 45): № 93 — *Bulaiaspis vologdini* Lerm.; № 94 — *Tumulocyathus pustulatus* Vol., *Nochorocyathus hovelli* (Vol.), *Batchalocyathus salairicus* Vol., *Tumulocyathellus* sp., *Mnizhithus* sp., *Aldanocyathus* ex gr. *khemtschikhensis* Vol., *Dicyocyathus quartus* Rod., *Dokidocyathus* sp.; № 95 — *Parapoliella sulcata* N. Tcher.; № 96 — *Pseudocyathus angarensis* N. Tcher., *Parapoliella* sp., *Jangudina* sp.; № 97 — *Parapoliella obrutevi* (Lerm.), *Bigotina egregia* Rep.; № 98 — *Kolbinella prima* Rep., *Binodaspis* sp., *Bulaiaspis* cf. *limbata* Rep., *B. sajanica* Rep.; № 99 — *Bulaiaspis* sp.; № 100 — *Tungusella minica* Rep., *T. obesa* Rep., *Bulaiaspis* cf. *limbata* Rep., *B. sajanica* Rep.

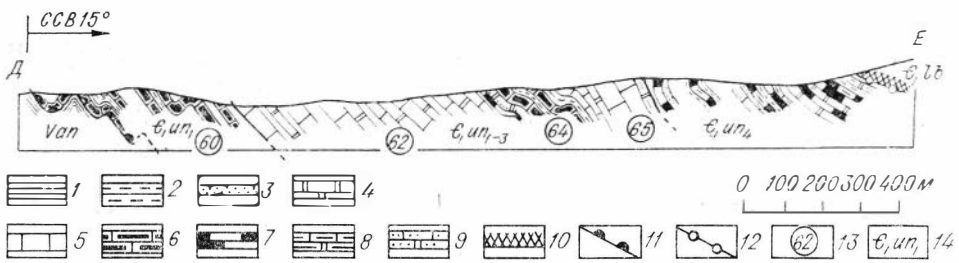


Рис. 43. Геологический профиль по отложениям унгутской свиты Анастасьинского участка.

1 — аргиллиты и глинистые сланцы; 2 — алевролиты; 3 — песчаники; 4 — доломиты; 5 — известняки массивные, светлые; 6 — известняки массивные и массивно-плитчатые темные; 7 — известняки черные, плитчатые; 8 — известняки и доломиты глинистые; 9 — известняки и доломиты песчанистые; 10 — красноцветные породы лейбниной свиты; границы унгутского горизонта: 11 — нижняя, 12 — верхняя; 13 — списки окаменелостей (см. на рис. 32); 14 — индексы стратиграфических подразделений (см. на рис. 42).

Колбы севернее пос. Анастасьино (см. рис. 2). Наиболее полный разрез свиты вскрывается лишей горных выработок по водоразделу р. Колбы и ее правого притока Звериного Люга (рис. 42; 43, Д—Е). Как и в большинстве ранее описанных разрезов граница между анастасьинской и унгутской свитами здесь проходит внутри темноцветной терригенно-карбонатной толщи по появлению массивных известняков с водорослевыми биогермами и существенному сокращению количества и мощности прослоев алевролитов и аргиллитов. В разрезе обнажены (снизу вверх):

- | | |
|--|--------------------|
| 1. Массивные водорослевые известняки (0,5—1,2 м), чередующиеся с пакетами переслаивания (1,5—2,5 м) тонкоплитчатых глинистых известняков и резко подчиненных прослоев темно-серых алевролитов и аргиллитов. В известняках собраны многочисленные водоросли (см. рис. 42; 43, № 60, 61) — <i>Epiphyton furcatum</i> Korde, <i>E. fruticosum</i> Vol., <i>E. plumosum</i> Korde, <i>E. umbellatum</i> Korde, <i>E. durum</i> Korde, <i>Proaulopora rarissima</i> Vol., Girvanellaceae и микрофитоциты — <i>Nubecularites abustus</i> Z. Zhur., <i>N. parvus</i> Z. Zhur., <i>Volvatella zonalis</i> Nar., <i>Osagia kuraica</i> f. n. Из алевролитов и аргиллитов этой толщи выделены и определены микрофоссилии: <i>Baltisphaeridium hirsutum</i> Pjat., <i>Michystridium perlerum</i> Pjat., <i>M. sp.</i> , <i>Leiomarginata simplex</i> Naum., <i>L. simplex</i> var. <i>manica</i> Pjat., <i>Leiosphaeridia minor</i> (Schep), <i>L. densa</i> (Tim.) | Мощность, м
250 |
| 2. Известняки массивные, светло-серые, водорослевые (1—3 м), переслаивающиеся со светло-серыми, иногда слабопесчанистыми доломитами (0,5—1,5 м). В известняках встречены водоросли (см. рис. 42; 43, № 62) <i>Epiphyton fruticosum</i> Vol., <i>E. frondosum</i> Korde, <i>E. satiatum</i> Korde, Girvanellaceae, а также (см. рис. 42, № 63) <i>Epiphyton zonatum</i> Korde, <i>E. scapulum</i> Korde, <i>Renalcis gelatinosum</i> Korde, <i>Razumovskia</i> sp., <i>Proaulopora</i> sp. и криврициаты семейства Vologdinophyllidae Rad. | 170—200 |
| 3. Переслаивание темно-серых плитчатых известняков и алевро-аргиллитов. Встречены водоросли (см. рис. 42, № 64) <i>Epiphyton satiatum</i> Korde, <i>E. zonatum</i> Korde, <i>E. celsum</i> Korde, <i>E. scapulum</i> Korde, <i>Proaulopora rarissima</i> Vol., <i>Razumovskia</i> sp., Girvanellaceae | 140 |
| 4. Известняки массивные, светло-серые и серые, водорослевые, подчиненные прослою желтоватых доломитов. Встречены криврициаты <i>Manacyathus microporosus</i> Jank. (см. рис. 42; 43, № 65), а по параллельному разрезу (см. рис. 42, № 66) водоросли: <i>Epiphyton satiatum</i> Korde, <i>E. celsum</i> Korde, <i>E. scapulum</i> Korde, <i>Renalcis pectunculium</i> Korde, <i>Proaulopora rarissima</i> Vol., <i>Razumovskia</i> sp., Girvanellaceae и криврициаты: <i>Manacyathus microporosus</i> Jank., <i>Manacyathus</i> sp. nov. | 280 |
| 5. а) в нижней части пачки преобладают известняки темно-серые плитчатые, переслаивающиеся с темными алевролитами и аргиллитами. Вблизи кровли этих слоев отмечаются прослои песчанистых известняков и известковистых песчаников. В известняках встречены своеобразные проблематики — <i>Ungutia Yaksch.</i> (см. Приложение) | 140 |
| б) известняки темно-серые, плитчатые, глинистые с прослоями более светлых доломитов | |

Выше по разрезу эти слои согласно перекрываются базальной пачкой лейбниной свиты.

Общая мощность унгутской свиты в описанных разрезах 1400—1450 м, несколько меньше, чем в стратотипе (2.3.1.1.1.), но сопоставление выделенных здесь пачек с ранее охарактеризованными подсвитами связано со значительными трудностями.

Пачка 1 описанного разреза по мощностям, составу и характеру взаимоотношений с подстилающими образованиями весьма напоминает баранчикскую подсвиту района Иртышкипских скал. В то же время она, по-видимому, является аналогом обломочной пачки (или большей ее части), с которой начинается унгутская свита в нижнеколбинском типе разреза. Разрезы нижней пачки свиты верхнежержувского типа являются во всех отношениях переходными между ними (см. рис. 32). Совершенно аналогичный ряд преобразований с юго-востока на северо-запад испытывает и толща светлых массивных карбонатных пород, на основании которой в этих районах обычно и выделялась унгутская свита. В разрезах анастасьинского типа она в основном состоит из водорослевых известняков с резко подчиненными прослоями доломитов. В верхнежержувском типе количество массивных доломитов возрастает, причем более интенсивно они замещают верхнюю часть рассматриваемой толщи. Наконец, в нижнеколбинском типе разреза известняки сохраняются в нижней части толщи и образуют ряд линз в ее середине (см. рис. 32). Это дает основание всю толщу массивных светлоокрашенных пород в перечисленных типах разрезов считать единым стратиграфическим подразделением и сравнивать ее в целом с иртышкнской подсвитой. Если это так, то пачка 3 анастасьинского разреза может рассматриваться в качестве аналога «ребристой» пачки иртышкнской подсвиты. Детали строения пачки 5 сближают ее с еловской подсвитой в стратотипе (см. рис. 32; 34). В этом случае пачка 4 будет, по всей вероятности, отвечать грязновской подсвите.

Характерная особенность строения унгутской свиты в анастасьинском типе разреза — наличие песчаной примеси и даже прослоев существенно кварцевых песчаников. Это сближает ее с разрезами нижнеколбинского и верхнебазайхского типа и свидетельствует о наличии области размыва на северо-востоке.

2.3.1.2. Солбинская структурно-фациальная зона

В Солбинской структурно-фациальной зоне отложения унгутского горизонта сохранились в виде неширокой полосы вдоль юго-западного крыла солбинской синклинали (см. рис. 2). Здесь развита существенно карбонатная темноцветная толща, ограниченная снизу ангульскими песчаниками анастасьинского горизонта, а сверху базальной пачкой лейбинской свиты, которой начинается Жержувский горизонт. Ангульская свита, как было показано выше (см. 2.2.2.2.2), не исчерпывает весь объем анастасьинского горизонта. Поэтому упомянутая толща соответствует не только унгутскому, но и верхам анастасьинского горизонта. Наметьте границу между ними удастся лишь в самой западной части Солбинской структурно-фациальной зоны по логу Горюнову (см. рис. 2; 18, *у*; 2.2.2.2.2), восточнее она теряется внутри совершенно однообразной толщи. Это обстоятельство и существенное отличие рассматриваемых отложений от унгутских заставляет обособить их в качестве самостоятельной солбинской свиты со стратотипом по р. Солбии в 10 км выше пос. Гоголевка.

Нижняя часть свиты вскрыта линией шурфов по водоразделу ручьев Бол. и Мал. Скакунец. Здесь пачка зеленоцветных алевролитов и аргиллитов, завершающая ангульскую свиту, согласно и с постепенными переходами перекрывается толщей темно-серых и черных известняков, в нижней части которых преобладают глинистые и алевритистые разности (110 м). Выше известняки становятся более чистыми, по и среди них встречаются глинистые и сильно песчаные разности. Мощность вскрытой части разреза около 600 м.

Самые верхи солбиинской свиты обнажены несколько выше по правобережью р. Солбии на участке между ручьями Мал. Скакунец и Белый. Здесь в ряде моноклинальных блоков удается наблюдать переходные слои между солбиинской и лейбинской свитами. Разрез начинается черными глинистыми тонкоплитчатыми известняками (100 м), которые сменяются вначале серыми, чистыми и более массивными разностями, а затем светло-серыми, белыми и розоватыми толстослоистыми доломитами с подчиненными прослоями песчанистых и алевролитистых разностей и известняков (200 м). Выше согласно залегают лейбинские песчаники. Видимая мощность верхней части солбиинской свиты в этом разрезе 370 м, но она отделена от нижней 600-метровым задернованным интервалом и разломом.

Непрерывный разрез верхней части солбиинской свиты вскрыт врезом по правому берегу р. Крол на участке 6—8 км выше устья (см. рис. 30; 32). Здесь (снизу вверх) обнажаются:

	Мощность, м
1. Светло-серые часто со значительной примесью кварцевых зерен известняки и доломиты, в которых встречены единичные <i>Epiphyton</i> . Видимая	100
2. Темно-серые тонкослоистые глинистые известняки	50
3. Серые и темно-серые четко слоистые доломиты, с которыми чередуются слои, обогащенные глинистой и песчанистой примесью. Вблизи кровли (24 м) доломиты становятся более светлыми и даже розоватыми	160

Выше согласно залегают пестрые терригенные породы лейбинской свиты.

Полный разрез солбиинской свиты вскрывается лишь по р. Мане от горы Конторка до устья р. Крол, но недостаточная обнаженность и мелкая складчатость не позволяют здесь даже приближенно оценить мощности выделяющихся пачек, последовательность которых в разрезе следующая (снизу вверх):

1. Зеленовато-серые алевролиты и аргиллиты, переслаивающиеся с серыми известняками.
2. Черные известняки с прослоями и призмаками по плоскостям напластования глинистых сланцев.
3. Светло-серые массивные известняки, соответствующая пачка, которая выделяется по рекам Крол и Солбия (см. рис. 30).
4. Черные глинистые известняки с прослоями сланцев.
5. Серые до белых и розовых доломитов с прослоями песчанистых доломитов и алевролитов.

Представление о наиболее западном разрезе солбиинской свиты в Солбиинской структурно-фашиальной зоне удается составить по двум пересячениям. Нижняя часть ее вскрывается по хорошо обнаженному правому борту долины лога Горюнова, впадающего в р. Кувай выше пос. Спирино (см. рис. 25). Здесь на восточном крыле антиклинальной складки (см. рис. 31) выше аналогов ангульской свиты (см. 2.2.2.2.2) залегают (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Известняки темно-серые до черных, слоистые	190
2. Тонкое переслаивание известняков с более тонкоплитчатыми и глинистыми разностями	280
3. Серые, с линзовидными пластами светло-серых, известняки с песчанистым прослоем в основании. Видимая	150

Верхи солбиинской свиты вскрыты шурфами по правому борту р. Кирзы (правый приток р. Кувай, ниже пос. Спирино). Разрез (см. рис. 32, XIX) начинается серыми толстослоистыми известняками, похожими на слагающие пачку 3 предыдущего разреза. Видимая мощность их не менее 100 м. Выше они переходят в пачку чередования черных плитчатых известняков, глинистых известняков и аргиллитов (200 м) и далее в пачку переслаивания темных толстоплитчатых известняков и мергелей (120 м). Разрез завершается серыми доломитами. Суммарная мощность

солбиинской свиты в этих двух взаимодополняющих пересечениях (1200 м) превосходит мощности в ранее описанных разрезах. Это как будто позволяет идентифицировать верхние известняки в первом из них с нижними во втором. Однако приуроченность рассмотренного участка к зоне стыка с Жержульской структурно-фациальной зоной не исключает возможности существенного увеличения мощности и некоторой разповозрастности сравниваемых пачек (см. рис. 2).

Сравнение разрезов солбиинской свиты с ее аналогами в Жержульской зоне показывает, что по объему она соответствует всей унгутской свите и пачке 4 анastasьинской свиты на Анастасьинском участке (см. рис. 25; 32; 2.2.2.1.2.1). Эти отложения вблизи границы структурно-фациальных зон не только сокращаются в мощности, но претерпевают существенные фациальные изменения. Во-первых, происходит прогрессирующее к востоку увеличение терригенного материала. Во-вторых, светлые массивные известняки и доломиты, обычные для унгутской свиты на западе, здесь полностью замещаются черными слоистыми известняками. Линзы светлоокрашенных пород удается наблюдать лишь в разрезе лога Горюнова. Практически неизменной остается лишь пачка доломитов, завершающая словскому подсвиту в Жержульской зоне.

Изменение обстановки осадконакопления на стыке структурно-фациальных зон было, по-видимому, еще более существенным, поскольку водоросли и остатки скелетной фауны, обильные на западе, практически полностью исчезают на восток. Исключения представляют лишь редкие находки *Eriphyton* по р. Крол (см. рис. 32, № 69).

2.3.1.3. Синтез по унгутскому горизонту

В пределах Жержульской структурно-фациальной зоны смена анastasьинского времени унгутским ознаменовалась существенным изменением тектонического режима и обстановок осадконакопления. Эпоха активных дифференциальных движений, обусловившая широкое развитие оползневых конгломерато-брекчий, седиментационных олистостром и турбидитов разного типа, сменилась режимом ярко выраженной стабилизации, с которым повсеместно связано накопление довольно однообразной карбонатной толщи.

С самого начала формирования унгутской свиты биогенный фактор играл исключительную роль. Водорослевые известняки, часто образующие значительные биогермные скопления, характерны для баракичской подсвиты почти на всей площади ее распространения. Но у северо-западного края Жержульской структурно-фациальной зоны (от Иртышкинских скал и пос. Верх. Базаиха), по-видимому, в связи с увеличением глубокости водоросли исчезают, а породы в целом становятся несколько более битуминозными. Аналогичные преобразования происходят и в пределах Солбиинской структурно-фациальной зоны к востоку от долины р. Кувай.

При описании анastasьинского горизонта (см. 2.2.2.3) отмечалось, что тенденция к стабилизации наметилась уже при формировании его верхней части. Поэтому смена одного подразделения другим происходит весьма постепенно, а там, где выклиниваются переполненные водорослями пласты массивных известняков, проведение границы между ними связано со значительными трудностями. Практически непреодолимыми они становятся в юго-восточной части Солбиинской структурно-фациальной зоны. Здесь контраст со смежной частью Жержульской структурно-фациальной зоны, где известняки рассматриваемого возраста насыщены остатками водорослей и крибрициатид, становится особенно резким. Вероятно, это связано с наличием уступа, разделявшего принципиально различные части бассейна, в пределах которого обстановка осадконакопления напоминала рифовую.

Влияние этого активного блока наиболее резко отразилось в отложениях унгутской свиты нижнеколбинского и верхнежеркульского типа, где, как мы видели, широко развиты или даже резко преобладают сингематичные брекчии и породы, связанные с подводными оползнями и седиментационными олистостромами. Специфика рассматриваемого блока, простиравшегося вдоль границы, разделявшей Жеркульскую и Солбинскую структурно-фациальные зоны, заключается в том, что активные подвижки в нем не прекратились к началу унгутского времени, а энергично продолжались в течение формирования всей баранчикской подсвиты. Интенсивность воздымания его увеличивалась к северо-востоку, где он уже за пределами исследованной территории из подводной гряды превращался в поднятие с расчлененным рельефом.

Время накопления иртышкинской подсвиты характеризовалось исключительным выравниванием условий осадконакопления в пределах всей Жеркульской зоны. Вся она была перекрыта однообразной толщей массивных доломитов, мощность которых несущественно изменяется в пределах разных участков (см. рис. 32). Внешне эти доломиты имеют много общего с массивными водорослевыми светло-серыми разностями известняков баранчикской подсвиты. Изредка отмечаются обильные остатки водорослей, образующие линзовидные скопления среди иртышкинских доломитов. Не исключено, что первоначально эти образования, уничтоженные вторичной доломитизацией, были распространены гораздо шире.

Лишь в анастасьинском и верхнежеркульском типах разрезов доломиты в значительной мере замещаются белыми массивными известняками, обильно охарактеризованными остатками водорослей. Таким образом, обстановка, напоминавшая рифовую, сохранялась, по крайней мере, в области уступа, разделявшего структурно-фациальные зоны.

Первые признаки активизации тектонического режима в Солбинской зоне ощущаются в конце иртышкинского времени, когда массивные породы на большей части ее территории сменяются слоистыми и глинистыми разностями («ребристая» пачка). Еще более дифференцированными условия осадконакопления становятся в грязновское время, в течение которого формировались линзовидно замещающиеся одни другими водорослевые известняки, массивные доломиты, красные и серые доломитовые мергели. На флангах Жеркульской структурно-фациальной зоны (верхнебазаихский и анастасьинский типы разреза) это преимущественно доломитовое подразделение полностью замещается известняками, часто переполненными водорослями. Правда, на северо-западе мощность известнякового аналога грязновской подсвиты больше, а на юго-востоке меньше, чем в ее стратотипе. Это, возможно, связано с тем, что в одном месте биогеенный барьер формировался на склоне более интенсивного прогиба, а в другом — на блоке, погружавшемся сравнительно медленнее. Не исключено, что именно эти барьеры обособляли водоём, в котором формировались доломиты, от морского бассейна с нормальной солёностью.

Еловское время ознаменовалось дальнейшей активизацией тектонического режима, которая по-разному отразилась в осадочной летописи различных участков. Так, для разрезов еловской подсвиты, развитых на юго-западе Жеркульской структурно-фациальной зоны (унгутский тип), характерно ритмичное переслаивание темных известняков с тошкочлещатыми глинистыми разностями и аргиллитами, характерных для третьих элементов циклов, разделяющих турбидиты в флишах жистыкской и беретьской свит. Весьма вероятно, что образование этих, напоминающих контуриты, пластов пород связано с возобловившимися блоковыми подвижками к юго-западу от Солбинской структурно-фациальной зоны, где интенсивно накапливались флишевые отложения. В рассматриваемую часть Манского прогиба периодически попадала только тонкая взвесь, связанная с этими процессами. Резко отлична обстановка осадконакопления в северо-восточной части рассматриваемой территории. Здесь призна-

ки активизации, находившейся к северо-востоку области размыва, проявились в появлении больших или меньших количеств хорошо окатанной песчаной и алевроитовой примеси, преимущественно кварцевого состава. Это связано с тем, что области размыва на северо-востоке были окружены мелководным шельфом, в пределах которого обломочный материал дочными течениями распространялся на огромные расстояния.

С этими подвижками связано дальнейшее выравнивание обстановки по всей северо-восточной периферии исследованной части Манского прогиба, где формировалась достаточно однообразная толща слоистых доломитов. Таким образом, в заключительный этап еловского времени Солбинская структурно-фациальная зона по условиям осадкообразования стала близкой к районам с анастасьинским, нижнеколбинским и верхнебазайхским типами отложений.

Не вполне ясной в унгутское время остается природа Муртуковского активного блока. Большинство авторов настоящей работы на основании данных детального картирования Нижнеколбинского участка считают, что здесь в поле унгутской свиты, выходы которой в плане образуют полукольцо, трудно допустить наличие существенного разлома (см. рис. 23). Поэтому своеобразный маломощный разрез развитой здесь унгутской свиты они принимают за полный, а весь этот участок как в анастасьинское, так и в унгутское время рассматривают как относительное поднятие. Данные по стратиграфии Верхнежеркульского участка не противоречат тому, что это поднятие, как и в анастасьинское время, продолжалось и к юго-западу от верховьев р. Жеркул и руч. Россыпного. Но нельзя исключить и иной вариант трактовки строения Нижнесолбинского участка, предполагающий выпадение части разреза по тектоническим нарушениям.

Изложенный выше фактический материал, дающий максимальное представление о характере строения унгутского горизонта и его взаимоотношениях с подстилающим анастасьинским горизонтом, однозначно свидетельствует о постепенности перехода между ними и отсутствии резкой и четкой литологической границы. Нижняя граница унгутской свиты проводится нами по появлению в большинстве изученных разрезов биогермных и массивных известняков и является в значительной мере условной. В верхах анастасьинского горизонта и в унгутском горизонте собрано большое количество окаменелостей, однако отсутствие среди них древнейших зональных форм нижнего кембрия — археоциат и хиолитов — не позволяет и по палеонтологическим данным считать принятую нами границу окончательно установленной.

Ассоциации микрофитолитов верхов анастасьинской и унгутской свит меняются незначительно и практически ничего не дают для установления границы нижнего кембрия, так как первые кембрийские формы появляются в верхних пачках анастасьинской свиты (*Nubecularites catagraphus*, *N. punctatus*) совместно с представительной юдомской ассоциацией, а многие юдомские формы широко развиты в баранчикской подсвите унгутской свиты (*N. abustus*, *Volvatella zonalis*, *V. vadosa*).

Первые известковые водоросли встречены в анастасьинской свите существенно ниже основания унгутской, а в ее верхах в ряде разрезов (см. рис. 32, № 16, 18, 21) количество видов известковых водорослей возрастает до семи (табл. 4).

Кроме того, в верхах анастасьинского горизонта найдены хиолительминты: *Hyolithellus* sp., *Hyolithelminthes* sp., *Anabarites tristichus*, *A.* sp. (см. рис. 32; 34; 40, № 14), а в самой кровле — *Cambrotubulus* sp. (см. рис. 32, № 15; табл. 5). Как водоросли, так и хиолительминты (см. табл. 5, кроме двух форм) анастасьинского горизонта проходят вверх по разрезу в унгутский горизонт, причем с основания баранчикской подсвиты отмечается резкое обогащение видового состава водорослей (см. табл. 3 до 20 видов). На этом уровне устанавливаются новые роды

Вертикальное распространение известковых водорослей в отложениях анастасынского и унгутского горизонтов

Водоросли	Венд		Кембрий			
	Анастасынский горизонт		Унгутский горизонт			
	Пачки		Подсветы			
	3	4	баранчик- ская	иртыш- кинская	грязнов- ская	елов- ская
<i>Epiphyton durum</i> Korde			—			
<i>E. furcatum</i> Korde			—			
<i>E. plumosum</i> Korde			—			
<i>E. umbellatum</i> Korde			—			
<i>E. simplex</i> Korde			—			
<i>E. scapulum</i> Korde			—			
<i>E. fruticosum</i> Vol.			—			
<i>E. induratum</i> Korde			—			
<i>E. celsum</i> Korde			—			
<i>E. frondosum</i> Korde			—	—	—	
<i>E. saliatum</i> Korde			—	—	—	
<i>E. zonatum</i> Korde			—	—	—	
<i>E. sp. nov.</i>			—	—	—	
<i>E. sp.</i>			—	—	—	
<i>Girvanella problematica</i> Nich. et Eth.			—			
<i>G. sibirica</i> Masl.			—			
<i>G. sp.</i>			—			
<i>Proaulopora glabra</i> Krasnop.			—	—	—	
<i>P. rarissima</i> Vol.			—	—	—	
<i>P. sp.</i>			—	—	—	
<i>Tubophyllum victorii</i> Krasnop.			—	—	—	
<i>Botomaella zelenovi</i> Korde			—	—	—	
<i>Batinevia ramosa</i> Korde			—	—	—	
<i>Subtifloria delicata</i> Masl.			—	—	—	
<i>Razumovskia uralica</i> Vol.			—	—	—	
<i>R. sp.</i>			—	—	—	
<i>Renalcis pectunculium</i> Korde			—	—	—	
<i>R. gelatinosum</i> Korde			—	—	—	
<i>R. sp.</i>			—	—	—	

водорослей: *Razumovskia*, *Subtifloria*, *Batinevia*, *Botomaella*. Здесь появляются хиолиты *Allathecida* и *Torelloides* (см. рис. 39, № 48, 49), а Т. В. Янкаускас (1969, 1972) в известняках баранчикской подсветы указывает *Ajacyathus* sp. (см. рис. 32; 35, № 37). Новым в палеонтологической характеристике унгутского горизонта является развитие богатого комплекса крибрициатид, наиболее полно представленного в баранчикской подсвете (см. рис. 32, № 37; 53; табл. 5). Лишь единичная находка *Ramifer* sp. (см. табл. 5) отмечается пока ниже этого уровня. С основания унгутского горизонта в комплексе микрофоссилий отмечаются типичные для нижнего кембрия *Baltisphaeridium* (см. Приложение).

Практически все перечисленные окаменелости (водоросли, хиолиты, крибрициатиды) проходят вверх по разрезу до верхов унгутского горизонта и не могут быть использованы для его более дробного расчленения. Лишь в средней части нерасчлененных грязновской и еловской подсвет разреза р. Базаихи (см. 2.3.1.1.2) (верхняя часть унгутского горизонта) найдена фауна, появляющаяся в кенядинском горизонте Сибирской платформы: археоциаты — *Robustocyathus* ex gr. *poliseptatus*, *Archaeolynthus sibiricus* (Янкаускас, 1969, 1972) и хиолиты *Trapezotheca*, а в еловской подсвете р. Маны (см. 1.2.3.1.1.1) — хиолиты *Novitatus* sp., а также акротретиды, *Stenothecoidae*, *Sabellidites*. Обогащение комплекса фауны в верхах унгутского горизонта позволяет наметить его расчленение на два био-

Вертикальное распространение фауны в апастасьинском и унгутском горизонтах

Фауна	Венд	Кембрий			
	Апастасьинский горизонт	Унгутский горизонт			
	Пачка 4	Подсвиты			
баранчикская		иртыш-кинская	грязновская	еловская	
<i>Ramifer giratus</i> Jank.		—	—	—	
<i>R. angulosus</i> Jank.		—	—	—	
<i>R. sp.</i>		—	—	—	
<i>Dubius uncatus</i> Jank.	—	—	—	—	
<i>Vologdinophyllum creber</i> Jank.		—	—	—	
<i>V. chachlovi</i> Rad.		—	—	—	
<i>V. sp.</i>		—	—	—	
<i>Crispus subdimidiatus</i> Jank.		—	—	—	
<i>Cardiophyllum kelleri</i> Rad.		—	—	—	
<i>Manacyathus microporosus</i> Jank.		—	—	—	
<i>Leibaella elovica</i> Jank.		—	—	—	
<i>L. corbinica</i> Jank.		—	—	—	
<i>L. dileta</i> Jank.		—	—	—	
<i>Longaerus vitatus</i> Jank.		—	—	—	
<i>Akademiophyllum cornuforme</i> Rad.		—	—	—	
<i>Erphyllum bephylleforme</i> Rad.		—	—	—	
<i>Iaceratus cuneatus</i> Jank.		—	—	—	
<i>Pterocyathus glausus</i> Jank.		—	—	—	
<i>Ajacyathus sp.</i>		—	—	—	
<i>Archaeolynthus sibiricus</i> Toll.		—	—	—	
<i>Robustocyathus ex gr. poliseptatus</i> (Vol.)		—	—	—	
<i>Brachiopoda</i>					
<i>Stenothecoidea</i>					—
<i>Trapezotheca sp.</i>					—
<i>Novitatus sp.</i>					—
<i>Allathecoidea</i>					—
<i>Torelloicles sp.</i>		—	—	—	
<i>Chancelloria sp.</i>					—
<i>Cambrotubulus sp.</i>					—
<i>Hyalolithellus sp.</i>		—	—	—	
<i>H. ex. gr. tenuis</i> Miss.		—	—	—	
<i>Hyalolithelmintes sp.</i>		—	—	—	
<i>Anabarites tristichus</i> Miss.		—	—	—	
<i>A. tripartitus</i> Miss.		—	—	—	
<i>A. trisulcatus</i> Miss.		—	—	—	
<i>A. sp. nov.</i>		—	—	—	
<i>A. sp.</i>		—	—	—	
<i>Sabellidites</i>		—	—	—	

стратиграфических подразделения; верхнее, вероятно, будет отвечать ке-нядинскому горизонту. Однако недостаточно полная фаунистическая ха-рактеристика в большинстве разрезов не позволяет говорить о выделении этих подразделений повсеместно.

Из приведенной палеонтологической характеристики отложений ана-стасьинского и унгутского горизонтов видно, что на их границе намеча-ется довольно резкое качественное и количественное обогащение комп-лексов окаменелостей, при этом отмечается появление новых групп (хио-литы, крибрициатида и др.), среди которых определенное место занимают окаменелости типично кембрийские (акротретиды, археоциаты, акритархи *Baltisphaeridium* и др.). В подстилающих унгутский горизонт известняках верхов апастасьинского горизонта содержится комплекс окаменелостей (хиолителминты, водоросли) в настоящее время широко известных ниже основания суннагинского горизонта в манькайской и юдомской свитах и их аналогах (Хоментовский и др., 1972; Хоментовский, 1974, 1976).

Массовое развитие этих же окаменелостей в основании унгутской свиты и резкое обогащение списков фауны за счет появления новых групп, родов и видов, среди которых появляются и характерные для нижнего кембрия формы, позволяет говорить о границе между анастасьинским и унгутским горизонтами, как о наиболее вероятной нижней границе кембрия.

2.3.2. Жержульский горизонт

Отложения жержульского горизонта в пределах изученной территории представлены тремя основными типами разрезов.

В восточной (Солбинской) структурно-фациальной зоне (см. рис. 2) разрез отложений жержульского горизонта представлен разнообразными по литологическому составу породами — доломитами, песчанистыми доломитами, известняками, пестроцветными песчаниками, алевролитами и аргиллитами, расчлененными на три свиты — лейбинскую, крольскую и выезжелогскую. Объем двух верхних свит всеми исследователями понимается однозначно; относительно объема нижней — лейбинской — свиты имеются расхождения, о чем будет подробно сказано ниже.

В западной (Жержульской) структурно-фациальной зоне (см. рис. 2) разрез отложений Жержульского горизонта существенно меняется. В нем начинают резко преобладать доломиты, содержащие в основании и кровле толщи подчиненные пакки красноцветных терригенных пород. Попытки проследить здесь свиты Солбинской зоны нельзя признать удачными (Предтеченский, 1967; Шенфиль и др., 1976; и др.).

По-видимому, наиболее рациональным является выделение на данном уровне в Жержульской фациальной зоне одной свиты под собственным названием с последующей ее корреляцией с разрезами Солбинской зоны. Наиболее подходящим по смыслу и приоритету является название жержульская свита (Хоментовский, 1957; Хоментовский и др., 1960). Однако, учитывая прогресс в исследованиях с момента первого появления термина, объем жержульской свиты должен быть существенно уточнен. В нее должны быть включены пестроцветные отложения, развитые в основании доломитов и в их кровле, которые в предыдущей публикации (Хоментовский, Гибшер, 1973), несмотря на некоторые литологические различия и малую мощность, отождествлялись соответственно с лейбинской и выезжелогской свитами.

В состав жержульского горизонта в качестве третьего типа разреза включаются также специфические массивные археозатовые известняки и доломиты так называемого Муртукского рифа, большая нижняя часть которых, согласно фаунистическим данным, формировалась одновременно с отложениями крольской и выезжелогской свит.

2.3.2.1. Жержульская структурно-фациальная зона

В пределах Жержульской структурно-фациальной зоны выделяются три участка — Верхнебазанхский, Нововасильевский и Верхнежержульский. Так как первоначально стратотип жержульской свиты не был четко определен (Хоментовский и др., 1960), а обнаженность в верховьях р. Жержул не позволяет построить представительного разреза, в качестве гипостратотипа свиты принимается разрез по р. Базанхе.

2.3.2.1.1. **Верхнебазанхский участок.** В гипостратотипическом разрезе по р. Базанхе в 4 км выше устья р. Корбик отложения жержульской свиты слагают довольно круто (от 30 до 80°) наклоненную на восток моноклинали, осложненную рядом мелких антиклинальных и синклиналиных складок (рис. 44). Нижняя часть разреза наблюдается только по делювиальным свалам в правом борту долины р. Базанхи в 0,4—0,7 км выше устья руч. Мишкин Лог и вскрыта линией шурфов на их водоразделе.

В указанном отрезке выше серых и зеленовато-серых доломитов унгутского горизонта залегают (см. рис. 44; 45, а):

	Мощность, м
1. Доломиты песчанистые, алевритистые и глинистые розовато-желтовато- и зеленовато-серые и подчиненные им песчаники и доломитистые песчаники, мелко- и среднезернистые красные, розовато- и зеленовато-серые, редко ярко-зеленые глауконитовые	80
2. Доломиты массивные темно-серые, сменяющиеся в верхней половине пачки светло-серыми, иногда песчанистыми	80
3. Доломиты песчанистые и алевритистые, песчаники и алевролиты доломитистые, иногда глауконитовые зеленовато-желтые, темно-зеленовато-серые и красные, доломиты светло-серые массивные	60
4. За делювиальными развалами пород пачки 3 выше по правому борту долины р. Базанхи в небольшой синклинальной складке прекрасно обнажены (см. рис. 44) переслаивающиеся аргиллиты и алевролиты доломитистые красные и желтовато-зеленые (0,5—1,0 м), доломиты глинистые зеленовато-серые плитчатые (1—4 м), доломиты серые массивные, иногда кавернозные (0,8—1,6 м). Видимая	26

В 0,2 км выше по р. Базанхе с упомянутой синклинальной складкой сопрягается крутая асимметричная антиклиналь, в ядре которой обнажена верхняя часть пачки 3, подробное описание которой будет приведено ниже.

Далее в 0,3—0,6 км выше по реке эти породы вновь обнажаются в ядре следующей небольшой антиклинальной складки, а за ними в прерывистых коренных выходах вскрывается основная по мощности часть разреза жержульской свиты (см. рис. 44). Отложения пачки 4 протягиваются здесь по правому борту р. Базанхи в интервале 500—250 м ниже устья руч. Шахматова. Мощность их 170—190 м. В кровле нижней трети пачки наблюдаются единичные прослои черных среднеплитчатых известняков.

	Мощность, м
5. Выше по реке в практически непрерывных обнажениях, идущих до устья руч. Шахматова, залегают переслаивающиеся доломиты (20—30 см) толстослоистые мелкозернистые, темно-серые, издающие при ударе резкий запах, и подчиненные им доломиты (10—15 см) полосчатые тонкозернистые серые и доломиты глинистые и алевритистые (10—15 см), плитчатые, желтовато-серые	120
6. Непосредственно выше устья руч. Шахматова на доломитах пачки 5 залегают алевролиты и аргиллиты доломитистые красные, содержащие прослои зеленовато-желтых глинистых и алевритистых плитчатых доломитов	10

Выше по реке разрез имеет следующее строение:

7. Доломиты серые толстоплитчатые и доломиты глинистые и алевритистые зеленовато-желтые плитчатые с редкими прослоями светло-серых зернистых известняков в основании	40
8. Известняки темно-коричневато-серые зернистые массивные	7
9. Переслаивающиеся доломиты серые, светло-желтовато-серые, светло-коричневато-серые массивные и плитчатые (0,2—0,8 м редко до 4 м), доломиты глинистые и алевритистые зеленовато-серые, желтовато-серые (до 10—15 м) и подчиненные им редкие прослои доломитов темно-серых, доломитовых мергелей и алевролитов зеленых, желтовато-серых и красных тонкоплитчатых и листоватых (0,2—2,0 м)	300

В нижней части пачки найдены микрофитоциты *Osagia delicata* f. n. (см. рис. 45, № 70).

	Мощность, м
10. Доломиты темно-серые, коричневато-серые массивные (0,6—0,8 м) и плитчатые (3—8 см), чередующиеся с доломитами глинистыми и алевритистыми зеленовато-серыми, содержащими редкие прослои доломитов серых и светло-серых, алевролитов и аргиллитов доломитистых, тонкоплитчатых и листоватых зеленовато-серых	330
11. Известняки темно-коричневато-серые зернистые массивные, содержащие остатки трилобитов <i>Buliaspis limbata</i> Rep. (см. рис. 45, № 71)	3

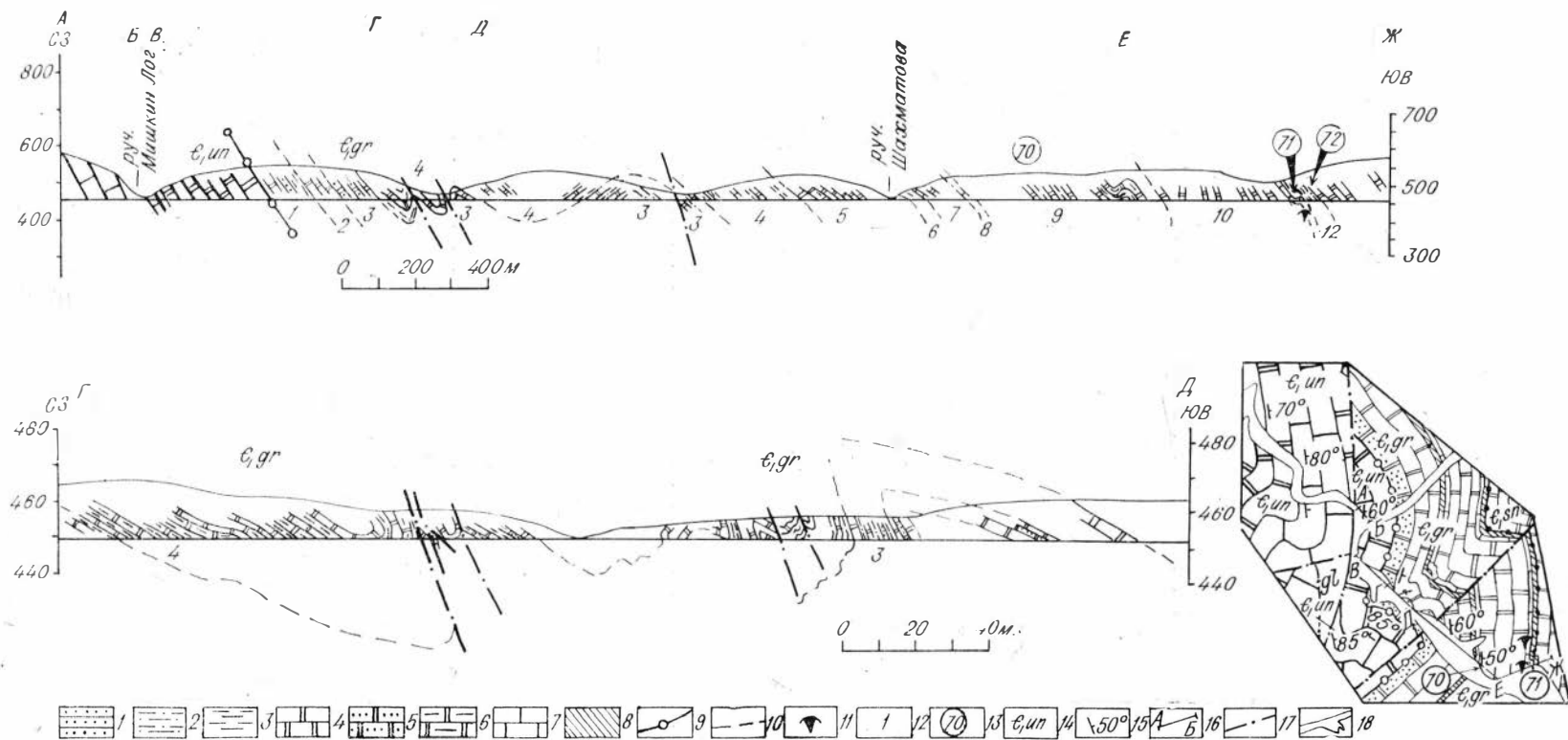


Рис. 44. Геологический профиль по отложениям унгутской и жержульской свит по правому борту р. Базаихи в районе руч. Мишкин Лог и Шахматова и схематическая геологическая карта района.

1 — песчаники кварцевые; 2 — песчаные алевролиты; 3 — алевролиты; 4 — доломиты светло- и темно-серые; 5 — доломиты песчаные; 6 — доломиты глинистые; 7 — известняки; 8 — маркирующие пачки пестроцветных алевролитов; 9 — граница жержульского и унгутского горизонтов; 10 — границы пачек; 11 — трилобиты; 12 — номера пачек 13 — списки фауны (объяснение см. на рис. 45); 14 — индексы свит: ϵ, un — унгутской, ϵ, gr — жержульской, gl — глухаринной; 15 — элементы залегания; 16 — линия профиля; 17 — тектонические нарушения; 18 — аллювиальные отложения русел рек.

Выше по разрезу обнажаются характерные афанитовые светло-серые и мелкозернистые коричневато-серые доломиты синерской свиты.

Общая мощность разреза жержульской свиты по р. Базаихе 1240—1260 м.

Аналогичное строение отложения жержульской свиты имеют в пределах всего тектонического блока, который протягивается от пос. Верх. Базаиха на юго-запад вдоль хр. Таболожного до р. Маны у устья р. Жержул (см. рис. 2). По р. Базаихе они связаны с подстилающими унгутскими доломитами согласными переходами. Далее к юго-западу на водоразделе рек Базаихи и Корбик доломиты унгутской свиты, а затем три нижних терригенно-карбонатных пачки жержульской свиты срезаются разломом.

Кроме *Bulaiaspis limbata* Rep., в кровле свиты на р. Базаихе имеются находки трилобитов *Bulaiaspis taseevica* Rep. между верховьями рек Кайлята и Мал. Унгут, сделанные И. И. Коптевым в средней части жержульской свиты (Коптев, 1962).

Ограниченный объем работы не позволяет детально охарактеризовать каждую пачку гипостратотипического разреза. Остановимся лишь на описании двух из них — третьей и четвертой. Верхи пачки 3 обнажены в северном крыле антиклинальной складки по правому берегу р. Базаихи в 1 км выше устья руч. Мишкин Лог (см. рис. 44, г, д). Разрез (рис. 46, а) имеет следующее строение (снизу вверх):

	Мощность, м
а) доломиты светло-серые массивные мелкозернистые	3
б) доломиты песчанистые мелкозернистые желтовато- и зеленоватосерые плитчатые, содержащие обломки доломита, зерна кварца и глауконита	0,6
в) доломиты светло-серые массивные	0,6
г) доломиты песчанистые глауконитовые желтовато-серые	0,4
д) алевролиты доломитистые красные тонкоплитчатые с прослоями (10—25 см) доломитов песчанистых и песчаников доломитистых красных и желтовато-серых	6
е) доломиты песчанистые глауконитовые желтовато-серые	0,5
ж) алевролиты доломитистые красные тонкоплитчатые	0,3
з) песчаники доломитистые мелкозернистые красные, содержащие в основании округлые уплощенные обломки (1—5 см) доломитов	0,4
и) доломиты песчанистые и алевритистые красные и желтовато-серые	1,8
к) доломиты серые массивные	3

Выше залегают алевролиты, аргиллиты, глинистые доломиты и доломиты пачки 4. Детальный разрез последней вскрывается в 200 м ниже по р. Базаихе (см. рис. 44, г, д), где снизу вверх обнажаются (рис. 46, б):

	Мощность, м
а) алевролиты доломитовые тонкоплитчатые красные	0,5
б) доломиты глинистые плитчатые тонкополосчатые (1—2 мм) светло-зеленоватожелтые и полосчатые (1—10 мм), зеленые и лиловые афанитовые с единичными прослоями (10—15 см) доломитов серых	1
в) доломиты афанитовые средне- и толстоплитчатые серые с прослоем (5 см) доломитовых брекчий в кровле	0,9
г) алевролиты доломитистые лиловые	1
д) доломиты алевритистые тонкоплитчатые зеленые	0,3
е) доломиты глинистые среднеплитчатые зеленоватосерые	4

Далее вверх принципиальная схема строения разреза сохраняется. Кроме приведенных двух, обнажаются еще пять подобных циклов, начинающихся с красноцветных карбонатно-терригенных пород и заканчивающихся или глинистыми доломитами, или, в более законченных циклах, массивными доломитами со следами сингенетичного выветривания в кровле пластов.

Система	К е м б р и с к а я	Н и ж н е у л ь с к и я	У н е т с к а я
Отдел	и	и	и
Горизонт	Синерский	Ж е р ж е у л ь с к и я	У н е т с к а я
Свита	Шахматовская	Синерская	Ж е р ж е у л ь с к а я

р. Базилик,
выше устья
руч. Маштан

р. Колва
у пос. Нововасильевка

р. Булгусун

Бассейн

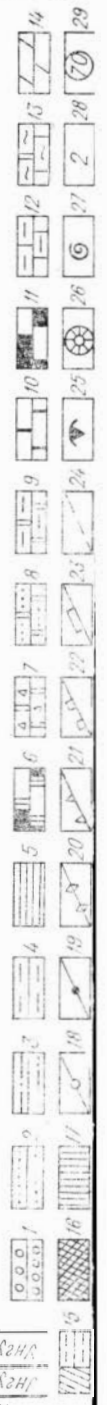
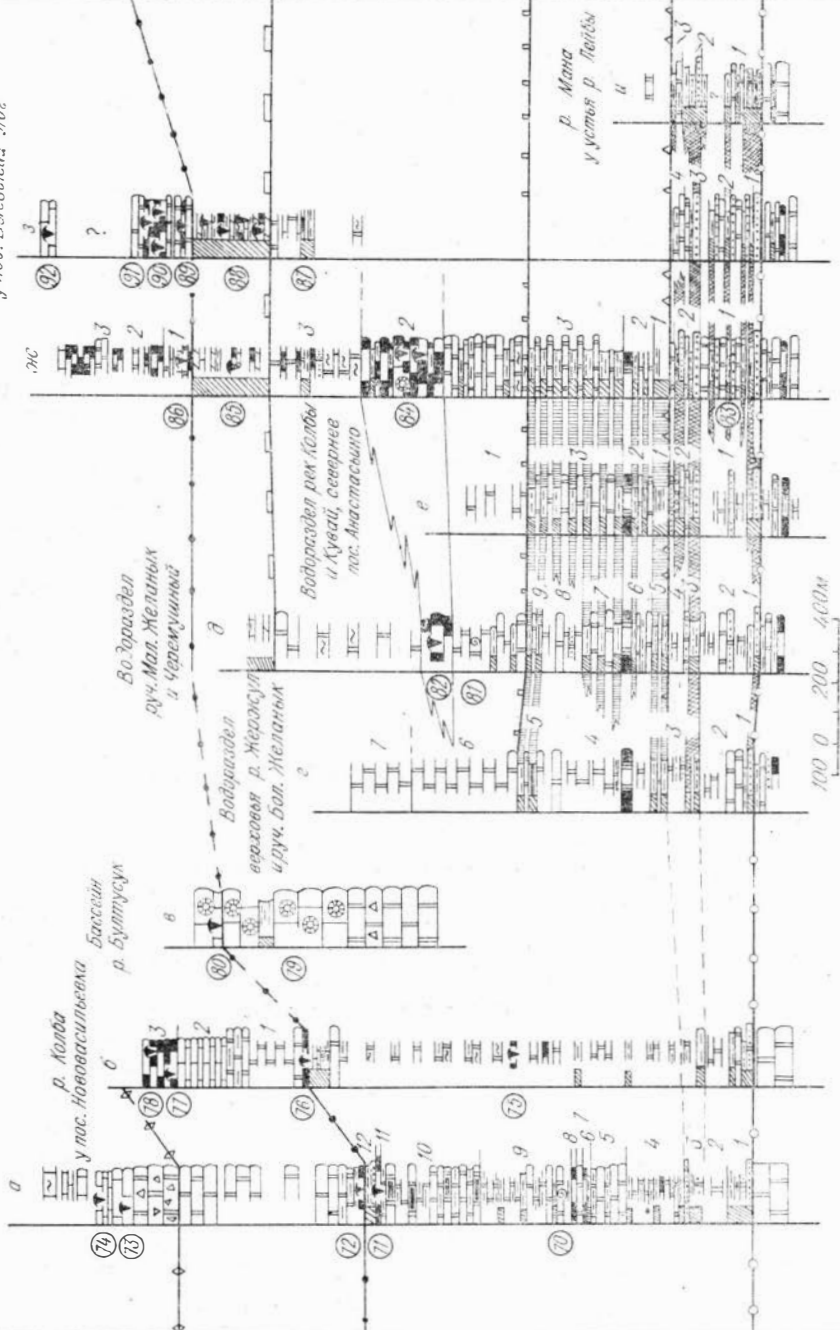
Водораздел
руч. Мал. Желтый
и Черемучиный

Водораздел
реки Колва
и Кувай, севернее
пос. Анастасово

р. Мана
у устья р. Майды

С. Соловьев
р. Крош, р. Мана
у пос. Вязовский Пог

Подсвита	Левинская	Низинская	Верхняя	Вязовская	Синерская	Свита
----------	-----------	-----------	---------	-----------	-----------	-------



Общая мощность пачки переслаивания, вскрытой в синклинали, как уже отмечалось выше, 26 м.

2.3.2.1.2. Нововасильевский участок. Следующим к югу от верховьев р. Базанхи крупным участком развития отложений жержульской свиты является район пос. Нововасильевки, где они протягиваются широкой полосой вдоль юго-восточного крыла Нововасильевской антиклинали от пос. Орешного на северо-востоке до руч. Бултусук на юго-западе (см. рис. 2). Обнаженность на всем этом участке очень плохая. По прерывистому разрезу по р. Колбе в районе пос. Нововасильевки устанавливается, что по ее левому берегу выше устья руч. Медвежьего на массивных розовато-серых и светло-серых унгутских доломитах после небольшой задерновки залегает пачка красноцветных терригенно-карбонатных пород, имеющих видимую мощность 80—90 м (см. рис. 45, б). В ее состав входят красные алевролиты, алевролиты, доломиты, доломиты, редкие прослои песчаных доломитов и кварцевых песчаников.

Выше по р. Колбе, до верхней окраины пос. Нововасильевки, в редких коренных выходах и делювии преобладают светло-серые, серые, темно-серые доломиты и зеленовато-серые глинистые доломиты. В нижней части доломитовой толщи на р. Колбе отмечаются прослои красных алевролитов (в 90 м выше кровли нижней пачки), а западнее на водоразделе ручьев Щучьего и Школьного — прослои красноцветных песчаников, алевролитов и песчаных доломитов, являющихся вероятным аналогом пачки 3 Базанхского разреза. Примерно в 500—700 м от основания доломитовой толщи в ней на водоразделе ручьев Щучьего и Медвежьего встречаются прослои и линзы темно-серых известняков, содержащих трилобиты *Bulaiaspis taseevica* Rep. и *B. vologdini* Lerm. Выше устья руч. Щучьего в верхней части разреза появляется большое количество кремней.

У северной окраины пос. Нововасильевки моноклинальное залегание толщи (60—90°) осложняется синклинальной складкой, в южном крыле

Рис. 45. Сопоставление разрезов жержульского и синерского горизонтов.

1 — конгломераты; 2 — песчаники кварцевые; 3 — песчаные алевролиты; 4 — алевролиты; 5 — аргиллиты; 6 — доломиты светло- и темно-серые; 7 — доломитовые брекчии; 8 — доломиты песчаные; 9 — доломиты глинистые; 10 — известняки массивные; 11 — известняки светло- и темно-серые; 12 — известняки глинистые; 13 — доломиты и известняки кремнистые; 14 — мергели; 15 — пестроцветные отложения; 16 — пестроцветные породы лейбиской свиты; 17 — пестроцветные породы нижней подсерии крольской свиты; 18—23 — границы; 18 — жержульского и унгутского горизонтов, 19 — жержульского и синерского горизонтов, 20 — нижней и среднего кембрия, 21 — лейбиской и крольской свит; 22 — нижней и верхней подсерии крольской свиты, 23 — крольской и выезжельской свит; 24 — предполагаемые корреляционные линзы; 25 — трилобиты; 26 — археоциаты; 27 — микрофитоциты; 28 — номера пачек; 29 — списки фауны: № 70 — *Osagia delicata* Yaksh.; № 71 — *Bulaiaspis limbata* Rep.; № 72 — *Bulaiaspis sajanica* Rep., *B. limbata* Rep., *Tungusella manica* Rep., *Binodaspis spinosa* Lerm.; № 73 — *Eodiscus shachmatovi* Kopt., *Koofeniella mutabilis* N. Tchern., *K. slatkovski* (Schm.), *Olenoides laevigatus* N. Tchern., *Corynexochus* sp., *Ehmaniella radiata* Kopt., *Laphuraspis kalievi* Ivsh., *Kutorgina* cf. *reticulata* Poulsen, *Matulella* sp., *Misia* sp., № 74 — *Peronopsis hypognostiformis* Bogn., *Eodiscus* sp., *Koptura* sp., *Chondranomocare bidycusis* Pol., *C. cf. irbinea* Rep., *Koofeniella acuta* N. Tchern., *Laphuraspis* sp.; (Коптен, 1962); № 75 — *Bulaiaspis taseevica* Rep., *B. vologdini* Lerm.; № 76 — *Bulaiaspis limbata* Rep., *B. sajanica* Rep., *Tungusella manica* Rep., *T. convexa* Rep., *Bigotina egregica* Rep.; № 77 — *Binodaspis* sp., *Solenopleurella kolbina* Rep., *Parapoliella* sp.; № 78 — *Bergeroniellus* aff. *divergens* Lerm., *Binodaspis* sp., *Parapoliella obrutchevi* (Lerm.), *P. sulcata* N. Tchern., *Inouyina* sp.; № 79 — археоциаты *Archaeolynthus sibiricus* (Toll.), *A. absolutum* (Vol.), *A. naltkini* (Vol.), *Ajaciocyathus salebrosus* (Vol.), *A. khemtschikensis* (Vol.), *Capulocyathus subcalosus* Zhur., *C. irregularis* Zhur., *Coscinocyathus simplex* Vol., *C. dianthus* Boin., *Loculicyathus membranivestites* Vol., *Robustocyathus polyseptatus* (Vol.), *Tumuloocyathus pustulatus* Vol., *Tumuliolynthus tubexternus* (Vol.), *Denaocyathus kuznetsovi* (Vol.), *Nochorocyathus* ex gr. *marinskii* Zhur., *Diclyocyathus salaricus* Vol., *Retecoscinus* sp., *Bicyathus* sp., *Jaculoocyathus* sp., *Cambrocyathellus* sp.; № 80 — археоциаты *Archaeolynthus naltkini* (Vol.), *A. absolutum* (Vol.), *A. sibiricus* (Toll.), *Tumuliolynthus tubexternus* (Vol.), *Leptosocyathus mirus* Roz., *L. altaicus* Roz., *Loculicyathus membranivestites* Vol., *Bicyathus ertashkensis* Vol., *Protopharetra* ex gr. *polimorpha* Vol., *Capulocyathus irregularis* Zhur., *Diclyocyathus salaricus* (Vol.) (Кашина, Янкавская, 1973; Хомецкий, Губнер, 1973), трилобиты *Serrodiscus* sp., *Aldonota* sp., *Koofeniella* sp., *Dinesidae* gen. ind.; № 81 — *Vesicularites kolbicus* Yaksh.; № 82 — *Bulaiaspis taseevica* Rep.; № 83 — *Baltisphaeridium hirsutum* Pjat., *Leiomarginata simplex* Naum., *L. simplex* var. *manica* Pjat., *Leiosphaeridium densa* (Tim.), *Lophosphaeridium scabridium* (Tim.), *Michrhystridium perleum* Pjat.; № 84 — *Bulaiaspis vologdini* Lerm., *B. taseevica* Rep., *Ajaciocyathus oensis* Zhur., *A. ex gr. speranskii* (Vol.), *Leptosocyathus* sp., *Nochorocyathus* sp., *Robustocyathus* sp., *Archaeofungia* sp., *Baltisphaeridium clarum* Pjat., *B. certum* Pjat., *B. hirsutum* Pjat., *Leiosphaeridium densa* (Tim.), *Lophosphaeridium scabridium* (Tim.), *Michrhystridium perleum* Pjat.; № 85 — *Bulaiaspis sajanica* Rep., *B. aff. limbata* Rep.; № 86 — *Inouyina subquadratica* Rep., *Tungusella manica* Rep., *Bulaiaspis sajanica* Rep.; № 87 — *Bulaiaspis taseevica* Rep.; № 88 — *Bulaiaspis limbata* Rep., *B. sajanica* Rep.; № 89 — *Tungusella manica* Rep., *Bulaiaspis sajanica* Rep.; № 90 — *Tungusella manica* Rep.; *T. obesa* Rep., *Bigotina egregica* Rep., *Bulaiaspis sajanica* Rep.; № 91 — *Kolbinella* aff. *prima* Rep.; № 92 — *Bathyriscellus convexus* Suv., *Krotina pressulata* Rep., *Prolenetus planus* Pokr., *Manaspis oblittera* Rep., *Iudaella inepta* Rep.

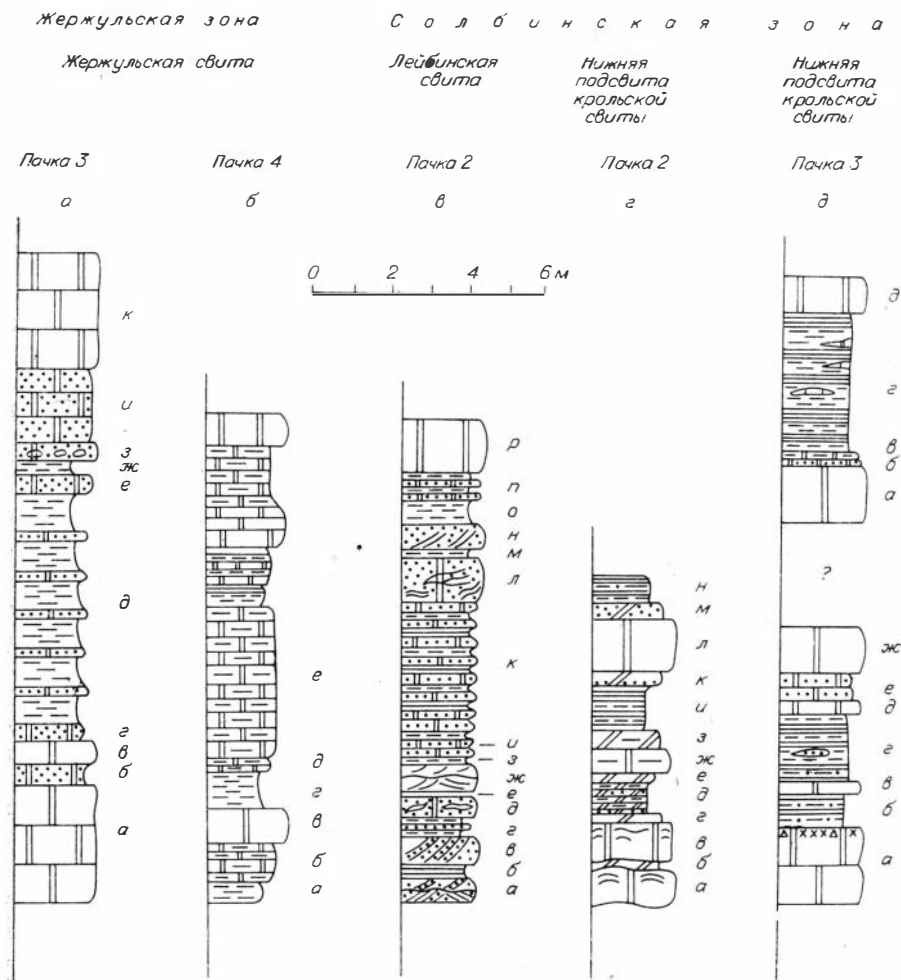


Рис. 46. Детали строения пачек жеркульской свиты по р. Базаихе, лейбнинской свиты по р. Мане и крольской свиты по р. Солбиц. (Объяснение см. в тексте).

которой на протяжении 300 м по правому берегу р. Колбы доломиты падают на север под углом 20—30°. С учетом этого осложнения структуры общая мощность доломитовой толщи может быть оценена в 1100—1300 м. По своему строению она очень близка к разрезу пачек 2—10 в гипостратотипе по р. Базаихе (см. рис. 45, а, б). К числу отличий следует отнести нечеткое обособление аналогов пачки 4 и очень слабое проявление прослоев пестроцветных пород, характерных для пачек 4, 6 и частично 9. Последнее различие, возможно, видимое, так как красные и желтые алевролиты и аргиллиты иногда встречаются в делювии на водоразделах, но в основном эти находки относятся к нижней доизвестняковой части разреза.

Венчается разрез жеркульской свиты в 0,8—1 км выше пос. Нововасильевки пачкой (80—100 м) пестроцветных пород: красных алевролитов, желтых и зеленых известковых алевролитов и песчаников, темно-серых плитчатых известняков и глинистых известняков.

В кровле пачки в небольшом прослое темно-серых известняков по левому берегу р. Колбы (в 1 км) выше пос. Нововасильевки В. В. Хоментовским и А. С. Гибшером собраны трилобиты *Bulaiaspis limbata* Rep., *B. sajanica* Rep. и *Tungusella manica* Rep., *T. convexa* Rep. Выше по разрезу обнажаются светло-серые, серые и темно-серые доломиты синерской свиты.

2.3.2.1.3. **Верхнежерзкульский участок** расположен в бассейне верхнего течения р. Жеркул (см. рис. 2), от которого свита первоначально получила свое название (Хоментовский, 1957). Здесь преимущественно распространены доломиты, содержащие прослой красноцветных терригенных пород в нижней и средней частях толщи. Плохая обнаженность отложений, слагающих здесь мульдообразную синклинальную структуру (см. рис. 2; 42), не позволяет достоверно оценить мощность отдельных пачек. По шурфам и единичным коренным выходам устанавливается, что на водоразделе р. Жеркул и ручьев Бол. и Мал. Желанык (см. рис. 45, з) на темно-серых известняках и переслаивающихся с ними зеленых известковых алевролитах, слагающих здесь кровлю унгутского горизонта, согласно залегают (снизу вверх):

	Мощность м,
1. Алевролиты известковистые и песчаники известковистые темно-зеленовато-серые с прослоями (0,1—0,2 м) плитчатых розовато-серых мелкозернистых кварцевых песчаников в основании	30
2. Доломиты темно-серые и серые массивные	150—160
3. Доломиты (1—2 м) серые, светло-серые с прослоями (0,5—1 м) розовато-серых песчаных доломитов и красных алевролитов, песчаных алевролитов, плитчатых мелкообломочных карбонатных брекчий и зеленых глинистых доломитов (1—3 м). В верхней половине пачки (50 м) преобладают прослой более тонкозернистых красноцветных алевролитов и аргиллитов	150
4. Доломиты тонкозернистые массивные серые, светло-серые в верхней части, темно-серые с редкими прослоями зеленовато-серых глинистых доломитов в нижней части и розовых массивных доломитов в ее середине	400—440
5. Алевролиты и аргиллиты красные с прослоями доломитов и глинистых доломитов серых и желтовато-серых	60
6. Доломиты серые, светло-серые, реже темно-серые массивные, содержащие изредка линзы серых и темно-серых кремней	350—400
7. Доломиты розовато-серые массивные с редкими прослоями серых и светло-серых доломитов, слагающих ядро синклинали. Видимая	200—300

Общая видимая мощность жерзкульской свиты в верховьях р. Жеркул 1230—1430 м.

2.3.2.2. Солбинская структурно-фациальная зона

В составе Жерзкульского горизонта в этой зоне выделяются три свиты — лейбинская, крольская и выезжелогская.

2.3.2.2.1. **Лейбинская свита** была выделена первоначально в качестве подсвиты жерзкульской свиты В. В. Хоментовским (Хоментовский, 1957; Хоментовский и др., 1960), а затем переведена в ранг свиты, И. П. Жуйко и В. В. Беззубцевым. За стратотип свиты принимался разрез в скальном обнажении по правому берегу р. Маны непосредственно выше устья р. Лейбы, в котором, начиная от уреза воды в р. Мане, выделялись темно-серые доломиты и песчаные доломиты (описанные ранее рядом исследователей ошибочно как известняки видимой мощностью 100 м), розовые и светло-серые массивные доломиты (100—120 м) и венчающие разрез красноцветные терригенные и терригенно-карбонатные отложения.

А. А. Предтеченский (1967) ограничил объем лейбинской свиты исключив из нее две нижние пачки, а оставшиеся красноцветные терригенные породы предложил выделять под названием усть-лейбинской свиты. Мы считаем рациональным принять лейбинскую свиту в объеме, предложенном А. А. Предтеченским, сохранив за ней, учитывая правила приоритета, первоначальное название. Это ликвидировало неопределенность проведения нижней границы свиты в стратотипе и исключает из ее состава наиболее резко фациально-изменчивую часть разреза, что позволяет с большей определенностью трассировать нижнюю границу лейбинской свиты в пределах Солбинской зоны и даже проследивать ее в Жерзкульскую. Последнее обстоятельство превращает лейбинскую свиту, в сокращенном объеме, в один из лучших местных маркеров.

Отложения лейбинской свиты залегают на породах унгутского горизонта согласно, часто с хорошо выраженными постепенными переходами. В стратотипе непосредственный контакт не вскрыт. Верхняя часть разреза унгутской свиты сложена здесь доломитами (пласты до 2—2,5 м), содержащими тонкие (0,4—0,2 м) прослои лиловых тонкозернистых кварцевых песчаников и алевролитов.

Алевролиты выше после 5-метрового задернованного участка начинают преобладать в разрезе, чередуясь с красными аргиллитами и тонкими прослоями мелко- и среднезернистых кварцевых песчаников. С этой терригенной пачки, отличающейся от подстилающих пород только отсутствием доломитов и появлением более мощных прослоев песчаников, и начинается в стратотипе разрез лейбинской свиты.

Признавая согласное залегание лейбинской свиты на подстилающих отложениях в центральной части бассейна, некоторые исследователи указывают на крупное несогласие в ее основании на его периферии. В качестве примера несогласного залегания А. А. Предтеченский (1967) приводил разрез по р. Крол, где, по его мнению, лейбинские отложения залегают непосредственно на койской свите. После того, как этот разрез был вскрыт железнодорожной выемкой, стало очевидным, что ниже лейбинских пород здесь развиты темно-серые доломиты и известняки унгутского горизонта, которые отделены от терригенных отложений ангульской свиты тектоническим нарушением (см. рис. 2). Доломиты содержат в верхней части прослой лилово-красных песчаных алевролитов (см. рис. 30; 45, з). Выше в непрерывном обнажении залегают аналогичные алевролиты, чередующиеся с пластами (1—1,5 м) желтовато-серых мелкозернистых кварцевых песчаников. Нижняя граница лейбинской свиты проводится в основании этой более грубой терригенной пачки. Согласно характер взаимоотношений не вызывает сомнений.

Другим участком, где указывалось несогласное залегание лейбинской свиты на бахтинской, анastasьинской и унгутской, является район дер. Спирино (Предтеченский, 1967, со ссылкой на К. В. Радугина и В. А. Тараненко). Этот вывод основывался на трех неверных положениях. Во-первых, к лейбинской свите были необоснованно отнесены известняки и брекчии, обнаженные ниже конгломератов анastasьинского горизонта (ангульской или, по А. А. Предтеченскому, койской свит) на водоразделе рек Кувай и Мал. Кувай (Предтеченский, 1967, рис. 8). В действительности, как это показано выше (см. 2.2.1.2), эти породы относятся к ангалойскому горизонту, т. е. являются аналогом овсянковой свиты А. А. Предтеченского (1967). Отсюда следует, что отложения лейбинской свиты не только не залегают здесь с несогласием на образованиях кувайской серии, но и вообще не приходят с ними в соприкосновение. Во-вторых, полимиктовые песчаники, развитые на водоразделе рек Колба и Кувай на широте пос. Анастасьино и отнесенные В. А. Тараненко и А. А. Предтеченским к лейбинским, согласно переслаиваются с известняками анastasьинской свиты и входят в состав ее нижней пачки (см. рис. 2, 25). Таким образом, включение их в состав лейбинской свиты и изображение в виде несогласной «нашлепки» на анastasьинской и унгутской свитах противоречит фактическим данным. В-третьих, указанные авторы не учли фацialsных изменений, которые претерпевают по простиранию отложения унгутского горизонта (см. 2.3.1.2) и не выделили их к востоку от долины р. Кувай (Предтеченский, 1967, рис. 8). Потеря целой свиты между анastasьинской и лейбинской, естественно, привела к ошибочному выводу о крупном несогласии в основании последней.

Итак, можно констатировать, что в известных участках развития отложений лейбинской свиты отсутствуют какие-либо данные в пользу ее несогласного залегания на подстилающих толщах и, напротив, имеется ряд разрезов, где наблюдаются постепенные переходы от унгутского горизонта к жержульскому (нижним членом которого является лейбинская свита).

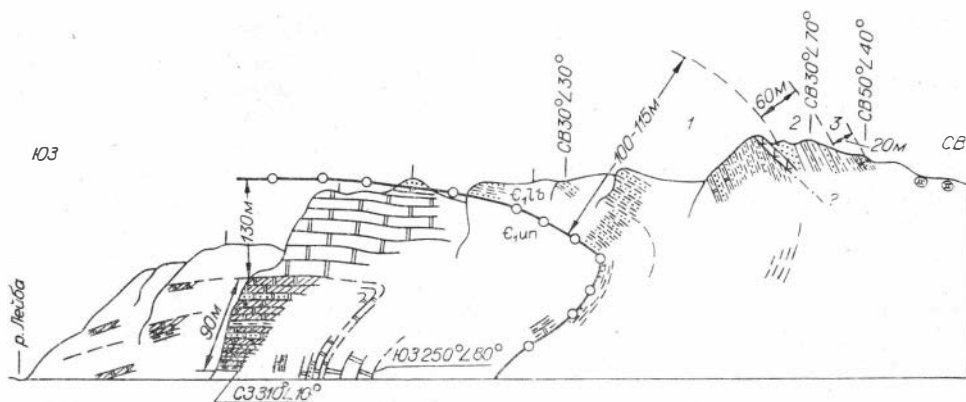


Рис. 47. Геологический профиль по отложениям лейбинской свиты в стратотипе у устья р. Лейбы. (Условные обозначения см. на рис. 45).

Рассмотрев характер взаимоотношений отложений лейбинской свиты с подстилающими толщами, перейдем к описанию ее разрезов.

2.3.2.2.1.1. *Лейбинский участок.* Один из наиболее хорошо обнаженных разрезов лейбинской свиты находится на правом берегу р. Маны выше устья р. Лейбы (рис. 47), где и выделен ее стратотип. Здесь в верхней части скального обнажения выше серых и розовых доломитов унгутской свиты залегают:

Мощность, м

1. Алевролиты слюдистые и песчаники кварцевые тонкозернистые (пласты 0,4—2 м), чередующиеся с пакетами (0,3—1,2 м) тонкопереслаивающихся (4—6 см) песчаников и лиловых аргиллитов. Песчаники кварцевые мелко-, средне- и крупнозернистые желтовато-серые косослоистые со знаками ряби и трещинами усыхания. В средней части разреза редкие пласты (0,3—0,4 м) светло-розовато-серых глинистых доломитов. Верхняя часть пачки сечется под небольшими углами к слоистости двумя сближенными дайками диабазов. Из-за отсутствия сплошной обнаженности, которая позволила бы однозначно судить о наличии или отсутствии тектонических смещений по плоскостям, выполненным дайками, замеренную мощность алевролитов и песчаников этой пачки можно рассматривать как видимую. Сравнение с разрезами по рекам Крол и Солби показывает, что выпадение по разлому части пачки 1 в стратотипе по р. Лейбе является вполне вероятным (см. рис. 45, ж, з, и) 100—115
2. Песчаники кварцевые мелко-, средне- и крупнозернистые розовато-серые массивные косослоистые (1—1,5 м), чередующиеся с подчиненными прослоями лиловых алевролитов (0,1—0,2 м). В средней части пачки алевролиты преобладают. В песчаниках хорошо выражена косая слоистость, а на нижней поверхности пластов—крупная рябь течения. В кровле песчаниковых пластов нередко наблюдаются неровные поверхности размыва с вытянутыми глинистыми окатышами 60
3. Алевролиты и аргиллиты лилово-красные, содержащие линзовидные прослои (1—5 см) желтовато-красных кварцевых песчаников. Они образуют пакеты до 3—5 м, разделенные прослоями (0,2—0,5 м) желтовато-серых плитчатых песчаных, алевритистых или глинистых доломитов. Видимая 20

Далее к северо-востоку на сильно задернованном водоразделе отмечаются редкие обломки темно-серых доломитов, сменяющиеся через 80 м зелеными и желтыми доломитовыми мергелями крольской свиты, интенсивно перематыми. Лейбинская и крольская свиты контактируют здесь между собой по крупному тектоническому нарушению (надвику?), протягивающемуся в субмеридиональном направлении от пос. Шахматово до низовьев р. Баджей (см. рис. 2).

Таким образом, в стратотипе отсутствуют данные о строении самой верхней части разреза лейбинской свиты и ее соотношении с вышележащей крольской. Общую мощность отложений лейбинской свиты в связи с этим можно оценить лишь ориентировочно в 280—320 м, исходя из данных за-

меров ее мощности в других участках. Характерная особенность данного разреза лейбинской свиты—преобладание в его нижней половине тонкозернистых терригенных пород при резко подчиненном развитии доломитов.

Близкое строение имеют отложения лейбинской свиты на горе Ахорье и в верховьях р. Корбик к северу от стратотипа. В этих районах отмечается наличие, наряду с красными, большого количества зеленых алевролитов и аргиллитов, переслаивающихся с подчиненными прослоями желтовато-серых разномзернистых песчаников и доломитов. Это затрудняет в условиях плохой обнаженности расчленение отложений лейбинской и крольской свит и приводит к необходимости картировать их как нерасчлененные.

2.3.2.2.1.2. *Солбинский участок.* В южной части Солбинской структурно-фациальной зоны, где отложения лейбинской свиты развиты вдоль юго-западного крыла Солбинской, а затем и Жержульской синклинали от горы Конторка на р. Мане до руч. Мал. Желанык (левого притока р. Колбы) на северо-западе, строение разреза лейбинской свиты несколько меняется. В нем увеличивается содержание доломитов и одновременно терригенный материал становится более грубым.

На р. Крол (см. рис. 30; 45, з) ниже устья руч. Большого на доломитах солбинской свиты согласно залегают (снизу вверх):

Мощность, м

1. Песчаники кварцевые и кварцево-полевошпатовые мелкозернистые, светло-серые, желтовато-серые и красные (1—1,5 м), переслаивающиеся с алевролитами зелеными и лиловыми	24
2. Переслаивающиеся песчаники, алевролиты, песчанитые доломиты и доломиты, красные, лиловые и серые	175
3. Песчаники кварцевые крупнозернистые красные массивные, содержащие прослой (0,3—0,4 м) красных полосчатых алевролитов	15
4. Переслаивающиеся песчаники, алевролиты, песчанитые доломиты и доломиты. Видимая	60

Как и в стратотипе, верхняя часть разреза лейбинской свиты здесь не обнажена. Общая видимая мощность 275 м.

Для более полного представления о характере строения пачек 2 и 4 дадим детальное описание фрагмента обнажения лейбинской свиты по р. Мане ниже пос. Выезжий Лог, имеющего сходный литологический состав (см. рис. 46, в):

Мощность, м

а) песчаники кварцевые крупнозернистые серые с разнонаправленной грубой косо́й сло́йчатостью и волноприбойными знаками ряби	0,7
б) аргиллиты лиловые со знаками ряби, содержащие мелкие линзы песчаников	0,3
в) песчаники кварцевые крупнозернистые малиново-красные грубо-косослоистые	0,7
г) тонко чередующиеся (1—2 см) лиловые алевролиты и доломитистые песчаники	0,5
д) доломиты песчанитые серые с сегментной косо́й сло́йчатостью и волноприбойными знаками	0,6
е) чередование алевролитов и доломитистых песчаников, аналогичных «Г»	0,1
ж) песчаники, аналогичные «а»	0,7
з) алевролиты и доломитистые песчаники, аналогичные «Г»	0,1
и) доломиты песчанитые розовато-серые, неслоистые со знаками волновой ряби, разделенные прослойками лиловых аргиллитов	1,0
к) чередование восьми пакетов «г» и «и»	3,0
л) доломиты песчанитые («д»)	1,2
м) алевролиты и доломитистые песчаники («г»)	0,2
н) песчаники кварцевые крупнозернистые серые («а»)	0,6
о) аргиллиты лиловые	0,7
п) доломиты песчанитые и алевролиты («и»)	0,7
р) доломиты серые и розовато-серые массивные с примазками песка по плоскостям слоистости	1,4

переходе к крольской свите отмечаются редкие обломки красных доомитистых алевролитов и аргиллитов. Это очень мягкие, пластичные и легко разрушающиеся породы, чем, вероятно, и объясняется приуроченность к контакту лейбинской и крольской свит закрытых понижений в рельефе и тектонических нарушений.

2.3.2.2.1.3. *Унгутский участок.* Необходимо упомянуть также о небольших по площади развития выходах отложений лейбинской свиты на водоразделе рек Мана и Жержул к юго-западу от пос. Бол. Унгут. Здесь в ядрах синклиналильных структур сохранились от размыва только самые нижние части разреза лейбинской свиты. На водоразделе ручьев Свищева и Драгунихи (см. рис. 2, 36) они представлены светло-розовато-серыми кварцевыми песчаниками, песчанистыми доломитами, желтыми и красными доломитовыми мергелями и зелеными алевролитами (50—60 м). В приустьевой части р. Бол. Унгут и руч. Еловый в ядре синклиналильной складки обнаружены сильно дислоцированные красные, желтые и зеленовато-серые известковистые мергели и алевролиты, видимая мощность которых не превышает 15—20 м (см. рис. 34).

2.3.2.2.2. *Крольская свита.* Впервые название крольская свита было предложено К. В. Радугиным (Коптев, 1962). В процессе работ Красноярской геологосъемочной экспедиции (И. П. Жуйко, Ф. М. Чернов, В. В. Беззубцев, В. И. Попов и др.) объем крольской свиты был четко определен и она была расчленена на две подсвиты — нижнюю и верхнюю.

Наличие в основании крольской свиты мягких легко разрушающихся пород обуславливает практически повсеместную задернованность этой части разреза. Несмотря на отсутствие непосредственно наблюдаемого контакта между лейбинскими и крольскими отложениями, у большинства исследователей не возникало сомнений в наличии согласных взаимоотношений между ними. Помимо параллельности в залегании слоев выше и ниже контакта такой вывод базируется на слабых различиях в составе верхних горизонтов лейбинской — нижних горизонтов крольской свит. Последние отличаются лишь большей тонкостью терригенных отложений.

Стратотип крольской свиты расположен в южной части Солбинской структурно-фацциальной зоны по р. Крол. Из-за слабой обнаженности и неполноты разреза свиты на этом участке в качестве гипостратотипа выделяется гораздо более полный разрез, расположенный несколько северо-западнее на р. Солбин (см. рис. 48).

2.3.2.2.2.1. *Нижняя подсвита крольской свиты* сложена пестроцветными алевролитами и аргиллитами, чередующимися с серыми, темно-серыми и желтовато-серыми доломитами и глинистыми доломитами. В гипостратотипе по правому берегу р. Солбин в 3—6 км выше пос. Гоголевки в юго-западном крыле Солбинской синклинали (см. рис. 45, ж; 48) выделяется три крупных пачки (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Алевролиты и аргиллиты пестроцветные, развитые в делювии на водоразделах; по самой р. Солбин эта часть разреза скрыта задернованным руслом оврага ориентировочно	50—60
2. Доломиты серые и темно-серые, чередующиеся с доломитами глинистыми желтыми, алевролитами, аргиллитами пестроцветными. В верхней части доломиты темно-серые (30 м)	100
3. Алевролиты и аргиллиты пестроцветные с подчиненными прослоями серых и темно-серых доломитов и редкими маломощными линзами и прослоями песчаников	290—330

Выше по разрезу залегают серые кремнистые доломиты верхнекрольской подсвиты. Общая мощность отложений нижнекрольской подсвиты в рассматриваемом разрезе 440—490 м.

Приведем описание деталей строения двух верхних пачек (см. рис. 46, г, д). В нижней части пачки 2 по правому берегу р. Солбин в 6 км

выше пос. Гоголевки наблюдается следующее чередование пород (снизу вверх):

	Мощность, м
а) доломиты серые массивные строматолитовые	0,9
б) доломитовые мергели песчано-алевролитовые розовато-серые	0,2
в) доломиты серые массивные строматолитовые	1,0
г) доломитовые мергели желтые массивные	0,3
д) доломитовые мергели песчано-алевролитовые розовато-серые	0,8
е) доломитовые мергели желтые массивные	0,2
ж) доломиты серые массивные строматолитовые с линзами черных кремней	0,6
з) доломитовые мергели желтые с линзами кремней	0,5
и) доломитистые алевролиты и аргиллиты лиловые с тонкими линзами песчаника, кварцевого мелкозернистого розовато-серого	1,2
к) доломитовые мергели желтые, в нижней половине слоя песчано-алевролитовые	0,4
л) доломиты серые строматолитовые	1,2
м) доломитовые мергели желтые, в верхней части слоя песчано-алевролитовые	0,5
н) доломитовые алевролиты и аргиллиты лиловые с линзами песчаника	0,7

В целом в составе пачки 2 доломиты и доломитовые мергели несколько преобладают над алевролитами и аргиллитами.

Детали строения пачки 3 наблюдаются в обнажении у дороги по правому берегу р. Солбни в 4 км выше пос. Гоголевки (см. рис. 46, д). Здесь обнажены (снизу вверх):

	Мощность, м
а) доломиты серые массивные с бурой выветрелой карбонатной коркой (0,2 м) вверху	2
б) алевролиты и аргиллиты доломитистые лиловые с тонкими (0,05—	
0,1 м) линзами песчаников	0,9
в) доломиты желтовато-розовые и серые	0,3
г) алевролиты и аргиллиты доломитистые с линзами песчаников	1,8
д) доломиты желтовато-розовые и серые	0,4
е) доломиты слабо песчанистые волнисто-слоистые, косослоистые со знаками ряби	0,7
ж) доломиты массивные серые	1,2

Несколько ниже по р. Солбни (выше по разрезу) обнажены (снизу вверх):

а) доломиты серые массивные	1,5
б) доломиты песчанистые желтовато-серые	0,2
в) доломиты глинистые и плитчатые волнисто-слоистые желтовато-серые	0,2
г) алевролиты и аргиллиты лиловые тонкополосчатые с линзами песчаников. В средней и верхней части рыхлая изобленка лиловых алевролитов с бурными кальцит-доломитовыми комковатыми обособлениями	3,6
д) доломиты серые массивные	1,0

Из описания видно, что состав пачек 2 и 3 качественно различается слабо, но количественное соотношение терригенных и карбонатных пород изменяется.

Приведенный разрез нижнекромльской подсвиты с очень слабыми изменениями наблюдается в пределах всей Солбинской структурно-фацальной зоны: на р. Крол, по водоразделам рек Крол и Солбни, Солбни и Кувай, Кувай и Колбы в районе пос. Скотопрогонного, на р. Мане в районе пос. Нарва и к северу от нее до верховьев р. Базаихи (см. рис. 2). Обращает на себя внимание некоторое возрастание в разрезе роли доломитов с востока на запад к границе с Жержульской структурно-фацальной зоной (Хоментовский и др., 1976). Так, на водоразделе рек Кувай и Колбы в составе пачки 3 доломиты начинают несколько преобладать над пестроцветными алевролитами.

2.3.2.2.2.2. *Верхняя подсвита крольской свиты* сложена в основном серыми часто кремнистыми доломитами, содержащими редкие маломощные

прослой пестрых терригенно-карбонатных пород. Значительное место в строении средней части подсвиты, особенно в восточных разрезах, занимают темно-серые известняки. Взаимоотношения с подстилающими отложениями нижнекрюльской подсвиты согласные. Граница проводится по резкому сокращению в разрезе пестроцветных алевролитов.

В гипостратотипе крольской свиты по правому берегу р. Солбии в в 1—3 км выше пос. Гоголевки (см. рис. 45, ж; 48) на пестроцветных отложениях нижней подсвиты крольской свиты согласно залегают (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Доломиты серые и темно-серые массивные реже плитчатые, иногда кавернозные, содержащие линзы темно-серых кремней	50
2. Известняки темно-серые толстослоистые и плитчатые	5
3. Алевролиты и аргиллиты вишнево-красные тонкоплитчатые	15
4. Доломиты серые и темно-серые массивные и плитчатые с редкими маломощными прослоями пестроцветных алевролитов и темно-серых известняков (преимущественно в делювии)	200—230
5. Известняки темно-серые массивные и толстоплитчатые, чередующиеся с известняками плитчатыми (1—3 см) серыми и зеленовато-серыми слабо глинистыми. В верхней половине пачки тонкие прослой зеленовато-серых и реже вишневых алевролитов	270—300
6. Доломиты серые и темно-серые плитчатые с линзами и желваками кремней; редко отмечаются прослой песчанистых доломитов, темно-серых известняков и алевролитов	300

Выше по разрезу залегают пестроцветные отложения свиты Выезжего Лога.

Таким образом, по р. Солбии в верхнекрюльской подсвите грубо выделяется три пачки: нижняя (1—4) и верхняя (6) преимущественно доломитовые и средняя (5) известняковая. В последней широко развиты трилобиты (см. рис. 45, № 84): *Bulaiaspis vologdini* Lerm., *B. taseevica* Rep. и археоциаты: *Ajacyathus osensis* Zhur., *A. ex gr. speranskii* (Vol.), *Leptosocyathus* sp., *Nochoroicyathus* sp., *Robustocyathus* sp., *Archaeofungia* sp. (Хоментовский, Гибшер, 1973).

Перечисленные трилобиты характерны для толбачанского горизонта западного типа разреза нижнего кембрия Сибирской платформы, а археоциаты — для атдабанского яруса.

Юго-восточнее отложения верхнекрюльской подсвиты обнажаются в пределах Выезжелогской синклинали (см. рис. 2; 45, з). Однако в связи с тем, что оба ее крыла оборваны разломами, в обнажениях по р. Мане вскрыты лишь верхи разреза подсвиты. По левому берегу р. Маны ниже пос. Выезжего Лога в редких коренных выходах развиты темно-серые и серые пористые, часто кавернозные и кремнистые доломиты, содержащие редкие прослой темно-серых известняков (300 м). В 100 м от кровли этой толщи, перекрытой пестроцветными отложениями выезжелогской свиты, обнажается пачка (33 м) переслаивающихся красных алевролитов, песчанистых алевролитов, мергелей, серых и желтовато-серых доломитов, содержащих прослой темно-серых известняков с трилобитами *Bulaiaspis taseevica* Rep. (см. рис. 45, № 87).

К северо-западу от гипостратотипа отложения верхнекрюльской подсвиты, не меняя своего строения, прослеживаются по водоразделу рек Солбия и Кувай, выполняют значительную часть субмеридионального тектонического блока в долине р. Степной Баджей, слагают крылья синклинали к северу от пос. Нарва (см. рис. 2). Во всех названных участках известняки в составе подсвиты развиты широко и в них повсеместно отмечаются находки трилобитов *Bulaiaspis taseevica* Rep. и *B. vologdini* Lerm., но археоциат, кроме района пос. Гоголевка, нигде найдено не было.

2.2.4.2.3. **Выезжелогская свита.** Под названием подсвиты Выезжего Лога (Хоментовский и др., 1960) первоначально были обособлены пестроцветные отложения, приуроченные к нижней части колбинской свиты

В. М. Чаиркина. В последующем при геологосъемочных работах они были переведены в ранг свиты (Предтеченский, 1967). Отложения выезжелогской свиты слагают крылья Выезжелогской, Солбинской и Нарвской синклиналей, а также широко представлены в протяженном тектоническом блоке в бассейне р. Степной Баджей (см. рис. 2). Стратотип свиты находится на левом берегу р. Маны у пос. Выезжий Лог (см. рис. 2; 45, з; 49). Здесь ниже устья руч. Выезжий Лог (рис. 49) на доломитах крольской свиты залегают тонкопереслаивающиеся пестроцветные мергели, алевролиты, аргиллиты, доломиты и известняки, мощность которых составляет 160 м. После задернованной долины руч. Выезжий Лог пестроцветные породы вновь обнажаются выше по р. Мане, а в 200 м от устья ручья они перекрываются отложениями синерской свиты, выполняющими ядро Выезжелогской синклинали.

Общая мощность отложений свиты 250 м.

Верхняя часть разреза (55 м) хорошо обнажена в юго-западном крыле синклинали по левому берегу р. Маны в 2 км выше устья руч. Выезжий Лог (см. рис. 49).

Строение разреза выезжелогской свиты довольно однообразно по всей ее мощности. В нижней части отмечаются относительно более мощные (до 1—1,5 м) прослои доломитов и известняков, в верхней наблюдается некоторое увеличение роли известняков.

Для представления о характере переслаивания пород, приведем детальное описание одного из обнажений, вскрытых по р. Мане непосредственно ниже устья руч. Выезжий Лог (снизу вверх):

Мощность, м

а) мергели желтые тонкоплитчатые (1—3 см) на поверхности напластования с трещинами усыхания, заполненными глинистым веществом	2
б) чередование серых плитчатых (1—3 см) доломитов с желтыми известковистыми аргиллитами (1—2 см)	0,65
в) чередование белых, желтоватых мергелей (1—5 см) с белыми известковистыми аргиллитами (0,3—0,5 см)	0,45
г) известковистые аргиллиты белые тонкополосчатые	0,1
д) мергели желтые, салатные тонкоплитчатые (0,5—1 см)	0,1
е) чередование желтых тонко- (0,5—1 см) и толстоплитчатых (6—8 см) мергелей	0,9
ж) известняки темно-серые, с пластово-столбчатыми строматолитами	1,5
з) четкое чередование темно-серых плитчатых (2—3 см) известняков с тонкими (0,3—0,7 см) прослойками зеленых аргиллитов, слабо известковистых	0,2

Первые находки трилобитов в стратотипе были сделаны Н. А. Молчановым (1934). Позднее, в 1947 г., сборы были повторены В. М. Чаиркиным. В 1953—1954 гг. при детальном тематическом исследовании Л. Н. Репина собрала трилобиты на тринадцати стратиграфических уровнях, причем для нижней части более характерны *Bulaiaspis taseevica* Rep. и *B. vologdini* Legm., а для верхней — *B. sajanica* Rep. и *B. limbata* Rep.

К северо-западу от стратотипа в бассейнах рек Солбиа и Баджей строение разреза остается таким же, как и в стратотипе. Севернее в Нарвской синклинали от долины р. Маны у пос. Нарвы до верховьев р. Базаихи в составе свиты несколько возрастает роль плитчатых темно-серых известняков.

По р. Солбии в 2 км ниже пос. Гоголевки во многих пунктах на водоразделе рек Солбии и Степной Баджей и в крыльях Нарвской синклинали найдены те же трилобиты рода *Bulaiaspis*.

Указанные находки и появление в самом основании вышележащей синерской свиты трилобитов урицкого горизонта *Tungusella tanica* Rep. позволяют однозначно отнести отложения выезжелогской свиты к толбанчанскому горизонту (его верхней части).

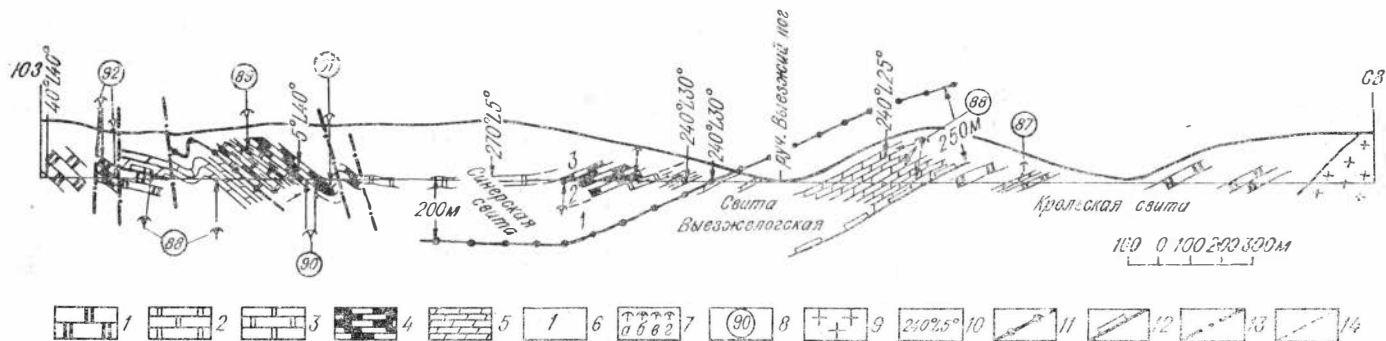


Рис. 49. Геологический профиль по отложениям крольской, выезжелогской и синерской свит по левому берегу р. Мапы у пос. Выезжий Лог.

1 — доломиты крольской свиты; 2—4 — отложения синерской свиты; 2 — доломиты, 3 — глинистые доломиты, 4 — известняки; 5 — переслаивающиеся пестроцветные мергели, алевролиты, аргиллиты и серые — темно-серые доломиты и известняки; 6 — номера пачек; 7 — трилобиты: а — *Vuliaspis taseevica* Rep., б — *Vuliaspis limbara* Rep., в — *V. sajanica* Rep., г — урицкого и г — одекминского горизонтов; 8 — списки фауны (объяснения см. на рис. 45); 9 — граниты; 10 — элементы залегания; 11 — граница жеркульского и синерского горизонтов; 12 — верхняя граница крольской свиты; 13 — тектонические нарушения; 14 — границы пачек.

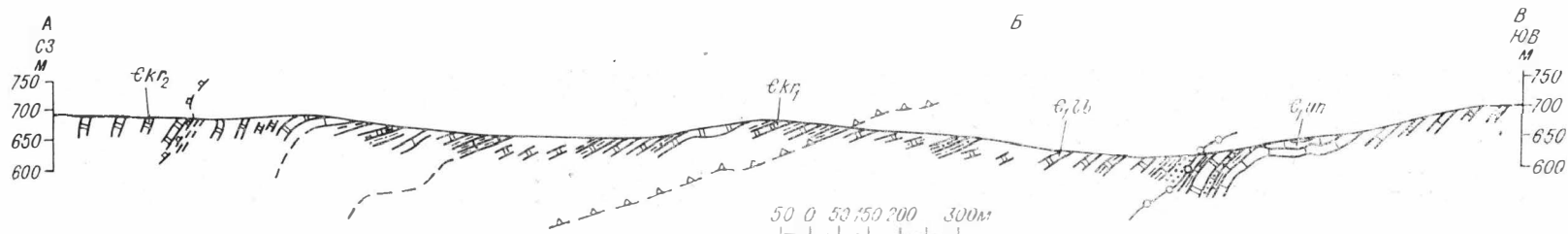


Рис. 50. Геологический профиль по отложениям жеркульского горизонта на водоразделе ручьев Черемушного и Мал. Желаньяк (условные обозначения см. на рис. 45, положение профиля А—В—В см. на рис. 42).

Индексы свит: Е1и — унгуской, Е1б — лейбинской, Е1к — крольской; кр1 — нижняя и кр2 — верхняя подсыты.

2.3.2.3. Корреляция отложений Жержульской и Солбинской зон

Отложения Жержульской и Солбинской структурно-фациальных зон, как правило, территориально разобщены. Только на водоразделе р. Колбы и верховьев р. Жержул они связаны рядом переходных разрезов, что позволяет проследить характер изменений, происходящих в них на стыке двух зон. Особый интерес представляет промежуточный разрез по водоразделу ручьев Мал. Желанык и Черемушного (рис. 59). Здесь по редким выходам, дополненным наблюдениями по протяженной (около 2 км) линии шурфов устанавливается, что на отложениях унгутского горизонта согласно залегают (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Песчаники кварцевые розовато-серые и темно-серые мелкозернистые, образующие пласты (1—5 м) среди темно-зеленовато-серых известковых алевролитов	40—50
2. Доломиты мелкозернистые серые и темно-серые массивные и среднеплитчатые; в кровле пачки алевроитские и глинистые доломиты	160—180
3. Алевролиты, песчаные алевролиты и алевроитские доломиты плитчатые вишневые и зеленые, переслаивающиеся с серыми и светло-серыми песчанистыми доломитами	40—50
4. Доломиты массивные серые и темно-серые	50
5. Аргиллиты красные и зеленые, доломитовые мергели, алевролиты и глинистые доломиты	45—50
6. Доломиты серые и желтовато-серые массивные, иногда кавернозные с редкими прослоями зеленых и красных алевролитов и тонкозернистых песчаников в средней части пачки; в верхней части темно-серые доломиты	100—110
7. Доломиты серые, переслаивающиеся с аргиллитами, алевролитами и мергелями красными и желтыми; редкие маломощные (2—3 см) прослои светло-розовато-серых известковых алевролитов	130
8. Доломиты светло-серые, серые и темно-серые с маломощными прослоями красноцветных песчанистых доломитов в средней части	140
9. Алевролиты красные и доломиты глинистые плитчатые серые и пестроцветные	40
10. Доломиты массивные серые кремнистые. Видимая	100

Разрез достраивается северо-восточнее на водоразделе руч. Черемушного и р. Колбы. Здесь в пачке доломитовой пачки 10 отмечаются маломощные прослои пестроцветных алевролитов и глинистых доломитов, а общая мощность пачки устанавливается в 250 м. Выше по разрезу выделяются темно-серые плитчатые и массивнослоистые известняки (100 м), содержащие трилобиты *Bulaiaspis taseevica* Rep. (см. рис. 42). Выше, преимущественно в деловии, выделяются серые доломиты и кремнистые доломиты мощностью около 500 м, перекрытые пестроцветными отложениями выезжелогской свиты.

В приведенном разрезе при общем сходстве его строения с разрезами жержульской свиты еще достаточно четко выделяются отдельные маркирующие пачки, характерные для Солбинской структурно-фациальной зоны. Более того, они прослеживаются сюда от долины р. Колбы прямым геологическим картированием (см. рис. 42).

Терригенная пачка 1, с которой начинается разрез, прослеживается на основании лейбинской свиты, а пачка 3 — на основании пачки 2 лейбинской свиты, развитой на водоразделе рек Колба и Кувай (см. рис. 2; 42; 45, *д*, *е*). Пачка 5 фиксирует подошву нижнекрюльской подсвиты, а пачка 9 — ее кровлю. Известняки с трилобитами сопоставляются с какой-то частью пачки 2 верхнекрюльской подсвиты (см. рис. 45). На этом сходство разрезов ограничивается. Различия касаются как самих маркирующих пачек, так и, особенно, промежутков между ними. Если пачка 1 является еще достаточно мощной и сходной по составу с песчаниками основания лейбинской свиты, то пачка 3 характеризуется резким утоншением размера обломочных частиц, а пачки 2 и 4 практически лишены терригенных примесей, типичных для соседних разрезов лейбинской свиты, и представлены

одними доломитами. Резко увеличивается роль доломитов в строении возрастных аналогов нижнекрольской подсвиты (пачки 5—9).

К разрезу водораздела руч. Бол. Желанык с р. Жержул роль доломитов еще более возрастает и выделение здесь аналогов свит Солбинской зоны становится весьма условным (Хоментовский и др., 1976). Вместе с тем общая корреляция представленных здесь отложений жержульской свиты с промежуточным разрезом р. Мал. Желанык не вызывает сомнений. Это прежде всего относится к прослеживанию терригенной пачки основания лейбинской свиты, которая, хотя и становится к бассейну руч. Бол. Желанык тонкозернистой, достаточно четко определяет подошву жержульской свиты (см. рис. 42; 45, з). Сложнее обстоит дело с трассированием верхней границы лейбинской свиты. Пестроцветная пачка 3 разреза водораздела р. Жержул и руч. Бол. Желанык (см. рис. 45, з) явно объединяет в себе аналоги верхов лейбинской и низов крольской свит и границу между ними можно определить лишь условно. Достаточно определено положение пестроцветной пачки 5 (см. рис. 45, з) в верхней части аналогов нижнекрольской подсвиты, но фиксирует ли ее кровля верхнюю границу подсвиты, сказать трудно. В свете новых данных совершенно очевидно, что доломиты, слагающие мультисинклинальную складку на водоразделе руч. Бол. и Мал. Желанык и р. Жержул (см. рис. 42), являются фаціальными аналогами лейбинской и крольской свит, и их отнесение к унгутской свите (Предтеченский, 1967) было ошибочным.

В верховьях р. Жержул отсутствуют отложения верхней части жержульского горизонта. Поэтому для корреляции верхов жержульской свиты необходимо обратиться к двум другим ее разрезам, описанным выше (см. 2.3.2.1.1; 2.3.2.1.2). Маломощная пачка пестроцветных пород, венчающая жержульскую свиту у пос. Нововасильевска (см. рис. 45, б), вероятнее всего, соответствует верхней части выезжелогской свиты в стратотипе, так как непосредственно в ее кровле на р. Колбе появляются трилобиты *Tungusella manica* Rep. и *Bigotina egregica* Rep. Последние в пределах Солбинской зоны, в том числе и у пос. Выезжего Лога, развиты в самом основании вышележащей спнерской свиты (рис. 45, з, № 89) и, при их широком распространении во многих регионах Сибири, нигде не выходят за рамки урицкого горизонта.

Таким образом, не исключено, что верхи пестроцветной пачки у пос. Нововасильевки занимают несколько более высокое стратиграфическое положение, чем кровля отложений выезжелогской свиты в стратотипе. Однако скольжение верхней границы пестроцветной пачки вверх по разрезу не настолько велико (ограничивается первыми метрами), чтобы ставить вопрос о несоответствии верхних границ выезжелогской и жержульской свит. Вместе с тем совершенно очевидно, что рассматриваемая маломощная (80—100 м) пестроцветная пачка верхов жержульской свиты соответствует только верхней части выезжелогской свиты, низы которой к району пос. Нововасильевка, так же как и многие пестроцветные пачки крольской и лейбинской свит, замещаются доломитами. Процесс замещения доломитами проходит еще глубже в разрезе жержульской свиты по р. Базаихе, где пестроцветная пачка (пачка 9) становится еще более маломощной (40 м), а известняки с фауной *Bulaiaspis limbata* Rep. (пачка 8) образуют единственный маломощный (3 м) прослой в ее основании (см. рис. 45, а). Резкое сокращение мощности пестроцветных отложений в Жержульской зоне обуславливает включение их в состав жержульской свиты и ликвидацию здесь самостоятельной выезжелогской свиты, которая несравненно больше рассмотренной пестроцветной пачки по стратиграфическому объему.

2.3.2.3.1. «Муртуковский риф». Отложения, слагающие так называемый «Муртуковский риф», занимают ограниченную площадь на водоразделе рек Жержул и Колба на широте пос. Нововасильевка — устья руч. Россышно-го (см. рис 2, индекс ϵ_{igr+sn}). Они приурочены к двум крупным сопря-

женным тектоническим блокам, возможно, надвигового происхождения, и контактируют различными частями разреза на западе с отложениями анастасьинского, а на севере, востоке и юге — с отложениями унгутского, жержульского и синерского горизонтов (см. рис. 2).

В обоих блоках разрез начинается массивными доломитами и заканчивается массивными преимущественно археоциатовыми известняками. Поскольку нижняя и верхняя границы этой доломито-известняковой толщи неизвестны, а непосредственная корреляция с другими свитами Манского прогиба невозможна, мы воспользовались распространенным названием этой толщи — «Муртукский риф», взяв его в кавычки, так как принадлежность к рифовым образованиям всей рассматриваемой толщи строго не доказана.

Наиболее полный разрез наблюдается в южном — Бултусукском — блоке по руч. Третьему (см. рис. 45, в). В наклоненной к северо-западу моноклинали (угол падения 30—40°) после крупного тектонического нарушения залегают (снизу вверх):

Мощность, м

1. Доломиты массивные розовато-серые и светло-серые. Видимая . . .	300
2. Известняки светло-серые и розоватые массивные, иногда брекчированные, содержащие в верхней части разреза прослойки темно-серых известняков. Видимая	500

Породы нижней пачки напоминают доломиты жержульской свиты, слагающие ядро Жержульской мульды, непосредственно примыкающей к блоку с юго-запада. Известняки не имеют себе аналогов в близлежащих разрезах. Они переполнены фауной археоциат. В нижней части известняковой пачки из сборов В. В. Хоментовского и А. С. Гибшера определены археоциаты: *Aldanocyathus salebrosus* (Volog.), *A. khemtschikensis* (Volog.), *A. arteintervallum* (Volog.), *A. speranskii* (Volog.), *A. sp.*, *Archaeolynthus sibiricus* (Toll.), *A. unimurus* (Volog.), *A. absolutum* (Volog.), *A. nalivkini* (Volog.), *Batchatocyathus sp.*, *Bicyathus sp.*, *Capsulocyathus subcallosus* Zhur., *C. irregularis* Zhur., *Coscincyathus simplex* Volog., *C. dianthus* Born., *Cambrocryathellus sp.*, *Denaocyathus kuznetsovi* (Volog.), *Dictiocyathus salairicus* Volog., *Lolucicyathus membranivestites* Volog., *L. sp.*, *Nochorocyathus ex gr. mariinskii* Zhur., *N. sp.*, *Protopharetra bipartita* Volog., *Robustocyathus polyseptatus* (Volog.), *Retecoscinus sp.*, *Tumulocyathus pustulatus* Volog., *T. sp.*, *Tumuliolynthus tubexternus* (Volog.), *T. sp. nov.*, *Jacutocyathus sp.*

Из верхней части разреза по руч. Третьему сделаны единственные в пределах «Муртукского рифа» находки трилобитов. В 400 м от основания известняковой пачки в темно-серых плитчатых известняках (см. рис. 45, в, № 80) в 200 м севернее вершины, венчающей левый борт долины руч. Третьего, М. С. Якшин собрал *Aldonaia sp.*, *Kootenia sp.*, *Dinesidae gen. ind.*, а чуть выше по разрезу в серых известняках А. С. Гибшер — *Serrodiscus sp.* (определения Л. Н. Репиной). Эти находки свидетельствуют о принадлежности вмещающих пород к низам санаштыкгольского горизонта.

Этот вывод подтверждает заключение И. Т. Журавлевой, что основная часть толщи, подстилающая трилобитовые слои, относится к камешковскому горизонту.

По водоразделам в юго-западном направлении от разреза руч. Третьего ниже трилобитовых слоев картируется пачка пестроцветных алевроитистых и песчаных мергелей. Между ней и кровлей доломитов, подстилающих известняковую толщу, кроме перечисленных выше форм в районе руч. Ермакова, собраны и определены археоциаты: *Aldanocyathus sp. nov.* I, II, *Archaeolynthus sp.*, *Archaeofungia sp., nov.*, *Batchatocyathus sp. nov.*, *Coscincyathus sp. nov.* I, II, *Cambrocryathellus sp. nov.*, *Dictiocyathus yavorskii* Volog., *Dokidocyathus sp.*, *Gordonicyathus sp.*, *Kijacyathus sp. nov.*, *Nochorocyathus sp. nov.*, *Protopharetra sp.*, *Putapacyathidae sp.*, *Retecoscinus sp. nov.*, *Robustocyathus sp.*, *R. sp. nov.*, *Russocyathus sp. nov.*,

Tersia sp., *Tersicyathus* sp. nov., *Tumulocyathus* sp. nov. I, II, *Tumuliolynthus musatovi* Zhur., *Jakutocyathus* sp. nov.

Кроме того, в самом южном блоке на правом берегу р. Жергюл в районе ручьев Угрюмого и Безымянного с этого же уровня, кроме нескольких перечисленных выше археоциат, найдены: *Aldanocyathus* sp. nov., *Cycloocyathellidae*, *Dictyocyathus* sp., *Loculicyathus* sp. nov., *Tersicyathus tersiensis* (Volog.), *Tumuliolynthus* sp.

Многочисленные сборы археоциат были сделаны в северном блоке «Муртукского рифа» в бассейне верхнего течения р. Муртук и ее правых притоков — ручьев Берестяного и Партизанского. Л. Н. Кашина и Т. В. Янкаускас (1973) пришли к выводу о наличии в разрезе этого блока базальтского, камешковского и санаштыкгольского биостратиграфических горизонтов Саяно-Алтайской складчатой области. Выделение базальтского горизонта, помещенного авторами в основание разреза известняков муртукской свиты, согласно, по их мнению, залегающих на ахорской свите, основывалось на находках археоциат: *Archaeolynthus sibiricus* (Toll.), *Capsulocyathus subcallosus* Zhur., *Coscinocyathus roikovi* Volog.*, *Dokidocyathus* ex gr. *regularis* Roz., *D. lenaicus* Roz.*, *Kijacyathus chomentovskii* Zhur., *Loculicyathus tolli* Volog., *Nochoroicyathus mariinskii* Zhur., *Retecoscinus retetabulae* (Volog.), *Robustocyathus robustus* (Volog.)*, *R. tomicus* (Volog.), *Tomocyathus gini* Miss. et Roz.

Камешковский горизонт выделялся на основании находок археоциат камешковского комплекса, в составе которого, кроме перечисленных ниже видов, определены: *Alataocyathus* sp., *Coscinocyathus arguatus* Volog.*, *C. mollis* Volog.*, *Dictyocyathus salairicus* Volog., *Dokidocyathus* ex gr. *operosus* Zhur.*, *D. missarzhevskii* Roz., *Ethmophyllum* ex gr. *pseudotichum* (Volog.), *Kaltatocyathus kashinae* Roz., *Kidrijasyathus uralensis* Roz., *Leptosocyathus* ex gr. *mirus* Roz., *L.* sp., *Loculicyathus membranivestites* Volog., *Ladaeyathus* sp., *Orbicyathus mongoliens* Volog., *O. vinkmanae* Volog., *Pectenocyathus torgashinicus* Kash., *Pretiosocyathus* sp., *Salairocyathus* ex gr. *zenkovaе* Volog., *Sclerocyathus clarus* (Volog.), *Thalamocyathus howelli* (Volog.), *Tomocyathus compositus* (Zhur.)*, *Taylorcyathus subtersiensis* Volog., *Tumuliolynthus tubexternus* (Volog.), *T. vologdini* (Jak.), *Jakutocyathus bogradi* Roz.

С санаштыкгольского уровня Л. Н. Кашина и Т. В. Янкаускас указывают на появление археоциат: *Archaeolynthus nalivkini* Volog., *Ethmophyllum* ex gr. *grandiperforatum* Volog., *Leptosocyathus altaicus* Volog., *Rcssocyathella* ex gr. *kolbiensis* (Zhur.), *Tumulocyathellus admirabilis* (Volog.).

По заключению Н. Т. Журавлевой, ряд форм (формы, помеченные звездочкой) необходимо переопределить: *Coscinocyathus roikovi* Volog. на *C.* sp. *dianthus* Born.; *Robustocyathus robustus* (Volog.) на *R.* sp.; *Loculicyathus tolli* Volog. на *L. membranivestites* Volog.; *Dokidocyathus* ex gr. *regularis* Roz. на *D. missarzhevskii* Roz.; *Coscinocyathus mollis* Volog. на *C. dianthus* Born.; *Capsulocyathus subcallosus* Zhur. на *C. irregulares* Zhur.; *Tomocyathus compositus* (Zhur.) на *Membranacyathus compositus* (Zhur.); *Retecoscinus retetabulae* (Volog.) на *R.* sp.

Проведенные нами исследования, в отличие от данных Л. Н. Кашиной и Т. В. Янкаускаса (1973), показали, что северный блок со всех сторон ограничен тектоническими нарушениями и известняки, из которых указывался базальтский комплекс археоциат, занимают то же стратиграфическое положение, что и известняки с камешковско-санаштыкгольским комплексом в южном блоке. Действительно, в них из тех же местонахождений (Кашина, Янкаускас, 1973, рис. 1, точки 1, 2) нами собраны археоциаты: ?*Rhabdocyathellidae* (новый род), *Tumulocyathellus admirabilis* (Volog.), *Syringosnemmatidae* (?) — типично санаштыкгольские формы. Кроме них, в большом количестве встречены: *Aldanocyathus* sp., *A.* sp. ex gr. *speranskii* (Volog.), *A. khemtschikensis* (Volog.), *Archaeolynthus nalivkini* (Volog.), *Archaeosycon* ? sp., *Batchatocyathus* sp., *Capsulocyathus irregularis* Zhur.,

Cambrocyathus sp., *Coscinoocyathus arguathus* Volog., *C. elongatus* Volog., *Dictyocyathus salairicus* Volog., *Dokidocyathus* sp. nov., *D. missarzhevskii* Roz., *Loculicyathus* cf. *membranivestites* Volog., *L. sp.*, *Membranacyathus compositus* (Zhur.), *Mongolocyathus* sp., *Protopharetra lagmata* Volog., *P. sp.*, *Robustocyathus* ? sp., *Tennericyathus* sp. nov., *Tumuliolynthus* sp. nov. ex gr. *tubexternus* (Volog.), *T. tubexternus* (Volog.), характерные, по заключению И. Т. Журавлевой, преимущественно для камешковского горизонта Саяно-Алтайской складчатой области.

Собранные из других местонахождений в северном блоке археоциаты *Ajacicathidae* gen. nov., *Aldanocyathus bioheratus* Volog., *A. salebrosus* (Volog.), *A. sp. nov.*, *A. ex gr. primitivus* (Volog.), *A. microporus* Zhur., *A. ex gr. khemtschikensis* (Volog.), *Archaeolynthus sibiricus* (Toll.), *A. sp.*, *A. microporus* Zhur., *A. monoporosus* Zhur., *A. absolutus* (Volog.), *Archaeofungia* sp. nov., *Bicyathus ertashkensis* Volog., *B. sp.*, *Capsulocyathus* sp., *Coscinoocyathus bedfordi* Volog., *C. simplex* Volog., *C. sp. nov.*, *Cycloocyathellidae* (*Leptosocyathus* sp. nov. ?), *Cambrocyathellus* ex gr. *jenisseicus* (Volog.), *C. sp. nov.*, *Dokidocyathus* sp., *Dictyocyathus salairicus* Volog., *D. sp.?*, *Dokidocyathidae* (новый род), *Irregulares. Loculicyathus artus* Volog., *L. sp. nov.*, *Nochorocyathus* ex gr. *mariinskii* Zhur., *N. sp. nov.*, *N. ex gr. spinosus* (Volog.), *Membranacyathus* sp. nov., *Protopharetra bipartita* Volog., *Paranocyathus subartus* Zhur., *P. sp.*, *Robustocyathus* sp., *R. sp. I, II*, *Retecoscinus* sp. nov., *Tumulocyathus* sp., *T. sp. nov.*, *Taylorcyathus* sp., *T. sp. ex gr. taylori* Zhur., *Tersia* sp. дополняют список, приведенный выше, но не позволяют точно определить границу между камешковским и санаштыкгольским горизонтами в пределах рассматриваемых блоков. Только основываясь на находках перечисленных трилобитов в южном блоке, можно утверждать, что верхняя часть разреза муртукской толщи (ориентировочно 100—150 м) принадлежит уже к санаштыкгольскому горизонту).

2.3.2.4. Синтез по жержульскому горизонту

Различия в строении разрезов Жержульской и Солбинской зон таковы, что они требуют выделения самостоятельных местных региональных подразделений — свит в каждой из зон. Благодаря наличию маркеров в основании жержульского горизонта (лейбинские красноцветные терригенные отложения) и в его кровле (верхняя пестроцветная пачка выезже-логской и жержульской свит, маркирующее значение которой подкрепляется данными по смене трилобитов) можно коррелировать отложения горизонта в целом, но точно проследить все выделенные в Солбинской зоне свиты и подсвиты в Жержульскую зону невозможно. Проводимое нами ранее прослеживание специально оговаривалось как условное и многовариантное, причем возможное смещение условных границ достигало 100—200 м (Шенфиль и др., 1976). Вместе с тем в обеих зонах развиты литологически однотипные отложения и различия в строении зон проявляются преимущественно в резком изменении их количественного соотношения в разрезах. Для обеих зон характерно развитие однотипной фауны трилобитов, присущих западному типу разреза нижнего кембрия Сибирской платформы.

Весьма интересен анализ типов осадков жержульского горизонта. Терригенные отложения лейбинской свиты формировались в обстановке прибрежной мелководной зоны, в которую с востока импульсами поступал обломочный материал. Об этом свидетельствуют красноцветность осадков, наличие знаков волновой ряби, трещин усыхания, широкое развитие в песчаниках грубой косої слоистости. Такие же, но менее четкие признаки наблюдаются в разрезе низов жержульской свиты, одновозрастных по времени накопления лейбинским.

Импульсный характер поступления обломочного материала выражается в переслаивании терригенных, терригенно-карбонатных и карбонат-

ных осадков. В более общем виде выделяется два крупных ритма, начинающихся наиболее мощными и грубыми терригенными пачками. Вероятная зависимость формирования этих пачек от активизации движений в области сноса позволяет рассматривать их как синхронные по времени проявления на всей площади Манского прогиба, что повышает значение лейбинской свиты как маркера при корреляции.

Резкое уменьшение размера обломочных частиц в терригенных пачках и сокращение их мощности на границе Солбинской и Жержульской зон свидетельствует не только об удаленности последней от береговой линии, но и о существовании определенной палеогеографической преграды, препятствующей распространению терригенных отложений к западу. Роль этой преграды со временем возрастала. Об этом свидетельствует более резкое изменение состава верхнего ритма, сложенного в Жержульской зоне более тонкими терригенными породами, по сравнению с нижним ритмом, в то время как в Солбинской зоне наблюдаются обратные соотношения.

Признаки мелководности осадконакопления характерны и для верхних частей жержульского горизонта. Наряду с красноцветностью, наличием косой слоистости и знаков ряби, здесь часто отмечаются небольшие внутриформационные перерывы, фиксируемые по существованию бурых выветрелых зон в кровле многих доломитовых пластов, венчающих мелкие ритмы.

В лейбинской свите в приведенном выше объеме до последнего времени никаких остатков скелетной фауны не обнаружено. Микрофитолиды в свите очень редки (*Nubecularites punctatus* Reitl.).

Из небольшого количества проб на акритархи, отобранных из отложений лейбинской свиты в разрезе по р. Солбии, определены следующие формы: *Leiomarginata simplex* var. *manica* Pjat., *Baltisphaeridium hirsutum* Pjat., *Leiosphaeridia densa* Tim., *Lophosphaeridium scabridium* (Tim.) (см. рис. 45, № 83). Первая форма появляется в кровле нижней пачки анастасьинской свиты и проходит до кровли лейбинской, вторая известна с основания унгутского горизонта и встречается как в лейбинской, так и в крольской свитах. Обе формы за пределами Манского прогиба не описаны. Две последние формы появляются в рифее и имеют широкий диапазон вертикального распространения. Положение лейбинской свиты выше унгутской (являющейся вероятным аналогом усольского горизонта) и ниже крольской, содержащей фауну толбачанского горизонта, свидетельствует о ее возможном эльмянско-нижнетолбачанском возрасте.

В верхней части крольской свиты, как уже отмечалось выше, развиты трилобиты толбачанского горизонта: *Bulaiaspis taseevica* Rep., *B. vologdini* Lerm. и археоциты атдабанского горизонта: *Ajacityathus osensis* Zhur., *A. ex gr. speranskii* (Vol.), *Leptosocyathus* sp., *Nochoroicyathus* sp., *Robustocyathus* sp., *Archaeofungia* sp. Кроме того, здесь определены микрофитолиды: *Nubecularites catagraphus* Reitl., *N. aff. abustus* Z. Zhur., *Osagia* aff. *nersinica* Yaksch., *O. gigantea* Korol., *O. tenuilamellata* Reitl., *Vermiculites irregularis* (Reitl.), *Volvatella zonalis* Nar., *Glebosites gentilis* Z. Zhur. Полученные данные показали, что кроме характерных кембрийских форм *Nubecularites catagraphus* Reitl. и *Osagia gigantea* Korol., в кембрийские отложения проходят другие, перечисленные выше формы, которые обычно появляются и наиболее широко развиты в рифее или венде.

Из акритарх в верхней части крольской свиты по р. Солбии развиты *Michystridium perlevum* Pjat., *Lophosphaeridium scabridium* (Tim.), *Leiosphaera densa* (Tim.), *Baltisphaeridium hirsutum* Pjat., *B. clarum* Pjat., *B. cerinum* Volk. В приведенном списке большинство форм или проходящие, или местные и только последняя форма появляется на Русской платформе с люкатиских слоев (соответствующих уровню атдабанского горизонта).

В выезжелогской свите найдены трилобиты *Bulaiaspis limbata* Rep., *B. sajanica* Rep., *B. vologdini* Lerm. Эти виды развиты обычно как в толба-

чанском, так и в урицком горизонтах нижнего кембрия. Однако возраст выезжелогской свиты можно ограничить, так как с основания вышележащей свиты — синерской — появляются трилобиты *Tungusella manica* Rep. — зональный вид урицкого горизонта. Соответственно возраст отложений выезжелогской свиты можно определить как верхнетолбачанский.

Таким образом, отложения жержульского горизонта занимают сравнительно небольшой возрастной диапазон, захватывающий эльгянский и весь толбачанский горизонты нижнего кембрия.

Совершенно особое место в разрезе жержульского горизонта занимают доломиты и известняки «Муртукского рифа». За исключением возможности сопоставления нижних доломитов с розовыми доломитами жержульской свиты, развитыми в верховьях р. Жержул, они не имеют никаких литологических корреляционных связей с другими разрезами жержульского горизонта. Характерен для них и совершенно иной состав фауны, типичной для внутренних районов Саяно-Алтайской складчатой области. Это касается как археоциат, представленных в нижней части известняков «Муртукского рифа» видами камешковского горизонта, а в самой верхней — санаштыкгольского, так и трилобитов из кровли известняков, характерных для санаштыкгольского горизонта (см. 2.2.2.3.1). Приведенная палеонтологическая характеристика позволяет включать отложения большей нижней части «Муртукского рифа» в жержульский горизонт, основываясь на сопоставлении толбачанского горизонта с камешковским (Репина, Хоментовский, 1961; Хоментовский, Репина, 1965). В сравнении с разрезами Солбинской зоны нижняя и средняя часть «муртукских» известняков должна соответствовать верхнекрольским и выезжелогским отложениям, а верхняя — низам синерских.

2.3.3. Синерский горизонт

Синерский горизонт венчает нижнекембрийские отложения в пределах Манского прогиба. Отложения этого горизонта отличаются меньшей по сравнению с нижележащими фациальной изменчивостью, поэтому они в обеих зонах выделяются под единым названием — нерасчлененная синерская и нововасильевская свиты. Фактический материал позволяет говорить о Солбинском и Жержульском типах разрезов, а также ставить вопрос о наличии на этом уровне отложений типа «Муртукского рифа».

Синерская и нововасильевская свиты первоначально были выделены в ранге подсвит колбинской свиты (Хоментовский и др., 1960). В их характеристике большое значение имели комплексы окаменелостей олекминской в первой и кетеманской во второй свите. В дальнейшем, при геологических работах, они фигурируют в качестве двух подсвит синерской свиты: нижней — темно-серые известняки с прослоями доломитов и верхней — светлые массивные известняки. Однако проведенные работы убедили нас в крайней схематичности подобного подхода к выделению этих подразделений.

Отложения синерской и нововасильевской свит слагают, как правило, ядра синклиналильных структур. Одним из наиболее хорошо обнаженных, хотя и неполным, является разрез у пос. Выезжий Лог (см. рис. 49). Здесь в 2 км выше поселка по левому берегу р. Маны совершенно согласно на пестроцветных отложениях выезжелогской свиты залегают (см. рис. 45, з):

Мощность, м

1. Доломиты темно-серые, в нижней части до черных,верху с прослоями светлых. Доломитам подчинены прослои черных известняков мощностью до 1 м. Для нижней части характерно наличие прослоев мергелистых доломитов, известняков и мергелей, количество которых уменьшается вверх по разрезу

90

Примерно в 10 м от основания собраны трилобиты *Tungusella manica* Rep., *Bulaiaspis limbata* Rep.

2. Известняки темно-серые, черные, иногда пятнистые, за счет более светлых разностей, массивные, пористые, с неровными бугристыми поверхностями напластования 70

С разных уровней пачки собраны трилобиты: *Bigotina egregica* Rep., *Bulaiaspis sajanica* Rep., *Tungusella manica* Rep., *T. obesa* Rep., *Kolbinella aff. prima* Rep.

3. Доломиты светлые массивные, чередующиеся с темно-серыми глинистыми разностями. Неполная 40

Следует особо остановиться на стратиграфическом положении черных известняков с *Protolenus planus* Pokr. и *Judaiella* sp., выходящих в тектонической блоке в поле развития крольской свиты в 2,5 км выше пос. Выезжий Лог (см. рис. 49). В сводке В. В. Хоментовского и др. (1960) они отнесены к жержульской свите или к верхам крольской у других исследователей (Коптев, 1961; и др.). Благодаря повторным сборам В. В. Хоментовского и А. С. Гибшера список трилобитов стал выглядеть следующим образом: *Bathyriscellus convexus* Suv., *Binodaspis* sp., *Krolina pressulata* Rep., *Manaspis oblittera* Rep., *Protolenus planus* Pokr., *Judaiella*. По мнению Л. Н. Репиной, подобный набор характерен для олекминского фаунистического горизонта, т. е. это должны быть верхи синерского горизонта (Репина и др., 1964).

Северо-восточнее в стратотипической местности синерской свиты, в бассейне р. Солбии и нижнего течения р. Синер набирается более полный ее разрез. К сожалению, естественные обнажения здесь крайне редки и представление о характере строения свиты получено за счет серии детальных маршрутных пересечений с применением горных выработок. Разрез выглядит следующим образом (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Серые, темно-серые, массивные доломиты с подчиненными прослоями черных известняков	130
2. Известняки черные, массивные, иногда плитчатые глинистые, с единичными прослоями светлых плитчатых доломитов	180
3. Серые глинистые доломиты	40
4. Черные глинистые известняки, сверху темно-серые	130

Неполная мощность синерской свиты 450 м.

Из нижней пачки по правому берегу р. Солбии собраны трилобиты: *Inouyina subquadratica* Rep., *Tungusella manica* Rep., *Bulaiaspis sajanica* Rep.

Далее к северу по левому берегу р. Колбы в 0,5 км выше южного окончания пос. Нововасильевка в северном крыле Нововасильевской синклинали в кровле пестроцветных пород, венчающих разрез жержульской свиты, обособляется маломощная (5 м) пачка чередования известняков, аргиллитов и алевролитов. Из известняков собраны трилобиты: *Bulaiaspis sajanica* Rep., *B. limbata* Rep., *Bigotina egregica* Rep., Ptychoporiidae gen. nov. ind., *Tungusella manica* Rep., *T. sp. nov.* Появление на этом уровне *Tungusella manica* Rep., и *Bigotina egregica* Rep., форм, характерных для урицкого фаунистического горизонта, позволяет нам отнести эту пачку к синерской свите. Выше разрез надстраивается толщай, в составе которой ранее выделялась нововасильевская свита (см. рис. 45, б):

	Мощность, м
1. Доломиты серые, светло-серые, в южной части темно-серые, массивные, в верхней половине отмечается полосчатость, обусловленная чередованием чистых и глинистых разностей	255
2. Известняки светло-серые, коричневатые, зернистые, массивные, с редкими обломками трилобитов. При ударе известняки издают резкий запах битума	180
3. Известняки черные глинистые, с брекчиевидной комковатой текстурой. Неполная	90

Из средней части пачки 3 А. С. Гибшер и В. В. Хоментовский собрали трилобиты: *Binodaspis* sp., *Parapoliella* sp., *Solenopleurella kolbinica* Rep. В самом верху список дополняется следующими формами: *Bergeroniellus* aff. *divergens* Lerm., *Binodaspis* sp., *Parapoliella obrutchevi* (Lerm.), *P. sulcata* N. Tcher., *Inouyina* sp., типичными для пововасильевской свиты.

Неполная мощность синерского горизонта здесь определяется в 525 м.

На водоразделе рек Колба и Баджей к югу от пос. Нововасильевка произведены многочисленные сборы трилобитов, но ввиду плохой обнаженности дать точную привязку форм к разрезу не представляется возможным. Приведенное ниже вертикальное распределение трилобитов дано с некоторой долей условности. Примерно в 75 м от основания собраны: *Kolbinella prima* Rep., *K.* sp. nov., *Binodaspis* sp. *Bulaiaspis sajanica* Rep., *B. limbata* Rep., *Tungusella manica* Rep., *T. obesa* Rep., Перечисленные находки сделаны по левому берегу р. Колбы в 2,2 км ниже пос. Черемушкино и в 0,7 км восточнее его. На этом же уровне в левом борту руч. Скотпрогонного (район пос. Ниж. Солбия) список дополняется *Inouyina subquadratica* Rep., *Kolbinella* sp. В 200 м от основания свиты появились *Redlichioidea* gen. nov., найденные в 1,7 км от места слияния рек Солбии и Кувая по азимуту северо-восток 35°. На этом же уровне встречены *Jakutidae* gen. ind. (правый берег р. Солбии в 0,4 км выше устья р. Кувай), последняя форма найдена примерно в 350 м от основания синерской свиты. В 50 м выше по разрезу встречены *Astenaspis* sp., *Bathyriscellus* sp. (3 км по аз. юго-восток 120° от пос. Нововасильевка). Во многих пунктах этой части Манского прогиба в более высоких слоях синерского горизонта найдены представители рода *Parapoliella*.

При сравнении разреза синерской свиты Нововасильевской синклинали с более южными разрезами отмечается заметное возрастание роли светлых доломитов, особенно в низах.

В районе пос. Бултусук в приустьевой части руч. Третьего в тектоническом блоке выходит толща карбонатных пород мощностью около 350—400 м (см. рис. 2). Нижняя часть ее представлена светло-серыми, массивными доломитами, верхняя — светло-, реже темно-серыми, массивными и слоистыми известняками, в которых иногда отмечается брекчиевидная структура (см. рис. 45, в). В темных известняках в 1,5 км выше устья руч. Третьего найдены трилобиты *Pseudoeteraspis* sp., а в 350 м от его устья — *Pseudoeteraspis angarensis* N. Tchern., *Parapoliella* sp., *Jangudina* sp. Эти находки позволяют говорить здесь о верхней части синерского горизонта.

В северной части Манского прогиба отложения синерского горизонта обнажены на правобережье р. Базаихи у пос. Шахматово. В 1,2 км выше руч. Шахматова, выше пестроцветной пачки жержульского горизонта развиты серые, коричневые, массивные доломиты с топкими прослоями алевролитов и черными известняками в основании. Из черных известняков П. И. Коптев (1962) собрал трилобиты: *Bulaiaspis sajanica* Rep., *B. limbata* Rep., *Tungusella manica* Rep., *Binodaspis spinosa* Lerm. В этом разрезе наблюдаются нормальные взаимоотношения отложений синерского горизонта с подстилающими и перекрывающими толщами (см. рис. 2, 45), но плохая обнаженность по долине р. Базаихи не позволяет и здесь уверенно оценить их мощность. С учетом ширины выхода (более 1,5 км) и элементов залегания она составляет здесь около 600 м.

Таким образом, в верхнем течении р. Базаихи происходит полное замещение темных глинистых известняков, типичных для синерского горизонта Солбинской зоны, преимущественно светлыми и массивными доломитами.

При описании отложений «Муртукского рифа» отмечалось, что часть их проходит в синерский горизонт (см. 2.3.2.3.1). Это массивные светлые карбонатные породы с трилобитами и археоциатами, типичными для внутренних районов Саяно-Алтайской складчатой области. Данных о верхнем возрастном пределе и ареале распространения толщи «Муртукского рифа»

мало. Окаменелости в ней встречены лишь на уровне основания синерского горизонта (см. 2.3.2.3.1; рис. 45, в), а сама она вскрывается на крайне ограниченной площади в осевых зонах синклиналей (см. рис. 2). Но судя по тому, что в блоке по руч. Третьему к востоку от «Муртуцкого рифа» и шахматовской свите по р. Базаихе (см. рис. 2) преобладают такие же светлые, массивные карбонатные породы, так называемый «Муртуцкий риф» существовал на протяжении всего синерского времени и даже увеличивался в размерах.

Резюмируя данные по синерскому горизонту, можно сказать, что ему соответствует толща мощностью не менее 600 м. Судя по составу и последовательности развитых в ней комплексов окаменелостей, нижние 200 м ее одновозрастны урицкому, средняя часть олекминскому, а верхи кетеменскому горизонтам западного типа разреза Сибирской платформы. Таким образом, сомнения И. И. Коптева (1961, 1962) по поводу биостратиграфических выводов предшественников (Хоментовский и др., 1960; Репина и др., 1964) оказались несостоятельными.

Фациальный профиль отложений синерского горизонта гораздо более сложен, чем это считалось ранее. На рис. 59 видно, что замещение типичных для Солбинской зоны пород толщей характерной для Жержульской зоны, а затем толщей «Муртуцкого рифа» происходило очень постепенно с непрерывной миграцией границ. Поэтому вопрос о возможности выделения здесь подразделений местной стратиграфической шкалы в ранге свит и подсвит пока остается открытым. Для разделения на площади уровней, соответствующих урицкому, олекминскому и кетеменскому горизонтам, необходимы специальные биостратиграфические исследования. Поэтому для всей рассмотренной толщи условно сохраняется наименование нерасчлененная синерская и нововасильевская свиты.

2.4. СРЕДНИЙ КЕМБРИЙ

Наличие отложений среднего кембрия на северо-востоке Манского прогиба первоначально было обосновано И. И. Коптевым, который сравнивал их с торгашинской свитой приустьевой части р. Базаихи в полном объеме. В процессе геологической съемки они были откартированы геологами Красноярского геологического управления под названием шахматовской свиты (Предтеченский, 1967). Рассматриваемая толща слагает ядро Нарвской синклинали и обрамляет поле выхода пород синерской свиты в бассейне р. Базаихи. Литологически шахматовская свита представлена серыми, светло-серыми с коричневатым тоном массивными известняками, часто с водорослями *Epiphyton* sp. и прослоями доломитов. В основании свиты обособляется пачка брекчиевидных доломитов, подошва которых и принята за нижнюю границу шахматовской свиты. Сразу же над брекчиевидными доломитами из светлых эпифитоновых известняков (правый берег р. Базаихи в 1,3 км выше пос. Шахматово) И. И. Коптев (1962) собрал и определил: *Eodiscus shachmatovi* Kopt., *Kooteniella mutabilis* N. Tchern., *K. slatkowski* (Schm.) K. sp., *Olenoides laevigatus* N. Tchern., *O. sp.*, *Corynexochus* sp., *Rhmaniella radiata* Kopt., *Laphuraspis kalicvi* Ivsch., *Kutorgina* cf. *reticulata* Poulsen, *Matulella* sp., *Misusia* sp. Несколько выше по течению и по разрезу определены: *Peronopsis hypagnostiformis* Bogn., *Eodiscus* sp., *Koptura* sp., *Choudranomocare bidycusis* Pol., *C. cf. irbinica* Rep., *Kooteniella acuta* N. Tchern., *Laphuraspis* sp.

Приведенный список трилобитов дает основание отнести шахматовскую свиту к среднему кембрию и исключает возможность сопоставления ее с большей нижней частью торгашинской свиты, нижнекембрийский возраст которой не вызывает сомнений (Хоментовский, 1963; Репина и др., 1964).

2.5. ВЕРХНИЙ КЕМБРИЙ — ОРДОВИК

Верхнекембрийско-ордовикскими условно считаются отложения баджейской и нарвской свит, выполняющих Баджейский прогиб (Хоментовский и др., 1960). Этот прогиб является более молодым и в значительной степени независимым от Манского, поэтому детальное описание развитых в нем толщ не входит в задачу настоящей монографии. Но кратко охарактеризовать их необходимо, поскольку в поле развития баджейских отложений находится стратотипический разрез койской свиты, которая авторами многих сравнительно недавно опубликованных работ (Предтеченский, 1967; и др.) рассматривается как аналог толщ, описанных нами в составе анастасьинского горизонта.

В железнодорожной выемке по левому борту р. Маны выше пос. Кой, где на протяжении 2700 м отложения койской свиты преимущественно в запрокинутом залегании круто (30—50°) падают на юго-запад (рис. 51), с учетом дислоцированности пород мощность ее составляет 1—1,5 км. Вся толща состоит из бесконечно повторяющихся ритмов, представленных песчаниками, алевролитами и аргиллитами (рис. 52). Размеры слоев и пакетов, составляющих ритмы, от 3—5 см до 2 м. Преобладание ритмов с тем или другим сочетанием пород обуславливает расчленение толщи на грубые и тонкие пакки. Специфика толщи заключается в том, что даже крупные песчаные пласты состоят в основном из рассеянных в слюдисто-карбонатном матриксе зерен кварца и полевого шпата, различной размерности и окатанности, но при этом границы между пластами песчаника, алевролита и аргиллита, как правило, бывают резкими и подчеркиваются знаками ряби, следов разрыва подстилающих пластов, трещинами усыхания и т. д. Для самих пластов весьма характерны косая крупная клиновидная, мульдообразная слойчатость, а также мелкая синусоидальная и мульдообразная косая и косоволнистая. Окраска, обусловленная окислами железа, от буро-красной и лиловой до зеленовато-серой.

В противоположность койской свите для ангульской свиты Солбинской зоны (см. 2.2.2.2.1), мощность которой порядка 560—600 м, характерно наличие крупных пакетов, сложенных пластами крупнозернистых

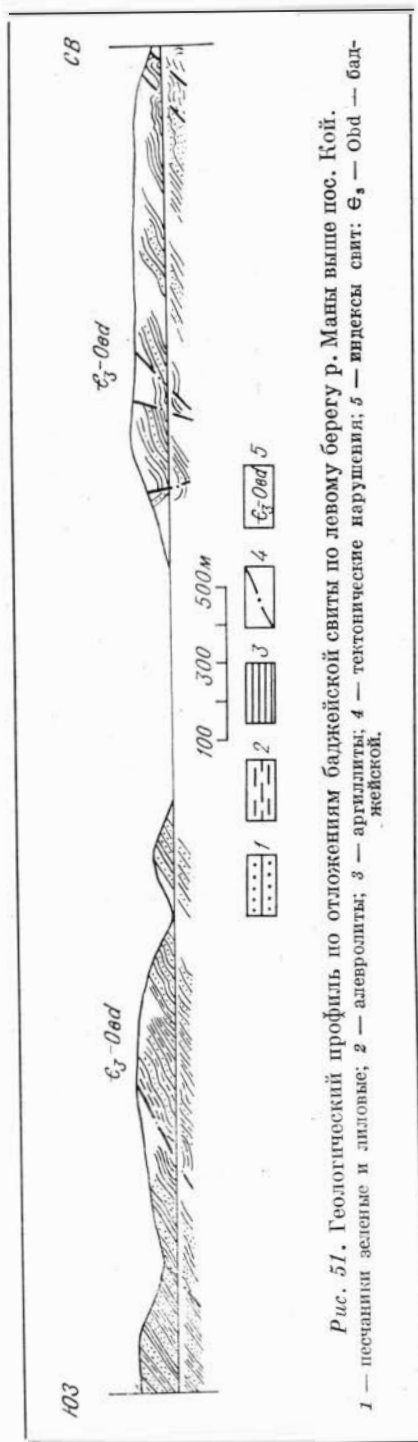


Рис. 51. Геологический профиль по отложениям баджейской свиты по левому берегу р. Маны выше пос. Кой.
1 — песчаники зеленые и лиловые; 2 — алевролиты; 3 — аргиллиты; 4 — аргиллиты; 5 — индеек свит: Є₃ — баджейской.

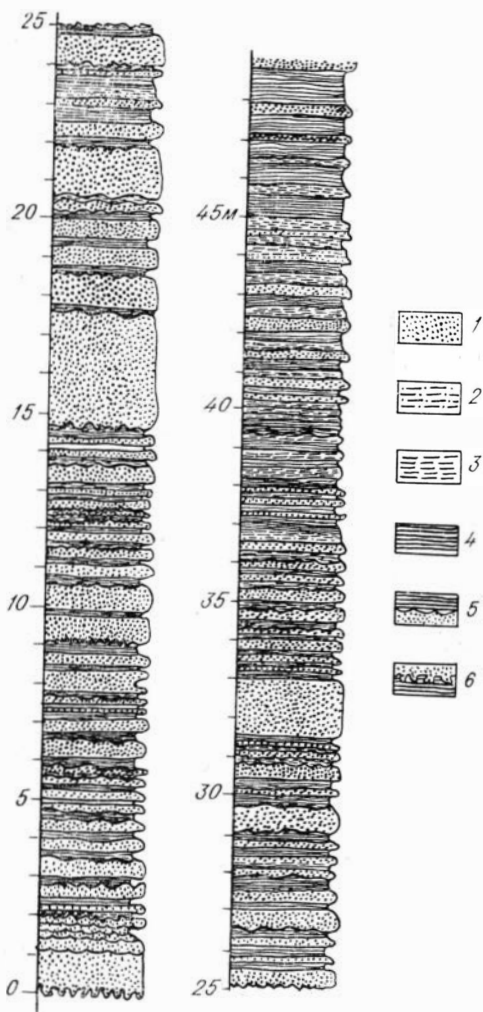


Рис. 52. Характер строения баджейской свиты.

1 — песчаники мелкозернистые; 2 — алевропесчаники; 3 — алевролиты; 4 — аргиллиты; 5 — поверхности со знаками рябь; 6 — поверхности размыва.

зуется регрессивным строением и, преимущественно карбонатных пород и песчаников, переходит в нарвские конгломераты. А. А. Предтеченский пачку 2 баджейской свиты сравнивал с лейбиской (усть-лейбиской). Но приведенные выше взаимоотношения, а также состав пачки противоречат этому заключению. Баджейские песчаники, скорее, имеют некоторую общность с ангульскими, но отличаются от них базальным известковым цементом и плохой обработкой и сортировкой обломочного материала.

Нарвская свита, выделенная К. В. Радугиным в 1948 г. в качестве самостоятельного стратиграфического подразделения, по сравнению с верхнебаджейской пачкой лишь значительно более грубообломочная. В составе гальки резко преобладают известняки и доломиты, реже встречаются обломки красноцветных песчаников и алевролитов, кремней, кварца и очень редки обломки граунитов. Галька тесно сгужена, размеры ее от 1—2 см до 1,5 м, достаточно резко изменяется степень окатанности. Мощность нарвской свиты, по-видимому, не менее 1,5 км. Лишь местами

хорошо отсортированных кварцевых песчаников с клиновидной косою слоистостью. Эти особенности строения свиты прогрессируют в восточном направлении (в сторону Койского разреза).

В Жержульской синклинали анастасьинский горизонт, хотя и представлен в основном мощной ритмично построенной толщей, по характеру флишевой цикличности, широкому развитию градационной слоистости и другим тектурным особенностям, свидетельствующим об образовании ее турбидитными потоками (см. 2.2.2.1. 1), принципиально отличается от отложений койской свиты.

Сравнение разреза баджейской свиты у пос. Кой с ее выходами по р. Степной и Таежный Баджей, а также по р. Мане выше пос. Нарва свидетельствует о том, что в нем представлена лишь средняя алевро-сланцевая толща свиты (Хоментовский и др., 1960) или так называемая верхнекойская подсвита и саломатовская свита, по А. А. Предтеченскому (1967). Рассмотренная толща в названных разрезах согласно подстилается и перекрывается пачками красно-бурых песчаников мощностью 400—550 м. Обломочный материал грубый, плохо отсортированный и слабо окатанный. Цемент глинисто-карбонатный, базального типа. Нижняя из них начинается конгломератами с галькой кристаллических пород и эффузивов, а верхняя характери-

пласты массивных конгломератов разобьются линзами песчаников, обломочные зерна которых представлены карбонатами.

Такое строение баджеевская и нарвская свиты имеют в пределах сохранившейся от размыва осевой зоны и восточного крыла Баджеевского прогиба (см. рис. 2), вытянутого вдоль северо-восточного крыла Солбинской синклинали (Хоментовский и др., 1960). Отдельные выходы конгломератов, напоминающие нарвские, были обнаружены в области северного ограничения Жержульской синклинали, где она перекрывается девонскими отложениями Рыбинской впадины. Здесь конгломераты с несогласием ложатся на разные свиты и пакки жержульского и унгутского горизонтов. С нарвской свитой их сближают особенности строения и существенно карбонатный состав обломочного материала. Вероятно, отложения нарвской свиты в процессе расширения Баджеевского прогиба распространились на более глубокие зоны Манского прогиба и получали обломочный материал из развитых здесь образований.

Обобщая данные о возрасте нарвской свиты, прежде всего следует принимать во внимание находки окаменелостей в известняковой гальке. К. В. Радугин (1954), Л. В. Яконюк, Л. Н. Репина (Хоментовский и др., 1960) и И. И. Коптев (1962) в ней обнаружили нижне- и средне-кембрийские трилобиты, что свидетельствует о послесреднекембрийском возрасте свиты. Палеонтологические данные о возрасте баджеевской свиты отсутствуют, но тесная связь ее с нарвской, а также резчайшее отличие от всех прочих отложений кембрийского возраста в Манском прогибе позволяют считать баджеевскую свиту послесреднекембрийской. Можно согласиться с доводами, которые приводились ранее для обоснования досилурийского возраста рассматриваемых отложений и заключения о соответствии их верхнему кембрию—ордовику (Хоментовский и др., 1960).

Итак, Баджеевский прогиб срезал по диагонали все крупные структуры Манского прогиба, что полностью согласуется с тем, что обломочный материал верхнекембрийско-ордовикских отложений Баджеевского прогиба почти нацело состоит из продуктов размыва толщ, выполняющих Манский прогиб, и грубость его свидетельствует о значительном и расчлененном рельефе в области последнего. Это резко отличает верхнекембрийско-ордовикский этап развития рассматриваемой территории от более древнего, когда основные области размыва, поставившие обломочный материал, находились за пределами Манского прогиба. Из изложенного ясно, что Манский прогиб, как и другие примыкавшие к нему геосинклинальные структуры, претерпел в процессе раннекаледонской или салаирской складчатости замыкание и превратился в горное сооружение.

Баджеевский прогиб, заложившись первоначально как узкая грабен-синклиналь в зоне разломов, служивших северо-восточным ограничением Манского прогиба, в процессе последующего углубления начал накатываться на ограничивавшие его горные сооружения. Прямые данные о распространении его в сторону Канско-Бирюсинской глыбы отсутствуют, но косвенным подтверждением этого заключения является полное отсутствие кристаллических пород в нарвских конгломератах, свидетельствующее о нивелировке и о затоплении суши в этом направлении. Баджеевская структура таким образом является типичным краевым прогибом, а выполнявшие его верхнекембрийско-ордовикские толщи в формационном отношении представляли собой типичную молассу.

Необходимо особо рассмотреть вопрос о возрасте и характере взаимоотношений конгломератов г л у х а р и н о й с в и т ы (Радугин, 1954). Тесная связь этих конгломератов с доломитами, в том числе розовыми, а также приуроченность всего комплекса к границе, разделяющей отложения анastasьинской и жержульской (в данном случае жистыкской и унгутской) свит, давало основание для сравнения его с лейбинской свитой (Хоментовский и др., 1960). В настоящее время стало ясно, что «глу-

харинные» отложения приходят в соприкосновение с толщами и пачками самого разного возраста: кувайскими эффузивами, низами и верхами жистыкской свиты и унгутскими доломитами. Многократное вскрытие контактов горными работами каждый раз убеждало в их тектонической природе (зоны рассланцевания, дробления и обохривания). Все это производит впечатление того, что «глухариный» комплекс приурочен в грабену. Прямых данных о его возрасте нет, но находки К. В. Радугиным остатков археоциат и обнаруженных нами известьвыделяющих водорослей в гальке, а также явное сходство с некоторыми разностями нарвских конгломератов не исключают возможности отнесения глухариной свиты к верхнекембрийско-ордовикскому комплексу.

Аналоги «глухариных» конгломератов, по всей видимости, широко распространены и к северо-западу от р. Верх. Базаихи. Обширные поля сходных по составу и текстурным особенностям пород развиты в долине р. Базаихи (3 км ниже пос. Ерлыковка) там, где она вблизи стыка с девонским полем пересекает антиклинальное поднятие, разделяющее Жер-жульскую и Усть-Манскую синклинали.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

В задачу предлагаемой работы не входило изучение раннедокембрийских отложений, мы не располагаем какими-либо новыми материалами для характеристики истории геологического развития Манского прогиба в этот период. Опубликованные ранее данные по этому вопросу крайне противоречивы (Хоментовский, 1957; Хоментовский и др., 1960; Мусатов, 1966; Предтеченский, 1967; и др.). Различные представления о возрасте и формационной принадлежности образований, слагающих бирюсинскую и дербинскую серии, и их взаимоотношениях (см. 2.1), естественно, приводят к диаметрально противоположным выводам о геологическом развитии рассматриваемого региона. Сторонники крупного перерыва и несогласия в основании дербинской серии начинают с нее новый более высокий структурный этаж, считая отложения дербинской серии или геосинклинальными (Хоментовский и др., 1960; и др.), или протоплатформенными (Мусатов, 1966; и др.). Другие исследователи приводят доводы в пользу согласного залегания дербинской серии на бирюсинской и считают их образовавшимися в один протогеосинклинальный этап (см. Приложение «Магматизм Манского прогиба»).

Остро дискуссионным является вопрос об истории развития Арзыбейской глыбы и прилегающей к ней территории. Одни исследователи (Предтеченский, 1967 со ссылкой на В. М. Чаиркина) рассматривали образования, слагающие Арзыбейскую глыбу, в качестве глубоко метаморфизованных аналогов кувайской серии. Другие отстаивали точку зрения о их принадлежности к более древним образованиям бирюсинской серии (Хоментовский и др., 1960; Мусатов, 1966; и др.), которые в результате интенсивного проявления процессов метаморфизма и мигматизации были превращены в жесткий кристаллический фундамент в докувайское время. В пользу последнего варианта свидетельствует то, что залегающие на кристаллических породах Арзыбейской глыбы с глубоким размывом, перерывом и угловым несогласием отложения ангалойского и анастасьинского горизонтов в 10—30 км западнее ее окончания связаны с кувайскими эффузивами достаточно тесными взаимопереходами. С предангалойской активизацией Арзыбейской глыбы, по крайней мере, в зоне, примыкающей к Колбинской зоне разломов, связан достаточно интенсивный метаморфизм кувайских эффузивов. Но вряд ли следует отождествлять этот процесс с гораздо более древним и интенсивным метаморфизмом, обусловившим возникновение Арзыбейской, Канской, Бирюсинской и других глыб Восточного Саяна.

Соответственно противоречивыми являются и представления о том, существовал ли кристаллический фундамент под западным блоком Манского прогиба и проходил ли он к юго-западу в пределы Восточно-Саянского антиклинория. Возможность последнего варианта допускалась Д. И. Мусатовым (1966) и отвергалась В. В. Хоментовским (Хоментовский и др. 1960).

Неопределенным остается вопрос о том, перекрывалась ли территория Манского прогиба отложениями дербинской серии или была сушей.

Гораздо более конкретные данные получены о развитии рассматриваемой территории начиная с кувайского времени. Существенное значение в этот период имеет Колбинская система разломов (Хомептовский, 1957; Беззубцев, 1973), проходящая вдоль долины р. Кувай до района низовьев р. Колбы и разделяющая Манский прогиб на два блока — восточный и западный. Она хорошо фиксируется по геофизическим данным, а также по изменениям состава кувайской серии, которые происходят вблизи нее. Колбинская система разломов играла роль подводного канала для Кувайского вулканизма (см. 2.1.3). Извержения здесь были столь интенсивны, что в этой зоне какие-либо другие породы, кроме вулканогенных, не успевали накапливаться. Здесь преобладают лавы базальтового, реже андезит-базальтового и андезит-дацитового состава. Характерно, что в туфогенных разностях пирокластического материала практически не несет следов механической обработки и образует насыпные скопления. Частыми являются лахаровые образования. Это свидетельствует о большой роли наземного вулканизма.

К западу от Колбинской системы разломов продукты извержений не успевают компенсировать прогибание, поэтому по мере удаления от подводной зоны все большую роль начинают играть осадочные породы: на ранних этапах доломиты, а на более поздних — известняки, что свидетельствует о расширении связи кувайского бассейна с открытым морем. Пирокластический материал также несет определенные признаки транспортировки и обработки в водной среде.

К концу кувайского времени происходит резкое возрастание вулканической активности, выражающееся в увеличении роли лавовых покровов в верхней части кувайской серии. Интенсификация вулканической деятельности была не повсеместной, а приурочивалась к определенным зонам. Наиболее активно она проявилась, помимо Колбинской системы разломов, на участках современного бассейна р. Бол. Кершул, в районе Серебрянских скал на р. Мане и в верховьях р. Таежной Берети. Локальность очагов вулканизма устанавливается по сокращению мощностей и выклиниванию эффузивных образований в промежутках между отмеченными выше центрами излияний.

Формационный состав и условия накопления отложений кувайской серии свидетельствуют о геосинклинальном режиме их образований. Но если Беретская и Жержульская структурно-фациальные зоны в то время входили в состав геосинклинального прогиба, то Солбинская зона непосредственно примыкала к Канско-Бирюсинскому геосинклинальному поднятию. Колбинская зона разломов разграничивала эти структуры и играла роль подводного канала для вытянутой вдоль нее вулканической гряды. Субмеридиональная ориентировка ее и залегание лавовых потоков на метаморфических толщах геосинклинального поднятия не особенно согласуется с моделью островных дуг, которая предлагалась для этого района А. А. Предтеченским (1967). Наличие в кувайской серии конгломератов, напоминающих олистостромы (см. 2.1.3), дает некоторое основание сравнивать происходивший в зоне колбинских разломов процесс со спредингом.

Кувайский этап развития ознаменовался лишь внедрением комагматичных эффузивов габбро-пироксенитов и габбро-диабазов, заполняющих подводные каналы (см. Приложение).

В ангалойское время в пределах рассматриваемой части Манского прогиба намечаются три зоны (рис. 53, 54). В наиболее западной из них — Беретской (см. 2.2.1.3) — кувайская серия и ангалойский горизонт связаны настолько постепенными переходами, что возникают серьезные затруднения с проведением границы между ними. В переходной зоне наблюдается чередование эффузивов и терригенно-карбонатных

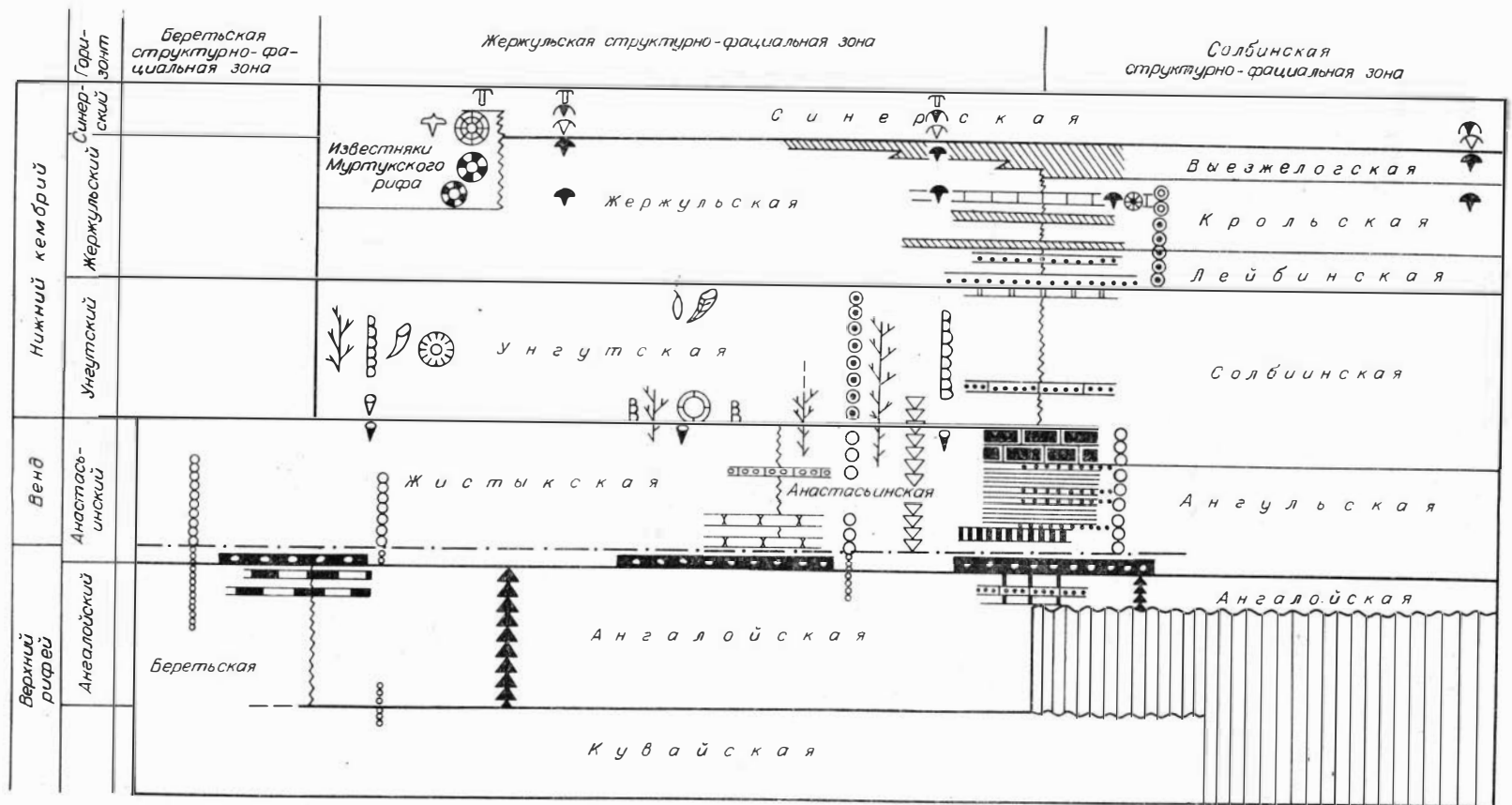
пород. Фиксирует ли верхний из лавовых покровов кровлю кувайской серии или эффузивы проходят в низы разреза ангалойского горизонта, однозначно установить трудно. Учитывая представления ряда геологов о том, что в стратотипе бахтинской свиты у пос. Бахты на Енисее эффузивы могут быть нижнекембрийскими, можно допустить, что второй вариант вполне реален. Несомненным является отсутствие перерывов и несогласия в основании ангалойского горизонта этой зоны. Преобладающий тип осадков — турбидиты, чередующиеся с глубоководными алевролитами, аргиллитами и глинистыми известняками. Таким образом, бассейн осадконакопления в этот период характеризуется сквозным геосинклинальным развитием. Источником обломочного материала служили, вероятно, внутренние поднятия, о чем свидетельствует преимущественно местный его состав.

В Жержульской структурно-фациальной зоне характер переходов от кувайской серии к ангалойскому горизонту более резкий, но нормальный (см. 2.2.1.1.), так как брекчии, развитые здесь в основании ангалойской свиты, имеют подводно-оползневую природу и аналогичны развитым как внутри кувайской серии, так и на нескольких уровнях внутри ангалойской свиты. Вместо турбидитов в составе горизонта преобладают подводно-оползневые брекчии и доломиты, свидетельствующие о большей мелководности и конседиментационных подвижках более поднятых участков бассейна (см. 2.2.1.1.1), между которыми существовали депрессии (район бассейна р. Джеил) с более спокойными условиями осадконакопления (см. 2.2.1.1.2).

Совершенно отличный тип развития характеризует Солбинскую структурно-фациальную зону (см. 2.2.1.2). В ангалойское время прогибание захватывает лишь локальные участки сильно метаморфизованного Арзыбейского блока, в которых выше базальных брекчий и конгломератов формируются мелководные доломиты и известняки, часто песчанистые. Источником обломочного материала служат прилегающие участки кристаллического выступа и оконтуривавшей его вулканической гряды. Некоторая специфика характерна для прибортовых частей бассейна, прилегающих к ней с запада. Здесь формируются характерные пестроцветные известняки и известковые брекчии (северо-восточнее устья р. Мал. Кувай, у дер. Спирино, в верховьях руч. Медвежьего на Нижнеколбинском участке).

С ангалойского времени берет начало байкальский этап развития рассматриваемой территории (см. 2.2.1.4). Его своеобразие проявляется в интенсификации дифференцированных блоковых движений в пределах разных зон Манского прогиба. Обособляется более интенсивно прогибающаяся Беретьская зона. Прогибанием захватывается Солбинская зона. Наличие в ней конгломератов в основании ангалойского горизонта в крайних восточных разрезах (верховья р. Солбии), при их отсутствии в более западных частях зоны, свидетельствует о том, что наиболее резкие поднятия происходили в пределах более внутренних частей кристаллического блока, пограничных с южной окраиной Сибирской платформы. В Присяянском прогибе, расположенном к северу от формирующегося геосинклинального поднятия, аналогичное положение по соотношению с фундаментом и сходному комплексу микрофитоцитов в основании разреза занимают отложения карагасской серии (см. рис. 58). Вероятно, одновременно с воздыманием в осевой зоне Канско-Бирюсинской геосинклинали происходило компенсирующее ее опускание краевых участков.

Следует особо подчеркнуть, что резкие несогласия в основании ангалойского горизонта в Солбинской зоне и возникают в результате вовлечения в прогибание краевых зон геосинклинали и расширения бассейна осадконакопления, в то время как во внутренних частях прогиба какой бы то ни было складчатости или даже поднятия, предшествовавших накоплению осадков ангалойского горизонта, не было, поскольку осадки



- | | | | | | | | | | | | | | | |
|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|
| | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | |

кувайской серии и ангалойского горизонта связаны совершенно постепенными переходами.

Начало антастасьинского времени ознаменовалось новой резкой активизацией движений особенно в Канско-Бирюсинской геоклинали. В Солбинской зоне они фиксируются усилением трансгрессии и образованием мощных грубых красноцветных конгломератов в основании ангульской свиты (см. 2.2.2.2.1).

Здесь в прибрежных условиях активного мелководья накапливались хорошо сортированные и обработанные кварцевые и аркозовые арениты ангульской свиты. Даже в Жержульской структурно-фациальной зоне отмечается размыв локальных участков и появление достаточно мощных и протяженных линз конгломератов («гребешковских»), содержащих валуны ангалойских доломитов (см. 2.2.2.1.1). В то же время между поднятиями и в пределах Беретской зоны продолжается унаследованное прогибание. Смещение режима флишеобразования из Беретской зоны на значительную часть Жержульской зоны в этот период свидетельствует о расширении и усилении действия мутьевых потоков при осадконакоплении отложений жистыкской свиты в западной части Манского прогиба (рис.55).

Формирование турбидитов жистыкской свиты приурочено к склонам активно развивающихся конседиментационных поднятий (см. 2.2.2.1.1), а в удалении от них в более спокойных условиях отлагаются преимущественно хемогенные карбонатные осадки (антастасьинская свита) (см. 2.2.2.1.2). В более активные периоды «хвосты» турбидитных потоков заходили в пределы развития карбонатного типа разреза, формируя ритмичные тонко-терригенно-карбонатные многослой типа контуритов (пачка 3 антастасьинской свиты).

К концу антастасьинского времени отмечается некоторая стабилизация тектонического режима в пределах Солбинской и Жержульской зон. Она фиксируется увеличением роли карбонатных пород, в образовании которых в Жержульской зоне существенную роль начинают играть известковые водоросли (см. 2.2.2.1.1.1; 2.2.2.1.2.1). Только в отдельных участках, прилегающих к поднятиям, живущим активно в этот период, формируются известковые брекчии и конгломераты (Нижнеколбинский участок, район руч. Россыпного) (см. 2.2.2.1.1.2).

Трансгрессивный характер осадков Солбинской зоны приводил некоторых исследователей к выводам о принадлежности их к молассам и об орогенном этапе развития всего Манского прогиба в этот период (Абрамов, 1974; и др.). Проведенный анализ показывает, насколько специфичной является история геологического развития каждой зоны Манского прогиба в антастасьинское время. Наследуя особенности ангалойского этапа развития, Жержульская зона сохраняет черты непрерывно развивающе-

Рис. 53. Схема корреляции верхнерифейских — нижнекембрийских отложений юго-восточной части Манского прогиба.

1—15 — маркирующие слои и пачки: 1 — черные известняки «кайлятского» типа, 2 — доломиты «надкайлятской» пачки, 3 — известковые песчаники и карбонатные брекчии «надкайлятской» пачки, 4 — «гребешковский» конгломерат и его аналоги, 5 — известняковая пачка 2 антастасьинской свиты, 6 — основание циклопачек 2 и 3 жистыкской свиты, 7 — «ритмичная» пачка 3 антастасьинской свиты, 8 — кварцевые песчаники ангульской свиты, 9 — известняковые конгломератобрекчии в основании циклопачки 5 жистыкской свиты, 10 — известняковая пачка 4 антастасьинской свиты, 11 — известково-доломитовые песчаники основания иртышкской подсвиты унгутской свиты, 12 — доломиты в кровле еловской подсвиты унгутской свиты, 13 — кварцевые песчаники лейбинской свиты, 14 — трилобитовые известняки верхней подсвиты крольской свиты, 15 — пестроцветные отложения крольской и выезжелогской свит; 16 — фациальные взаимоотношения; 17 — несогласия; 18 — перерывы; 19 — границы горизонтов; 20 — нижняя граница венда; 21—24 — комплексы микрофосиллий: 21 — I комплекс (рифейский), 22 — II комплекс (юдомский), 23 — III комплекс (нижнекембрийский), 24 — IV комплекс (нижнекембрийский); 25, 26 — микрофитолиты: 25 — «овсянновская» и 26 — юдомская ассоциация; 27—30 — хиолиты, анабариты и хиолительминты: 27 — анабариты и хиолительминты, 28 — хиолиты семейства Allathesidae, 29 — *Trapezotheca* sp., 30 — хиолиты рода *Novitatus*; 31, 32 — известковые водоросли: 31 — единичные формы, 32 — массовое развитие водорослей; 33 — крибрициаты; 34 — брахиоподы и моллюскы; 35—39 — археоциаты: 35 — *Ajasciyathus* sp., 36 — *Archaeolythus* sp., *Robustocyathus* ex gr. *poliseptatus* (Vol.), *Archaeolythus sibiricus* Toll., 37 — археоциаты атдабанского яруса, 38 — археоциаты камешковского и 39 — санаштыгольского горизонтов; 40—44 — трилобиты горизонтов: 40 — толбанчанского, 41 — урицкого, 42 — санаштыгольского, 43 — олекминского, 44 — зочы Parapoliella.

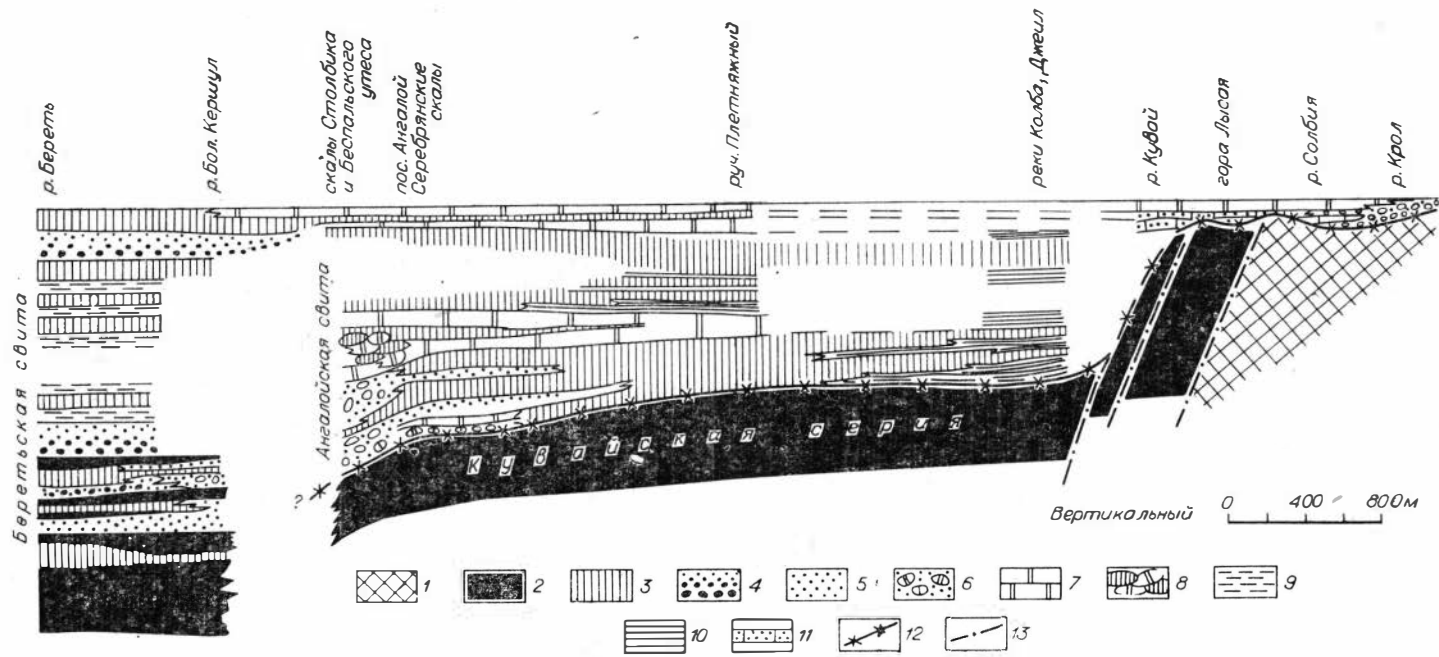


Рис. 54. Палеофацальный профиль отложений ангалойского горизонта.

1 — метаморфические образования архея — нижнего протерозоя; 2 — вулканогенные образования кувайской серии; 3 — черные плитчатые известняки; 4 — граувакки; 5 — полимиктовые песчаники; 6 — полимиктовые песчаники с глыбами подводнооползневых образований; 7 — доломиты; 8 — подводнооползневые образования; 9 — косоволистые песчаники, алевролиты и аргиллиты; 10 — аргиллиты; 11 — песчанистые известняки; 12 — нижняя граница ангалойского горизонта; 13 — дизъюнктивные нарушения.

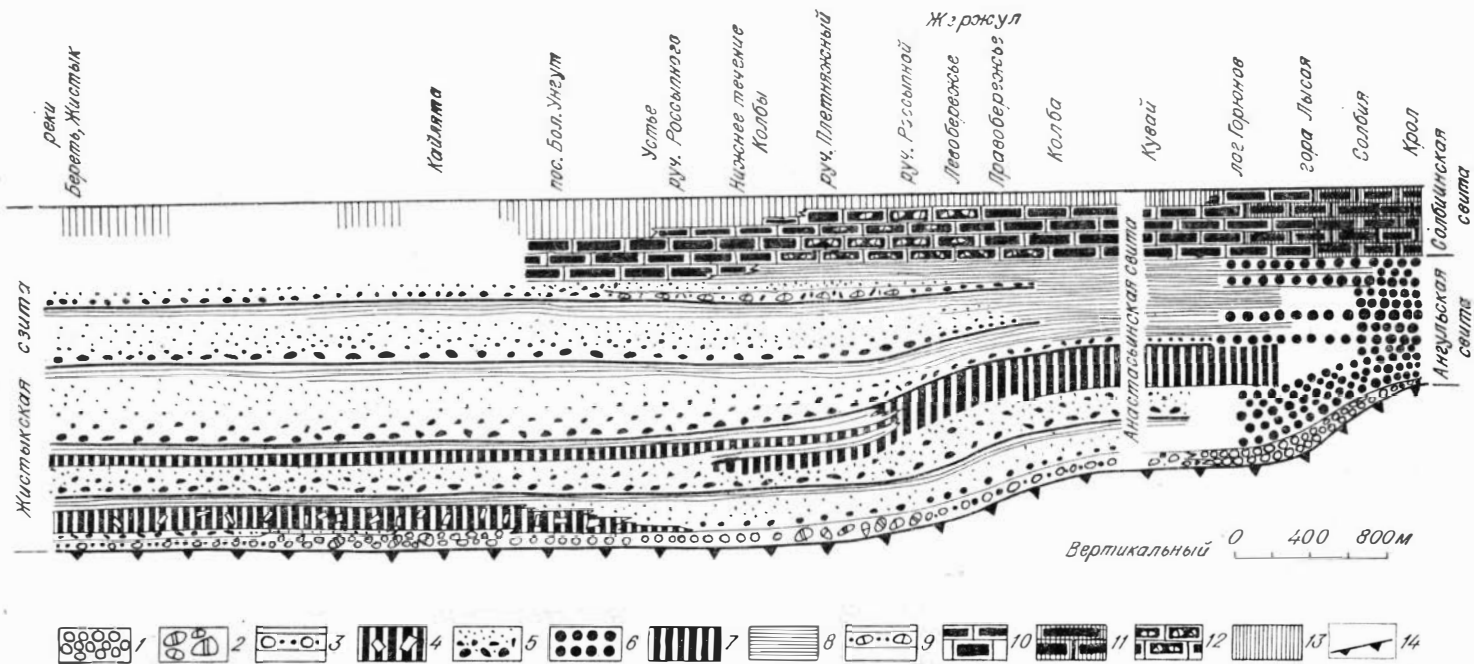


Рис. 55. Палеофациальный профиль отложений анастасьинского горизонта.

1 — конгломераты; 2 — конгломераты с карбонатными обломками; 3 — гравелиты и мелкогалечные конгломераты; 4 — обломочные известняки; 5 — грауваки; 6 — кварцевые песчаники; 7 — черные плитчатые известняки; 8 — тонкое ритмичное переслаивание алевролитов, аргиллитов и известняков; 9 — известковистые конгломераты; 10 — темно-серые массивные и плитчатые известняки; 11 — черные массивно-плитчатые известняки; 12 — сингенетические известковые брекчии; 13 — тонкие черные известняки и аргиллиты; 14 — нижняя граница ангалейского горизонта.

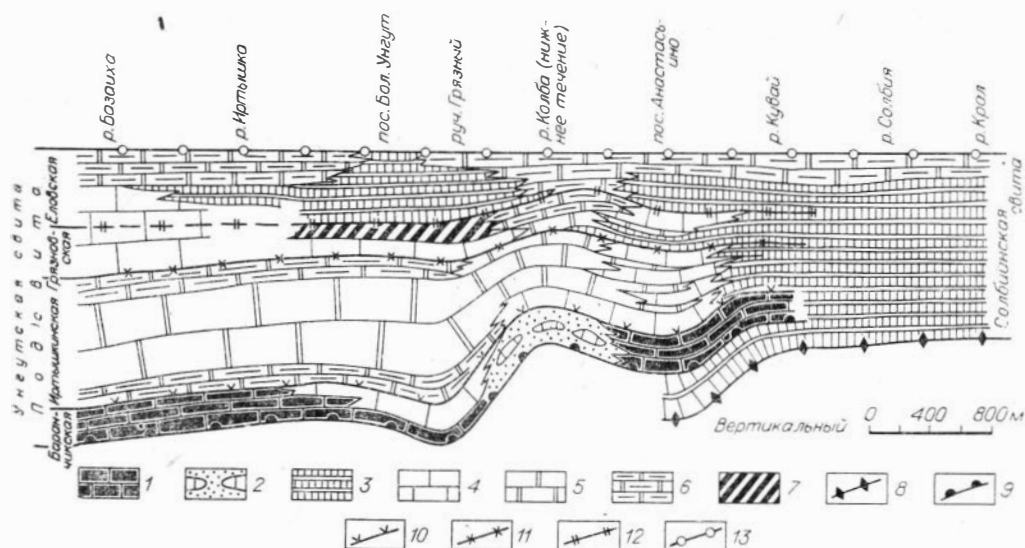


Рис. 56. Палеофациальный профиль унгутского горизонта.

— известняки темные, массивные, водорослевые; 2 — конгломерато-брекчий известковые и песчаники; 3 — известняки черные глинисто-песчанисты с прослоями алевролитов, аргиллитов и песчаников; 4 — известняки массивные, светлые (водорослевые); 5 — доломиты массивные светлые; 6 — доломиты плитчатые, иногда глинистые; 7 — пестроцветные мергели и доломиты; 8—13 — границы стратиграфических подразделений: нижняя граница 8 — солбинской и 9 — унгутской свит, границы 10 — баранчикской и иртышской, 11 — иртышской и грязновской, 12 — грязновской и еловской подсвит, 13 — верхняя граница унгутской свиты.

гося геосинклинального глубоководного бассейна, Солбинская по-прежнему остается зоной вовлеченного в прогибание края геантиклинального поднятия, в которой наблюдаются отдельные черты орогенного процесса. Только к концу анастасьинского времени условия осадконакопления несколько выравниваются.

В унгутское время происходит дальнейшая стабилизация тектонического режима, которая обусловила формирование мелководных карбонатных пород в значительной мере биогенного происхождения.

Вместе с тем намеченная для анастасьинского времени структурно-фациальная зональность продолжает сохраняться, хотя различия в строении зон становятся менее резкими (рис. 56).

В Солбинской структурно-фациальной зоне (см. 2.3.1.2), начиная с позднеанастасьинского времени, накапливаются однообразные темно-серые известняки, лишенные остатков скелетной фауны и водорослей. Только в конце унгутского времени на смену известнякам приходят доломиты, появление которых связано, вероятно, с наступлением большей изолированности бассейна и увеличением его солёности.

В Жержульской структурно-фациальной зоне (см. 2.3.1.1) условия формирования осадков унгутского горизонта во времени и в разных ее частях неоднократно изменяются. Для начала унгутского времени характерно широкое развитие массивных рифогенных эпифитоновых известняков (баранчикская подсвита), формирующихся, очевидно, в условиях мелководного морского бассейна нормальной солёности. Но эти условия не являются повсеместными. В частности, сохраняет активность блок, протягивающийся от Верхнежергульского к Нижнеколбинскому участку (см. 2.3.1.1.3; 2.3.1.1.4), о чем свидетельствует широкое развитие в этот период на первом из них грубых известковых брекчий с эпифитонами в обломках и в цементе, а на втором — осадочных олистостромов. В глубоководных участках прослой темных эпифитоновых известняков чередуются с известковыми алевролитами и аргиллитами (Анастасьинский участок, Иртышские скалы, район Верх. Базаихи) (см. 2.3.1.1.5; 2.3.1.1.3;

2.3.1.1.2), т. е. сохраняются условия осадконакопления, близкие тем, что существовали в конце анастасьинского времени.

В период отложения пород иртышской подсветы стабилизация в Жержульской зоне достигает максимума. Практически повсеместно накапливаются однообразные массивные светло-серые доломиты и лишь в районе пос. Анастасьино и в меньшей степени в верховьях р. Жержул значительное место в разрезе занимают переслаивающиеся с ними водорослевые известняки. Вероятно, к этому времени прогиб, существовавший к западу от уступа, разделявшего Солбинскую и Жержульскую зоны (совпадающего с долиной р. Кувай), был полностью компенсирован и на месте уступа в краевой части Жержульской зоны начал формироваться рифовый барьер (см. 2.3.1.3).

Вслед за кратковременной стабилизацией вновь возникает дифференциация условий осадконакопления (см. 2.3.1). Особенно четко она проявляется в еловское время. В зонах относительных поднятий (Нижнеколбинский и Верхнебазаихский участки) (см. 2.3.1.1.3; 2.3.1.1.4) накапливаются массивные доломиты и рифогенные известняки, а в прилегающих к ним участках доломиты сменяются ритмичным переслаиванием известняков и аргиллитов, сходных с анастасьинскими конгуритами (см. 2.3.1.1.1.1). Последние свидетельствуют о том, что в более западных районах, непосредственная информация о которых в геологической летописи не сохранилась, существовала область накопления турбидитных осадков, формирование которых было обусловлено активизацией дифференциальных тектонических движений в этот период.

К концу еловского времени вновь намечается некоторое выравнивание условий осадконакопления, захватившее даже Солбинскую зону. Практически повсеместно формируется достаточно однообразная толща слоистых доломитов.

Таким образом, в унгутское время, несмотря на моменты полной стабилизации, активность дифференциальных движений носила еще достаточно резко выраженный характер. Их наличие и значительная мощность осадков, формирующихся в относительно короткий отрезок времени непрерывно за отложением геосинклинальных толщ анастасьинского горизонта, свидетельствуют о том, что условия осадконакопления в этот период больше всего напоминают миогеосинклинальные. По мере компенсации прогибания и заполнения бассейна осадками он постепенно все более теряет признаки эвгеосинклинали.

Жержульское время характеризуется полной ликвидацией различий в условиях осадконакопления по обе стороны уступа по р. Кувай, разделяющего в ангалойско-унгутское время Солбинскую и Жержульскую зоны (рис. 57). Однако в пределах самой Жержульской зоны выравнивания условий осадконакопления не происходит. Участки, которые в унгутское время играли роль относительных поднятий, продолжают унаследованно развиваться, и в их пределах накапливаются преимущественно доломиты. Отдельные участки, приуроченные, вероятно, к краевым зонам этих поднятий, обособляются в совершенно особые по типу развития рифогенные барьеры («Муртукский риф») (см. 2.3.2.3.1), сложенные массивными доломитами и рифогенными археоциатовыми известняками. На остальной территории, охватывающей Солбинскую и значительную часть бывшей Жержульской структурно-фациальной зоны, в условиях мелководного бассейна, характеризующегося изменчивой соленостью, формируются разнообразные преимущественно карбонатные осадки, мало меняющиеся по латерали.

Процесс уменшения влияния Кувайского уступа шел медленно и сопровождался постепенно нарастающими импульсными поднятиями в осевой части геоантиклинали, отделяющей Манский прогиб от Сибирской платформы. Влияние этих подвижек начинает ощущаться в конце унгутского времени, когда в Солбинской зоне и в восточных районах Жержуль-

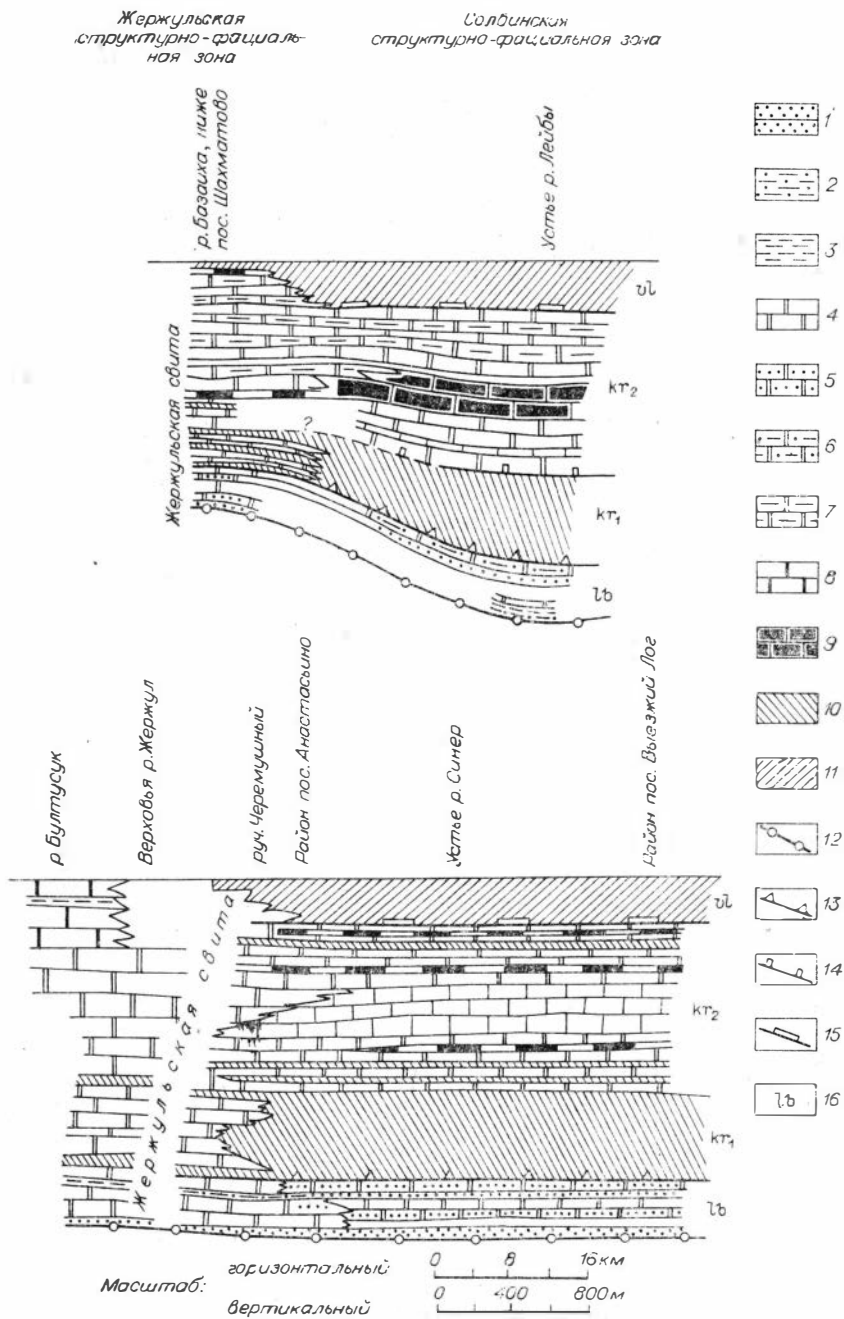


Рис. 57. Палеофациальный профиль отложений жержульского горизонта. 1 — песчаники кварцевые; 2 — песчаные алевролиты; 3 — алевролиты; 4 — доломиты; 5 — доломиты песчаные; 6 — доломиты алевроитные; 7 — доломиты глинистые; 8 — известняки массивные светло- и розовато-серые; 9 — известняки черные; 10 — пестроцветные алевролиты и аргиллиты нижнекрюльской подсвиты, содержащие прослои доломитов и редко песчаников; 11 — пестроцветные мергели, алевролиты и аргиллиты, содержащие прослои доломитов и черных плитчатых известняков; 12—15 — нижние границы: 12 — жержульского горизонта (жержульской и лейбинской свит), 13 — крольской свиты и 14 — ее верхней подсвиты, 15 — высезелогской свиты; 16 — индексы свит: лб — лейбинской, кт — крольской (кТ₁ — нижняя и кТ₂ — верхняя подсвиты), вл — высезелогской.

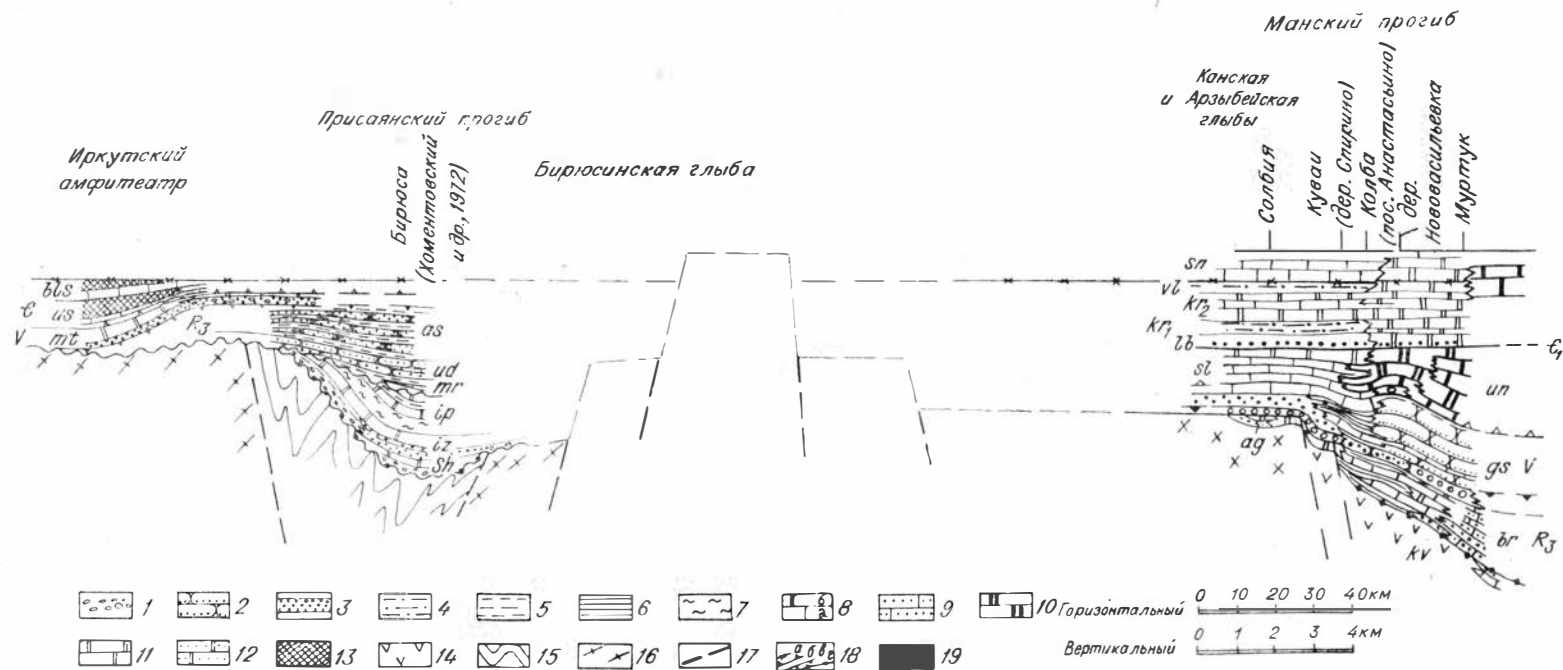


Рис. 58. Схематический палеогеологический профиль через юго-западную окраину Сибирской платформы и Манский прогиб.

1 — конгломераты; 2 — песчаники граувакковые; 3 — песчаники кварцевые и аркозовые; 4 — нестроцветные алевролиты и аргиллиты, серые доломиты, темно-серые известняки нижнекрюльской подсвиты и выезжелогской свиты; 5 — алевролиты; 6 — алевролиты, аргиллиты, тонкоплитчатые известняки; 7 — кремнистые алевролиты; 8 — известняки темно-серые плитчатые (а) и светло- и розовато-серые массивные (б); 9 — известняки песчаные; 10 — доломиты светло- и розовато-серые массивные; 11 — доломиты серые и светло-серые плитчатые и толстослоистые; 12 — доломиты песчаные; 13 — соли; 14 — аффунзы, туфы, известняки и песчаники кувайской серии; 15 — протерозойские вулканогенно-терригенно-карбонатные образования Урико-Ийского грабена; 16 — кристаллические породы фундамента Сибирской платформы, Канской и Арзыйбейской глыбы; 17 — тектонические нарушения; 18 — нижние границы: а — урицкого горизонта, б — кембрия, в — венда (юдомия), г — байкальского комплекса; 19 — индексы свит: bls — бельской, us — усольской, as — айсинской, ud — удинской, mr — маринской, ip — ипситской, iz — изанской, sh — шангулежской, sp — синерской, vl — выезжелогской, kr — крольской, lb — лейбинской, sl — солбиинской, ag — ачульской, un — унгутской, gs — жистынской, ag — ангальской, br — беретской, kv — кувайской серии.

ской зоны в верхней части разреза унгутской свиты появляются прослойки песчаных доломитов и известняков. Поступление терригенного материала резко возрастает в начале жержульского времени (низы лейбинской и жержульской свит). Благодаря этому событию и следующему импульсу, давшему еще более грубый пласт песчаников в основании верхней пачки лейбинской свиты, последняя приобретает роль маркера в Солбинской и восточной части Жержульской зонах. Проникновение шлейфа более тонких терригенных пород в западную часть Жержульской зоны (низы жержульской свиты) придает этому маркеру значение общего для всей изученной части Манского прогиба.

В прилегающей к геантиклинали юго-западной части Сибирской платформы примерно в тот же отрезок времени формируется, очевидно, нижняя подсвита бельской свиты, которая также отличается повышенной терригенностью (рис. 58).

Характерно, что и вышележащие отложения крольской и выезжелогской свит при удалении от геантиклинали в глубь прогиба дают фациальный ряд, близкий к наблюдаемому в прилегающей с севера краевой части Сибирской платформы. Прибортовые участки отличаются повышенной терригенностью, пестроцветностью и наличием значительного количества известняков (верхнекрольская подсвита, выезжелогская свита). Появление последних обусловлено понижением солености бассейна за счет стока пресных вод с поднятия. В восточной части Жержульской зоны роль известняков в разрезе постепенно сокращается, а в западной они практически полностью замещаются доломитами (см. рис. 57). Резко сокращается роль терригенного материала и количество пестроцветных пород. Преимущественное развитие получают доломиты. Крайними в этом ряду оказываются рифогенные известняки «Муртукского рифа», отшнуровывающие этот прибортовой бассейн с повышенной соленостью от бассейна открытого моря с нормальной соленостью, развитого западнее. К сожалению, в пределах изученной территории осадков этого уровня в более западной зоне не сохранилось, они попали в область последующих поднятий и были уничтожены эрозией. Район пос. Верх. Базаихи располагался, вероятно, к востоку от рифового барьера. Положение «Муртукского рифа» внутри изучаемого региона в значительной степени видимо. Оно обусловлено извилистым непрямолинейным характером расположения рассматриваемого барьера, а, возможно, в какой-то мере его вторичным смещением к востоку по надвигу.

Таким образом, в той части изученной территории, где осадки жержульского горизонта сохранились (Солбинская и часть Жержульской зоны за исключением западных районов последней), отмечается еще большая степень стабилизации условий осадконакопления, чем в унгутское время. Отличия от осадков прибортовых частей Сибирской платформы сводятся лишь к увеличению мощности отложений и несколько большей литологической дифференцированности разреза (см. рис. 58). Даже комплексы фауны сходны с развитыми в прилегающей части платформы и характерны для западного типа разреза нижнего кембрия Сибирской платформы. Только западнее в пределах рифового барьера («Муртукский риф»), отделяющего описанный бассейн от открытого моря, происходит резкая смена как литологического типа пород, так и комплексов фауны (трилобитов, археоциат), которые становятся типичными для Алтае-Саянской складчатой области.

Из изложенного видно, что последовательная консолидация геосинклинального прогиба и компенсация бассейна осадконакопления, заложенного в кувайское время, приводят к тому, что значительная его часть, прилегающая к внутреннему геантиклинальному поднятию, постепенно превращается в мелководный засоленный бассейн, в котором отлагаются осадки, в формационном отношении чрезвычайно близкие к платформенным.

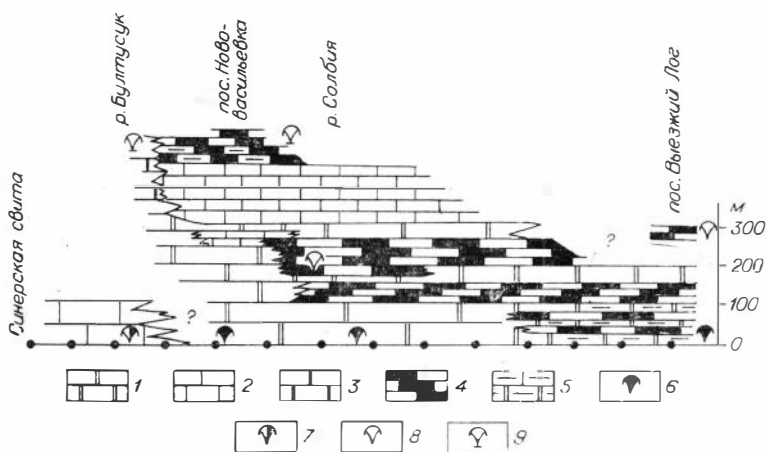


Рис. 59. Палеофациальный профиль синерского горизонта.
 1 — доломиты; 2 — известняки; 3 — известняки массивные; 4 — известняки черные; 5 — известняки и доломиты глинистые; 6—9 — трилобиты горизонтов: 6 — урицкого, 7 — санаштыгольского, 8 — олекминского, 9 — зоны Parapoliella.

В синерское время процесс выравнивания условий осадко-накопления проявляется еще более резко (см. 2.3.3). Правда, и в этот период, характеризующийся общим широким развитием известняков, в районах, где в жержульское время шло доломитообразование, преобладание доломитов в разрезе унаследованно сохраняется (район пос. Шахматова, Нововасильевский участок). По-видимому, неизменным, по крайней мере в начале синерского времени, сохранялось положение рифового барьера (рис. 59). Характерно, что такое же общее распреснение бассейна проявилось в этот же отрезок времени в пределах всего западного типа разреза нижнего кембрия Сибирской платформы (урицкий и олекминский горизонты).

Данные по истории развития бассейна в среднекембрийское время крайне ограничены. Массивные карбонатные породы шахматовской свиты (см. 2.4), развитые на небольшой площади в районе пос. Шахматова и содержащие фауну трилобитов, свидетельствуют о непрерывности осадкообразования в морском бассейне нормальной солености.

Формирование отложений шахматовской свиты было прервано завершающей салаирской складчатостью, сопровождавшейся внедрением трех комплексов интрузивных тел, начиная от ультрабазитов и кончая гранитами — граносиенитами (Кутурчинский, Ангульский массивы и др.). Становление этих комплексов произошло, очевидно, в верхнем кембрии, о чем свидетельствуют цифры абсолютного возраста 493 ± 8 млн. лет из Кутурчинского массива, характерные для пограничных образований кембрия — ордовика (см. Приложение «Магматизм Манского прогиба»), а также наличие гальки этих гранитоидов в отложениях верхнего кембрия — ордовика.

Замыкание Салаирской геосинклинали сопровождалось формированием краевого прогиба, реликтами которого является Баджейский прогиб и выходы нарвских конгломератов в Жержульской зоне. Здесь в верхнем кембрии — ордовике отлагались молассы: красноцветные терригенные отложения (баджейская свита) и грубые конгломераты (нарвская свита) (см. 2.5). В позднеорогенный этап развития каледонид внутренних районов Алтае-Саянской складчатой области в девоне сформировались наложенные впадины (Рыбинская, Минусинская). Рассмотрение отложений этого возраста не входит в задачу работы, поэтому мы не будем останавливаться и на истории геологического развития района в этот период.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Специфическая особенность Манского прогиба заключается в том, что он расположен в области перехода от структур с миогеосинклинальным типом развития к типичным эвгеосинклиналям. Здесь отчетливо наблюдается последовательное увеличение признаков, характерных для эвгеосинклинали в направлении от Солбинской структурно-фациальной зоны через Жержульскую к Беретьской. Благодаря этому Манский прогиб представляет собой уникальную модель, на которой путем непосредственного прослеживания и детального геологического картирования можно составить реальное представление о самых различных аспектах природы и характера взаимоотношений главнейших структурных элементов Земли.

I. Тесно сближенные структурно-фациальные зоны Манского прогиба представляют в миниатюре самобытные геологические регионы, обычно обособленные. Они характеризуются самостоятельными серийными стратиграфическими легендами. Поэтому здесь представляется возможность получить непосредственную информацию о взаимосвязи местных и корреляционной шкал. Связанная с этим серия вопросов, в особенности для уровня раннего кембрия и позднего докембрия, обычно решается на основе довольно противоречивых теоретических представлений.

К. В. Радугин (1957, 1966, 1973), совершенно правильно отметив в Манском прогибе массу существенно отличных литостратиграфических комплексов, поместил их один над другим в качестве пульсационных свит (см. табл. 2). Детальные исследования, проведенные нами, показали, что большинство этих комплексов следует объединять в сложные латеральные ряды. Но в процессе полевых работ мы столкнулись с трудностями при определении объемов и границ подразделений как местных, так и корреляционной шкал. С одной стороны, упрощенный подход к этому вопросу приводил к тому, что в условиях сложной тектоники близкие по составу тела, независимо от их реального возрастного положения, объединялись в свиты, границы которых проводились по наиболее четким рубежам изменения литологического состава. В результате при картировании получались типичные американские формации, а не свиты, в определении которых в последних советских Проектах стратиграфических кодексов (1970, 1974) введено требование одновозрастности. Прекрасной иллюстрацией этого является объединение унгутской и жержульской свит, проводившееся на всех картах предшественников. С другой стороны, практика геологического картирования, принятая в геологосъемочной экспедиции Красноярского геологического управления, допускала объединение под одним свитным названием самых различных по составу геологических тел. Это приводило к тому, что, например, жистыкская свита могла на востоке состоять из мелководных красноцветных песчаников существенно кварцевого или аркозового состава, а на западе быть представленной типичным флишем, полимиктовый обломочный материал

которого транспортировался турбидными потоками. Как было показано выше, флишевая толща, кроме того, по стратиграфическому объему значительно превосходит красноцветные песчаники (см. 2.2.2.3).

Учитывая все сказанное, в процессе проводимых исследований авторы основное внимание сосредоточили на выяснении реальных стратиграфических взаимоотношений между комплексами пород на основании прослеживания маркирующих слоев и пачек и использования данных по цикличности там, где они «работали». В результате были определены контуры структур, обуславливавших обстановки осадконакопления, и изменение их очертаний во времени.

В частности, оказалось, что наиболее резкие различия условий осадконакопления Жержульской и Солбинской структурно-фациальных зон определялись крупным тектоническим уступом, совпадающим с современным направлением долины р. Кувай и фиксирующимся геофизическими методами (см. рис. 53, 60). К концу унгутского — началу жержульского времени влияние уступа сглаживалось и роль основной границы раздела зон стал играть оформившийся западнее палеогеографический барьер, протягивающийся вдоль современной долины р. Колбы от бассейна руч. Бол. Желанык до пос. Орешного и от долины р. Мал. Унгут до верховьев р. Базаихи в районе пос. Шахматова (см. главу 3).

Фиксировав эти естественные границы распространения фаций и в значительной мере преодолев связанные с ними трудности корреляции, путем детальных исследований удалось наметить ряд рубежей смены тектонических режимов. Последние проявлялись в различных структурах неодинаково, но, тем не менее, наиболее существенные рубежи их изменения запечатлелись в летописи осадконакопления практически в пределах всей изученной части Манского прогиба. Это позволило определить границы основных корреляционных подразделений Манского прогиба — ангалойского, анастасьинского, унгутского, жержульского и сибирского горизонтов.

Основание ангалойского горизонта в Солбинской и Жержульской структурно-фациальных зонах устанавливается благодаря завершению вулканической деятельности, характерной для кувайского времени, и в особенности его заключительного этапа (см. 2.2.1.1; 2.2.1.2). Лишь в Беретской зоне положение нижней границы недостаточно определено в связи с тем, что здесь значительная по мощности переходная толща представлена тонким и многократным чередованием эффузивов и граувакк, типичных для беретского и кувайского подразделений. Необходимы дополнительные исследования для того, чтобы и на этой территории точно определить основание ангалойского горизонта (см. 2.2.1.3; рис. 5, 53).

Резкая активизация как в пределах Канско-Бирюсинской глыбы, ограничивавшей Манский прогиб с востока, так и возобновление дифференциальных блоковых подвижек во внутренних его частях позволяют на всей рассматриваемой территории очень четко определить нижнюю границу вышележащего анастасьинского горизонта (см. 2.2.2.3; рис. 18, 53).

Формирование карбонатных отложений унгутского горизонта связано со стабилизацией, охватившей все структурно-фациальные зоны Манского прогиба. Процесс этот, начавшийся в конце анастасьинского времени и значительно раньше в Солбинской зоне, характеризовавшейся в верхах докембрия и нижнем кембрии большей устойчивостью, развивался сравнительно медленно. В результате прослеживание нижней границы унгутского горизонта затруднено, а в Солбинской зоне может быть сделано только условно (см. 2.3.1.3; рис. 32, 53).

Возобновление дифференциальных блоковых движений в области Канско-Бирюсинской геоантиклинальной структуры обусловило сравнительно быстрое распространение почти по всей изученной части Манского

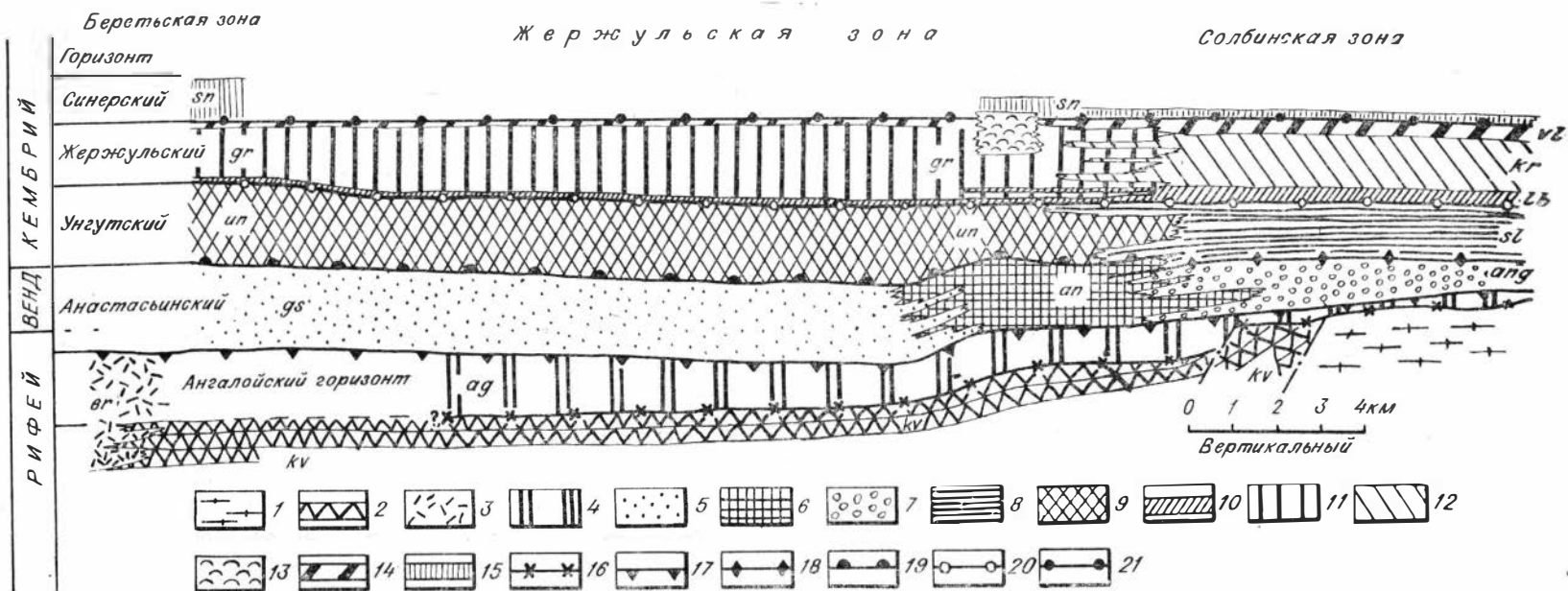


Рис. 60. Структурно-фациальный профиль через восточную часть Манского прогиба.

1 — кристаллические породы Арзыбейской глыбы; 2 — эффузивы кувайской серии (kv); 3 — вулканогенно-терригенно-карбонатный комплекс пород беретской свиты (br); 4 — карбонатные породы ангалойской свиты (ag); 5 — граувакки жстыкской свиты (gs); 6 — терригенно-карбонатные темноцветные породы анастасьинской свиты (an); 7 — конгломераты и кварц-аркозовые песчаники ангульской свиты (ang); 8 — карбонатные отложения солбинской свиты (sl); 9 — доломиты и известняки унгутской свиты (un); 10 — красноцветные породы лейбинской свиты (lb); 11 — доломиты жержульской свиты (gr); 12 — пестроцветные породы (доломиты, известняки, мергели, алевролиты) крольской свиты (kr); 13 — археоциатовые массивные известняки «Муртунского рифа»; 14 — пестроцветные породы высжегелогской свиты (vl); 15 — известняки и доломиты синерской свиты (sn); 16—21 — нижние границы горизонтов: 16 — ангалойского, 17 — анастасьинского, 18 — солбинской свиты, 19 — унгутского, 20 — жержульского, 21 — синерского.

прогиба кварцевого и аркозового обломочного материала (лейбинские песчаники). Это позволяет достаточно уверенно наметить основание жержульского горизонта (см. 2.3.2.3; рис. 45, 53). Проявление подвижек, свойственных для всего жержульского времени, противопоставляет его синерскому, для которого характерна максимальная стабилизация (см. 2.3.3; рис. 45, 53).

Как уже говорилось, ограничение свит в обстановке узких структурно-фациальных зон и непропорционально широких переходных ареалов — «интерфингерс», является крайне трудной задачей. В Манском прогибе дело осложняется еще и наличием своеобразных уступов и барьеров, которые на некоторых участках разделяли фациальные зоны и характеризовались самобытной обстановкой осадконакопления.

Практика исследований показала, что во всех этих случаях исключительно много дает знание общей направленности развития региона. Оно позволяет в обстановке самой сложной структуры и минимальной обнаженности целенаправленно вести поиски маркеров, отражающих возникновение активизаций, которые удобны не только для ограничения корреляционных горизонтов, но и местных свит (гребешковские конгломераты, базальные песчаники лейбинской свиты) (см. 2.2.3.3; 2.3.2.3).

В стадии окончательного определения объема местных стратиграфических подразделений, в особенности для эпох стабилизации, необходимо располагать информацией о деталях строения близких по возрасту отложений и для смежных структурно-фациальных зон. Тогда из многих маркеров, пригодных для ограничения местного подразделения, можно выбрать такие, которые позволят разграничить горизонты на всей рассматриваемой площади и избежать превращения свит в формации. Для этого нам приходилось привлекать и биогенные факторы (баранчикские водорослевые постройки, см. 2.3.1.3), а также палеонтологические данные (при разделении свит жержульского и синерского горизонтов, см. 2.3.2.4; 2.3.3).

Таким образом, лишь систематизация материала на уровне корреляционных горизонтов часто позволяет правильно подойти к ограничению подразделений местной шкалы (см. рис. 5, 11, 18, 32, 45, 53).

II. Большие сложности возникают при попытке выделения в Манском прогибе подразделений общей шкалы докембрия или хотя бы подразделений, выделяющихся в левой части унифицированной схемы Сибирской платформы. Для нижней части докембрийского разреза Манского прогиба в качестве прямых данных о возрастной принадлежности отложений можно назвать лишь микрофитоциты (см. 2.1.3), которые свидетельствуют о том, что, по крайней мере, часть кувайской серии имеет верхнерифейский возраст.

Гораздо больше данных имеется о наличии в Манском прогибе следующего общесибирского подразделения позднего докембрия — байкальского комплекса (Хоментовский и др., 1969, 1972; Хоментовский, 1975, 1976). Отложения этого возраста, как и в большинстве других районов, охарактеризованы здесь двумя последовательно сменяющимися друг друга комплексами микрофитоцитов. Так, отложения ангалойского горизонта, с которого в прогибе начинается рассматриваемый уровень, содержат богатый комплекс весьма специфических микрофитоцитов, который хотя и именуется серебрянской ассоциацией (овсянковский комплекс, Якшин, 1975), но по составу чрезвычайно близок каланчевскому комплексу, появлению которого повсеместно в Сибири в низах байкальских отложений. Основу серебрянской ассоциации составляют руководящие формы микрофитоцитов каланчевского комплекса: *Osagia columnata* Reith., *O. columnata* var. *baicalica* Yaksch., *O. columnata* var. *ovsianica* Yaksch., *O. donatella* Korol., *Vesicularites curtunicus* Yaksch. и др.

Список микрофитоцитов, развитых в пачке 1 анастасьинской свиты, очень бедный, но в нем преобладают верхнерифейские формы *Nubecula-*

rites uniformis Z. Zhur., *Vesicularites enigmatus* Zabr., наряду с которыми присутствуют *Glebosites gentilis* Z. Zhur. и *Nubecularites abustus* Z. Zhur. (см. 2.2.2.2.2). И, по-видимому, он может рассматриваться как сильно обедненный аналог ченчинского комплекса Сибирской платформы, который типичен для верхнебайкальских отложений.

О соответствии пачки 1 анастасьинской свиты верхнему рифею свидетельствует и комплекс встреченных в ней микрофоссилий: *Leiosphaeridia effusa* (Scher.), *L. densa* (Tim.), *L. minor* (Scher.), *Trachysphaeridium asaphum* (Tim.), *T. partialum* (Scher.), *T. magnum* (Tim.), *Nucellosphaeridium minutum* (Tim.) (см. 2.2.2.3). Несмотря на бедность этого списка, в нем преобладают формы, типичные для верхов верхнего рифея и полностью отсутствуют микрофоссилии, определяющие лицо юдомского комплекса в остальных районах юга Сибирской платформы и ее обрамления.

Не менее четко, чем палеонтологическая характеристика^a, принадлежность к байкальскому комплексу определяют и историко-геологические данные. С основанием байкальского комплекса, как и в большинстве других регионов, связана крупная перестройка, четкость проявления которой убывает от периферической зоны платформы в глубь эвгеосинклинали (Хоментовский, 1976). Если в Солбинской структурно-фациальной зоне в основании ангалойского горизонта фиксируется явное угловое несогласие, значение которого подчеркивается проявлением метаморфизма, то в Жеркульской зоне отложения кувайской серии и ангалойского горизонта разделены только резкой формационной границей, фиксирующей, правда, прекращение вулканической деятельности. В Беретской зоне разграничение рассматриваемых комплексов производится уже совершенно условно и не сопровождается какими-либо существенными событиями.

Граница байкальского и юдомского комплексов в Манском прогибе не совпадает с наиболее резким литологическим рубежом в основании анастасьинского горизонта, а проходит внутри него несколько ниже основания пачки 2 анастасьинской свиты (см. 2.2.2.3). На смену обедненной верхнерифейской ассоциации микрофоссилий в кровле пачки 1 анастасьинской свиты появляются: *Michrhystridium cominosum* Pjat., *M. perlevum* Pjat., *Leiomarginata simplex* Naum., *L. simplex* Naum. var. *manica* Pjat., *Granomarginata prima* Naum., *Leiosphaeridia magda* Pjat., *Origmatosphaeridium rubiginosum* (Andr.), большинство из которых характерны для юдомской свиты в гипостратотипе по р. Юдоме и в ее аналогах по периферии Сибирской платформы.

Выше по разрезу в известняках пачки 2 анастасьинской свиты встречена представительная ассоциация микрофитолигов, широко развитых в юдомских отложениях Сибирской платформы: *Osagia monolamellosa* Z. Zhur., *Vesicularites lobatus* Reitl., *Nubecularites abustus* Z. Zhur., *Vermiculites tortuosus* Reitl., *V. irregularis* (Reitl.), *Osagia tenuilamelata* Reitl., *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur., *Volvatella zonalis* Nar., *V. vadosa* Z. Zhur., *Glebosites gentilis* Z. Zhur., *Nubecularites uniformis* Z. Zhur. и др. (см. 2.2.2.2.2).

Приведенная характеристика позволяет большую верхнюю часть анастасьинского горизонта сопоставить с юдомием или вендом и даже говорить о том, что эти слои исчерпывают полный объем данного стратиграфического подразделения. Действительно, смена слоев с верхнерифейскими окаменелостями слоями с юдомскими палеонтологическими остатками происходит совершенно постепенно, внутри единой пачки анастасьинской свиты. Вышележащая унгутская свита, связанная с анастасьинской постепенными переходами (см. 2.3.1), относится, вне всякого сомнения, уже к нижнему кембрию.

Палеонтологическая характеристика унгутской и более молодых свит Манского прогиба позволяет говорить о примерном соответствии: унгутского горизонта суннагинскому и кенядинскому (см. 2.3.1.3) в во-

сточном типе разреза Сибирской платформы или усольскому западного типа разреза; жержульского горизонта — атдабанскому — эльганскому и толбачанскому (см. 2.3.2.5); синерского — урицкому, олекминскому и чарскому горизонтам (см. 2.3.3).

Обильные находки трилобитов с несомненностью подтверждают среднекембрийский возраст шахматовской свиты (см. 2.4).

Возраст отложений баджейской и нарвской свит как верхнекембрийской — ордовикской определяется с известной долей условности (см. 2.5).

Манский прогиб является одним из наиболее перспективных регионов для решения проблемы нижней границы кембрия в геосинклинальных областях. Это определяется хотя бы тем, что переход от кембрия к юдомии здесь происходит в непрерывном монофациальном разрезе морских (известняки с фауной) отложений. Палеонтологическая характеристика этой переходной пачки (пачка 4 анастасьинской свиты в стратотипическом разрезе и ее аналоги, см. рис. 18) весьма своеобразна. В нее проходит большинство юдомских микрофитоцитов из подстилающих отложений: *Nubecularites abustus* Z. Zhur., *Vermiculatites tortuosus* Reitl., *V. irregularis* Reitl., *Volvatella zonalis* Nar. и др. Но в верхней части ее вместе с ними известны уже обычные для кембрия микрофитоциты — *Nubecularites catagraphus* Z. Zhur., *N. punctatus* Reitl., *N. parvus* Z. Zhur. и др. Здесь появляются также водоросли — *Obrutchevella* Reitl., *Epiphyton* Born., *Renalcis*, *Girvanella*, остатки первых хиолителльмитов — *Anabarites*, *Hyolithellus* и конodontоморфных организмов — *Cambrotubulus* (2.3.1.3). В верхней части рассматриваемой пачки встречены первые находки остатков крибрициатид *Ramifer* sp. (см. табл. 5). Эта палеонтологическая характеристика свидетельствует о близости верхов анастасьинской и жистыкской свит (см. 2.2.2.3) немакит-далдынского горизонту Сибирской платформы и в какой-то мере подтверждает концепцию об отнесении последнего к докембрию.

Действительно, с низов унгутского горизонта, как и с основания усольской свиты (Хоментовский, 1975), происходит резкое обогащение родового и видового состава известковых водорослей, еще более резко обогащается комплекс крибрициатид (см. табл. 5). Здесь же появляются первые археоциаты рода *Ajacicyathus* и хиолиты из *Allathesidae*, а также *Torelloloides*, известные с подошвы нижнего кембрия. Наконец, комплекс микрофоссилий с основания унгутской свиты обогащается типичными для нижнего кембрия формами рода *Baltisphaeridium*. Все сказанное позволяет нам в Манском прогибе совмещать нижнюю границу кембрия с подошвой унгутского горизонта.

К сожалению, это заключение пока еще нельзя считать безусловным, потому что бедность археоциатово-хиолитовой характеристики низов унгутской свиты не позволяет категорически утверждать, что низы унгутского горизонта одновозрастны самым нижним зонам алданского яруса.

Заслуживает внимания заключение о характере соотношений в изученной части Манского прогиба двух принципиально отличных ассоциаций скелетной фауны. Одна из них, развитая в пределах Солбинской и смежной части Жержульской структурно-фациальных зон, характеризуется комплексами, состав и последовательность которых типичны для западного типа разреза Сибирской платформы (см. 2.3.2.1; 2.3.2.2). Другая ассоциация, связанная с крайними западными разрезами («Муртукский риф»), имеет гораздо большую общность с комплексами камешковского и санаштыгольского горизонтов Саяно-Алтайской складчатой области (см. 2.3.2.3.1). Обычно природа рубежа, разделяющего подобные биогеографические провинции, связывается с наличием барьера суши, глубоководной депрессии или даже с плейттектоникой. В рассматриваемом случае все эти объяснения неприемлемы, поскольку западная и во-

сточная часть Жержульской структурно-фациальной зоны для рассматриваемого времени в палеотектоническом отношении были едины. Изменения в составе фауны возникают в связи с резко отличными обстановками осадконакопления, существовавшими в различных частях единого бассейна. В восточной части Манский прогиб был мелководным и отличался повышенной соленостью, а западнее на границе с открытым морем формировался рифовый барьер, в пределах которого условия жизни фауны были совершенно иными. Интересно, что Саяно-Алтайские комплексы окаменелостей вдоль «рифовой» фации переходного типа разреза также очень глубоко вклинились в пределы Сибирской платформы (Хоментовский, Репина, 1965).

III. Данные о геологическом строении Манского прогиба и истории его развития в позднем докембрии имеют исключительное значение для понимания проблемы байкалит в их тектонотипической местности. Действительно, в настоящее время стало ясно, что ничего общего с событиями, которые принято классифицировать как завершающую фазу байкалит в периферических прогибах юга Сибирской платформы (Приенисейский, Присяянский, Прибайкальский, Патомский, Юдомо-Майский), в конце докембрия — нижнем кембрии не было (Хоментовский и др., 1969, 1972; Хоментовский, Шенфильд, 1976; Хоментовский, 1974, 1975, 1976). В частности, в осевых зонах Прибайкальского и Патомского прогибов, которые первоначально представляли собой тектонотип байкалит (Шатский, 1932, 1963), непрерывное осадконакопление продолжалось с достаточно низких горизонтов верхнего рифея до среднего кембрия включительно. Существенные угловые несогласия отмечаются только на крыльях прогибов. В процессе их расширения отложения, выполняющие прогибы, распространялись на толщи, входившие ранее в состав области размыва.

Каждый импульс расширения прогибов хотя и не сопровождался процессами складкообразования, но приводил к общему относительному выполаживанию всей структуры в целом. Наиболее существенно он проявился в начале юдомия, когда структуры авлакогенного типа, по существу, трансформировались в платформенные синеклизы и началось формирование фанерозойского осадочного чехла Сибирской платформы. Допуская связь выполаживания периферических прогибов с глубинной активизацией эндогенных процессов, в результате которых завершилась консолидация фундамента Сибирской платформы (Хоментовский, 1976), их эволюцию в позднем докембрии нельзя сравнивать с завершающей складчатостью фанерозойских геосинклиналей. В связи с этим возникла необходимость искать типичную байкальскую складчатость в более внешнем по отношению к такому краю платформы поясе. Этот пояс, известный также под названием внешнего пояса Саяно-Алтайской складчатой области (Хоментовский, 1976), или собственно байкалит (Клитин, 1974), объединяет цепочку значительно разобщенных в настоящее время прогибов — Манского, Миричунского, Восточно-Тувинского, Прихубсугульского, Боксон-Сархойского и Забайкальского. Внешний пояс отделен от периферических прогибов Сибирской платформы выступами («глыбами») древних сильно метаморфизованных отложений, которые трактуются как выступы фундамента или специфические геоантиклинальные поднятия, развитие интенсивного метаморфизма и консолидация которых продолжались в верхнем протерозое (Предтеченский, 1967; Хоментовский, 1960, 1976).

К тектонотипу байкалит теснее всего примыкает Забайкальский прогиб внешнего пояса. Проблема байкальской складчатости наиболее тесно связывается с дискуссией по поводу истории его геологического развития в позднем докембрии. Некоторые исследователи рассматривают этот регион в качестве модели классического проявления байкальской складчатости (Салоп, 1964, 1967, 1974; Клитин и др., 1970). Они утвер-

ждают, что отложения нижнего кембрия (или венда) залегают с резким угловым несогласием на складчатом верхнепротерозойском основании, прорванном гранитами баргузинского комплекса. Граувакковые песчаники холоднинской и падроканской свит рассматриваются в качестве сильно увеличенных в мощности аналогов ушаковской свиты. В результате делается заключение о наличии байкальского передового прогиба, выполненного молассой. Другие исследователи считают, что в основании кембрия несогласие отсутствует, нижнекембрийские отложения связаны с подстилающими вендскими и верхнепротерозойскими (рифейскими) отложениями постепенными переходами и прорваны одновременно с ними различными интрузивными комплексами, в том числе и баргузинскими гранитоидами (Беличенко, 1969; Бутов и др., 1974). Завершающей складчатостью с их точки зрения является каледонская.

Анализ фактического материала (Хоментовский, 1976; Хоментовский, Шенфильд, 1976) показал, что периферические прогибы платформы от Забайкальского прогиба внешнего пояса геосинклинали отделены Байкало-Витимской геоантиклиналью, находившейся в орогенном режиме развития в течение всего байкальского, юдомского и кембрийского времени. В результате размыва этого геоантиклинального поднятия и формировалась граувакковая толща (холоднинская и падроканская свиты), которая по возрасту соответствует всему байкальскому и юдомскому комплексам. Таким образом, область накопления толщи структурно совпадает с юго-восточным бортом Прибайкальского и Патомского периферических прогибов платформы. В направлении осевой зоны и северо-западных бортов прогибов грубые песчаники замещаются алевро-аргиллитами и карбонатными породами. В Прибайкалье они формируются лишь в юдомское и переходное от юдомского к байкальскому время (ушаковская свита), а в северных дугах Патомского нагорья слагают только базальную пачку юдомия (жербинская свита). Таким образом, ни холоднинская, ни падроканская свиты не подходят под определение молассы, а область их накопления не имеет ничего общего с краевым прогибом.

Собственно Забайкальский прогиб внешнего пояса геосинклинали начинается к юго-востоку от Байкало-Витимской геоантиклинали. В направлении его осевой части происходит последовательное увеличение мощности и объема позднекембрийских отложений, а кембрий представлен мощными толщами, по интенсивности метаморфизма не отличимыми от верхнего докембрия (юктоконская и другие свиты). Далее к югу (джединская зона) они в значительной мере замещаются вулканогенными отложениями (Беличенко, 1969).

К сожалению, имеющийся в настоящее время фактический материал позволяет говорить о всех закономерностях строения Забайкальского прогиба лишь в самом общем виде, а для тщательного обоснования их нужны детальные работы в крайне труднодоступной местности. С этой точки зрения и становится очевидным значение Манского прогиба для уяснения роли байкальского тектогенеза в прогибах внешнего пояса геосинклинали. Общность строения и позднекембрийско-кембрийской истории развития всех прогибов внешнего пояса от Манского до Забайкальского включительно в настоящее время не вызывает сомнений (Хоментовский, 1976; Хоментовский, Шенфильд, 1976). Поэтому детальная проработка материалов в Манском прогибе может служить критерием для оценки и проверки правильности предварительных пока заключений в Забайкальском.

Манский прогиб обычно рассматривается как единая структура, вытянутая в северо-западном направлении и разделявшая в позднем докембрии — раннем кембрии относительные поднятия Канско-Бирюсинскую глыбу и Восточно-Саянский антиклинорий.

Данных о времени формирования кристаллических и метаморфических толщ, слагающих Канско-Бирюсинскую и Арзыйскую глыбы

в пределах северо-западной части Восточного Саяна нет. В пределах Ийско-Урицкого грабена этот комплекс с несогласием перекрывается гораздо менее метаморфизованными толщами, которые, судя по многочисленным радиологическим определениям, соответствуют среднему протерозою или низам рифея (Мац, Таскин, 1973; Семейкин, 1972; Шамес, 1973). Аналоги этих отложений максимально близко подходят к Манскому прогибу в бассейне р. Бирюсы, где они представлены сублукскими эффузивами. В непосредственном обрамлении Манского прогиба им, по-видимому, соответствует кожелацкий комплекс, вулканогенно-обломочные отложения которого метаморфизованы неоднородно. Местами в них достаточно отчетливо сохраняются первичные структуры, а в других они практически не отличимы от кристаллических пород бирюсинской серии (Хоментовский и др., 1960). В пределах Арзбейской глыбы одинаково ведут себя и кувайские эффузивы верхнерифейского возраста.

Имеющиеся данные характеризуют Канскую и Арзбейскую глыбы как древнее геосинклинальное поднятие, которое с раннего протерозоя по верхний рифей включительно находилось в стадии активного орогенного режима. Многократно повторяющиеся метаморфизм и гранитизация приводили к увеличению консолидации Канско-Бирюсинской глыбы, а затем дроблению ее и формированию вулканогенно-обломочных комплексов (Хоментовский, 1960, 1976). Отсутствие объективных данных для конкретной корреляции дербинской серии, слагающей Восточно-Саянский антиклинорий с образованиями, входящими в состав Канско-Бирюсинской глыбы, не позволяет пока более определенно судить о контурах рассматриваемой геосинклинали и качественно оценивать этапы ее эволюции.

Крайне мало данных и о палеотектонической природе и этапах эволюции Восточно-Саянского антиклинория. Однако сейчас можно достаточно уверенно говорить о том, что, по крайней мере, северо-западная часть этой структуры, как и примыкающие к ней Беретьская и Усть-Манская зоны Манского прогиба, в позднем докембрии и, возможно, нижнем кембрии имели гораздо больше общего с более внутренними эвгеосинклинальными районами Восточного Саяна, чем с восточной частью Манского прогиба, примыкающей к Канско-Бирюсинской геосинклинали. Основу последней составляет Солбинская структурно-фациальная зона, характеризовавшаяся в байкальское, юдомское и нижнекембрийское время миеосинклинальным режимом развития.

Отсюда очевидно, что первостепенный структурный рубеж проходил внутри Манского прогиба и представлял собой зону глубинного разлома, который, по всей видимости, продолжался в пределы восточного склона Енисейского кряжа (Хоментовский, 1960). Развитие его в позднем докембрии — нижнем кембрии на исследованной территории отразилось в специфике геологического строения Жержульской структурно-фациальной зоны. Как было показано выше, именно с этой зоной с кувайского до синерского времени были связаны наиболее резкие фациальные изменения. Здесь же сосредоточены своеобразные типы пород, характерные для всякого рода барьеров и уступов, — гряды лав и пирокластических образований, связанные с наземными вулканами вдоль долины р. Кувай, рифовидные скопления массивных, часто явно биогенных карбонатных пород (от унгутского до шахматовского времени), обилие подводноползневых структур и конседиментационного перемиыва местного материала. Все это свидетельствует о мобильности характеризующей зоны на протяжении всего рассмотренного времени. Характерна определенная тенденция смещения местоположения разграничительной линии между миео- и эвгеосинклинальным блоками от северо-восточного к юго-западному краю рассматриваемой зоны разлома. В результате происходит отмечавшееся выше последовательное распространение миеосинклинальной обстановки в сторону эвгеосинклинали (см. рис. 58).

Весьма самобытна также и современная структура зоны разлома, формирование которой в основном связано с каледонскими тектоническими движениями. Характерная особенность ее — пересечение тектонических нарушений двух систем. Одна из них имеет ориентировку от меридиональной до север-северо-восточной, а другая — от субширотной до запад-северо-западной. Преобладание нарушений одного из этих направлений определяет как общее простирание зоны, так и ориентировку осей складок II порядка. Резкие до 90° изменения простирания различных крыльев этих структур при сдвиговых перемещениях по определяющим их разломам часто дают взаимоотношения, которые ранее ошибочно интерпретировались как резкие угловые несогласия. Существенная роль горизонтальных перемещений привела к тому, что сама по себе зона глубинного разлома оказалась как бы сгофрированной, в результате чего видимая ширина ее (см. рис. 2) представляется резко увеличенной.

Принципиальное различие восточной и западной частей Манского прогиба делает правомочной постановку вопроса об ограничении этой структуры только Солбинской и Жержульской зонами. Аналогичные предложения возникали и ранее (Беззубцев, 1973), но обоснование их было недостаточно четким, поскольку не приводилось каких-либо данных о различии анастасьинской (жистыкской) свиты и вышележащего карбонатного кембрия от аналогичных образований, развитых в устьевых частях рек Маны и Базаихи.

Изложенные данные позволяют дать следующую интерпретацию природы основных этапов развития Манского прогиба по составляющим его структурно-фациальным зонам.

Добайкальский этап развития в пределах Капско-Бирюсинской геантиклинали характеризовался серией активизаций, в которых периоды интенсивного метаморфизма и гранитизации сменялись регенерациями, связанными с формированием вулканогенно-обломочных толщ. С процессами этого плана, по-видимому, связаны дробление, наклон и метаморфизм кувайских отложений в Солбинской зоне и несогласие в основании ангалойской свиты.

Лишь самые общие сведения имеются об этапах развития северо-западного окончания Восточно-Саянского антиклинория. Более или менее очевидно лишь, что «протоплатформенная» обстановка (Мусатов, 1966), в которой формировались осадочные толщи дербинской серии, в кувайское время сменилась типично геосинклинальной. Прямые данные о характере соотношений отложений дербинской и кувайской серий практически отсутствуют, поэтому сейчас можно только делать предположения о природе предкувайской перестройки. Наряду с другими возможными трактовками весьма вероятно допущение процесса типа спрединга.

В Беретьской и Усть-Манской структурно-фациальных зонах завершение кувайского времени какими-либо существенными событиями не сопровождалось. Если справедливы указания о широком развитии на территории Усть-Манской зоны вулканогенных толщ в кембрии (Бондарева, 1978), то эвгеосинклинальное развитие здесь продолжалось в течение всего байкальского, юдомского и нижнекембрийского времени.

В пределах Манского прогиба, в узком смысле, с ангалойского времени возникает обстановка типичной миеосинклинали, которая и характеризует эту структуру. Поэтому начало данного этапа можно рассматривать как заложение Манского прогиба. Определяющим элементом рассматриваемой структуры, по-видимому, была зона глубинного разлома, разделявшего мио- и эвгеосинклинали (жержульская зона). В пределах ее Манский прогиб является унаследованным образованием. Формирование прогиба, судя по резкой границе смены вулканогенных пород осадочными, началось внезапно. Солбинская структурно-фациальная зона при этом выступает как крыло прогиба, которое было вовлечено в по-

гружение на продолжении всего ангалойского и анastasийского времени. Здесь Манский прогиб действительно является новообразованием. Анастасийский этап в развитии Манского прогиба проявился как время определенной активизации дифференциальных блоков движений. Наиболее интенсивно они происходили и фиксируются в зоне глубинного разлома и непосредственно примыкающей к ней с юго-запада территории, где активно размывались кувайские эффузивы. Но размывы носили конседиментационный характер и сопровождались непрерывным и весьма энергичным осадконакоплением в смежных блоках этой же зоны.

Унгутский этап представляется как время существенной консолидации. В Манском прогибе начиная с юга преобладает карбонатное осадкообразование. В отличие от периферических прогибов, где смена терригенных толщ карбонатными сопровождалась переходом к платформенному типу развития, интенсивность погружения и осадконакопления в прогибе оставалась миогеосинклинальной.

Жержульский и синерский этапы в эволюции Манского прогиба выступают соответственно как эпохи относительной активизации и стабилизации. Последняя, по всей вероятности, охватывала и большую часть среднекембрийского времени.

Интенсивнейшая тектоническая перестройка наступает в верхнем кембрии—ордовике. Весь Манский прогиб, как и примыкающая к нему с юго-запада территория, испытывают интенсивную складчатость, дробление, воздымание и размыв. В качестве компенсационной структуры при этом возникает Баджейский прогиб, верхнекембрийско-ордовикские отложения которого имеют облик типичной молассы. В процессе развития он накапливается на Канско-Бирюсинскую глыбу. Все это дает основание считать данную структуру краевым прогибом, хотя мы ничего не знаем о том, как она проявилась в зоне периферических прогибов платформы. Отражением рассматриваемых тектонических движений в пределах обширных территорий Сибирской платформы является смена чистых сероцветных карбонатных пород нижне- и среднекембрийского возраста верхоленскими красноцветами и их аналогами.

История развития Манского прогиба в позднем докембрии — нижнем кембрии близка эволюции различных структурных элементов Забайкалья и дополняет многие нерасшифрованные ее моменты.

Байкало-Витимская геоантиклиналь, по всей видимости, является структурным элементом, аналогичным Канско-Бирюсинскому поднятию. Терригенно-карбонатная толща, формировавшаяся на юго-восточном склоне этой геоантиклинали (аматканская, юткоконская и другие свиты), по возрасту и обстановке осадконакопления аналогична осадкам Солбинской и Жержульской структурно-фациальных зон. Обстановка формирования отложений в Беретской и смежной части Жержульской зоны является недостающим звеном геологии Забайкальского прогиба, связывающей толщ Южно-Муйского хребта и Джидинской эвгеосинклинальной зоны. Замыкание Забайкальского прогиба, как и Манского, произошло в верхнем кембрии — ордовике и сопровождалось образованием типичных моласс.

Изложенный материал свидетельствует, что на Забайкалье можно распространить полученные по Манскому прогибу данные об отсутствии здесь событий, которые можно было бы трактовать как завершающую байкальскую складчатость, и относить весь внешний пояс Саяно-Алтайской геосинклинальной области, вслед за Е. В. Павловским (1956), к са-лаиридам или ранним каледонидам.

ПРИЛОЖЕНИЯ

Для характеристики магматических комплексов Манского прогиба, сведения по которым важны для рассмотрения истории геологического развития изученной территории, в работу включен самостоятельный раздел «Магматизм», написанный В. И. Ящукон. Новые виды акритарх и формы микрофитоцитов, использованные в работе, рассматриваются в разделах «Микрофоссилии Манского прогиба», написанном В. Г. Пятилетовым, и «Микрофитоциты докембрия и кембрия восточной части Манского прогиба» — М. С. Якшиным.

МАГМАТИЗМ МАНСКОГО ПРОГИБА

Новые данные о геологическом строении северо-западной части Восточного Саяна, полученные в последние годы главным образом при крупномасштабном геологическом картировании этой территории, позволяют выделить в пределах Манского прогиба и обрамляющих его жестких структур докембрийского возраста одиннадцать магматических комплексов, формировавшихся от раннего протерозоя до мезозоя включительно (табл. 1).

Наиболее широко и полно магматизм проявился в пределах кристаллического фундамента Манского прогиба, а также в зонах региональных разломов, ограничивающих эту структуру. В областях развития кембрийских отложений имеют место лишь весьма ограниченные по размерам преимущественно дайкообразные и штокоподобные интрузии гранитоидов и базальтоидов раннего палеозоя — мезозоя, а также сохранившиеся местами вулканогенные образования раннего девона.

КОМПЛЕКС МИГМАТИТОВ АМФИБОЛИТОВОЙ ФАЦИИ

В образованиях бирюсинской и дербинской серий широко развиты разнообразные мигматиты, формировавшиеся в процессе их регионального метаморфизма в условиях амфиболитовой фации. Формы проявления мигматизации, объем и состав мобилизаторов тесно связаны с составом исходных пород.

В бирюсинской серии наиболее мигматизированными являются толщи, сложенные биотитовыми, биотит-амфиболовыми гнейсами и двуслюдяными сланцами. Наиболее распространены мигматиты грубослоистой текстуры, обусловленной субпараллельным расположением лейкосом, имеющих форму линз, прерывистых слоев, тонких послойных прожилков или уплощенных гнездовых обособлений. Наиболее обычны линзы и прослойки мощностью до 1 м при длине до 10—15 м.

Магматические комплексы Манского прогиба и сопредельных территорий

Магматический комплекс	Возраст	Состав ассоциации	Комплекс, в составе которого описываются в настоящее время
1	2	3	4
Комплекс мигматитов амфиболитовой фации	Ранний протерозой	Мобилизаты преимущественно плагиогранитного состава, в меньшей мере — диоритового, гранодиоритового, сиенито-диоритового, гранитного, сиенитового, а также мономинеральные полевошпатовые, кварцевые и кварц-мусковитовые мобилизаты	Тукшинский, дербинский
Комплекс габброидов	Поздний протерозой	Кварцсодержащие роговообманковые диориты, клинопироксеновые и двупироксеновые габбро-диориты и габбро	Агульский, саянский
Комплекс диорит-гранодиорит-плагиогранитов	То же	Биотитовые плагиограниты, гранодиориты, кварцевые биотит-роговообманковые диориты	Агульский, саянский
Спилито-диабазовая формация	»	Спилиты, диабазы, диабазовые порфириты, туфы и туфобрекчии основного состава, очень редко — потоки альбитофиров, кератофиров и кварцевых кератофиров	Включается в состав кувайской серии
Комплекс габбро-пироксенитов и габбро-диабазов	»	Интрузии габбро-пироксенитов и габбро-диабазов, дайки пироксеновых и плагиоклазовых порфиритов, редко — кварцевых кератофиров	Лысанский
Комплекс гипербазитов	Ранний палеозой	Серпентинизированные гарцбургиты, реже дуниты и совсем редко — пироксениты	Идарский
Пироксенит-габбровый комплекс	Средний — верхний кембрий	Габбро, габбро-нориты, габбро-пироксениты, относительно редки амфиболовые перидотиты, плагиоклазовые вебстериты, анортозиты, диориты	Бильчирский, кутурчинский, булкинский
Комплекс гранитоидов	Верхний кембрий — ордовик	Граниты, граносиениты, сиениты, диориты	Кутурчинский, ольховский, столбовский, булкинский (вторая фаза)
Трахиандезит-липаритовая формация	Ранний девон	Порфириты, диабазы, фельзиты, кварцевые порфиры и их туфы, туфолавы, туфоконгломераты	Быскарская серия; имирская свита

1	2	3	4
Комплекс субвулканических гранитов и сиенитов	Ранний девон	Сиениты, граносиениты, граниты, гранит-порфиры	Столбовский
Комплекс щелочных базальтоидов	Мезозой (?)	Анальцимовые и анальцим-амфиболовые лимбургиты, анальцимовые нефелиниты, анальцимовые базаниты, эссекситы	Черносопкинский

Нередко в полях развития биотитовых гнейсов можно наблюдать согласные с общим простиранием структур мигматит-плутоны, площадь которых достигает 100 км². Центральные части таких тел сложены относительно гомогенными плагиогранитами. В периферических участках породы приобретают пятнистую и тентовую текстуру, состав их становится невыдержанным, появляются различные по размерам реликты в той или иной мере гранитизированных гнейсов и амфиболитов и шлировые или гнездовые скопления меланократовых минералов. По существу, это зоны мигматитов типа небулитов.

Формой мигматизации является и полевошпатовый бластез, обуславливающий развитие очковых мигматитов. В отложениях дербинской серии ведущими формами проявления мигматизации являются жильные поля и зоны полевошпатового бластеза. В пачках кальцитовых и доломитовых мраморов мигматиты встречаются гораздо реже.

Состав лейкосом в мигматитах рассматриваемого комплекса чрезвычайно разнообразен. Наиболее распространены обособления плагиогранитного состава, состоящие из кварца и относительно идиоморфного плагиоклаза № 22—28, отличительными особенностями которого являются плохо выраженные двойникование и зональность. Реже встречаются мобилиты нормального гранитного состава, в которых наряду с кварцем и олигоклаз-андезином присутствует решетчатый микроклин, микроклин-пертит и микроклин-микропертит с содержанием альбитового компонента до 55—60%. В полях развития двуслюдяных сланцев, биотитовых гнейсов и кварцитов бирюсинской серии развиты обособления кварцевого или кварц-мусковитового состава. Близкие к ним (кварц-тремолитовые) мобилиты имеют место также в доломитовых мраморах дербинской серии. Сравнительно редкими образованиями в составе комплекса являются диориты и диоритоподобные породы, пространственно ассоциирующие главным образом с амфиболитами и амфиболовыми гнейсами. В целом устанавливается отчетливая преемственность минерального состава гранитоидов и состава окружающих их осадочно-метаморфических пород.

Структура относительно гомогенных гранитоидов гипидиоморфно-зернистая. Более широко распространена пойкилобластовая структура пород, характеризующаяся наличием обильных включений реликтовых минералов в порфиробластах плагиоклаза, которые, в свою очередь, нередко включены в еще более крупные кристаллы микроклина, причем в этом случае обычны явления замещения плагиоклаза калиевым полевым шпатом с образованием характерных мирмекитовых вrostков.

Химические анализы гранитоидов подтверждают разнообразие петрографических типов и показывают (табл. 2, рис. 1) широкие вариации в них петрогенных компонентов. Зависимость состава гранитоидов от состава окружающих их пород отчетливо проявляется и при сравнении в них содержаний элементов-примесей (рис. 2).

Таблица 2

Химический состав наиболее распространенных гранитоидов раннего протерозоя (комплекса мигматитов амфиболитовой фации)

Компонент	1597*	1290*	78/1a*	10253	895/A*	4019	2442	615	1898/a	2480/1	3735/1	1290/6
SiO ₂	74,46	69,46	70,13	74,26	71,33	73,10	67,50	71,80	70,20	72,48	49,24	60,44
TiO ₂	0,28	0,30	0,27	0,07	0,10	0,17	1,10	0,13	0,40	0,53	1,49	2,38
Al ₂ O ₃	12,99	16,49	15,98	12,23	15,83	14,23	14,04	14,80	14,40	12,24	18,09	16,43
Fe ₂ O ₃	1,41	0,27	0,59	0,24	0,81	0,13	0,50	0,31	0,16	0,38	4,54	0,64
FeO	1,80	1,98	1,76	0,73	1,70	1,47	1,94	1,01	2,18	1,28	5,73	2,06
MnO	0,04	0,03	0,03	0,01	0,04	0,09	0,09	0,04	0,05	0,03	0,28	0,06
Ca●	0,88	3,70	3,04	1,75	3,41	2,29	6,63	2,50	2,50	6,56	6,91	9,14
MgO	0,58	0,37	0,70	0,17	0,72	0,49	1,17	0,15	0,56	0,86	3,55	1,28
Na ₂ O	5,47	5,41	5,10	4,50	3,80	4,58	4,50	5,42	5,00	3,33	4,53	5,33
K ₂ O	1,07	0,87	1,00	5,00	0,54	1,96	1,20	2,00	3,00	0,50	2,61	1,37
P ₂ O ₅	0,01	0,07	—	0,14	0,08	0,04	0,35	0,14	0,17	0,23	1,66	0,47
П. п. п.	0,60	0,81	0,82	0,25	1,10	0,66	1,12	1,06	0,91	1,43	1,77	0,32
Сумма	99,59	99,76	99,42	99,35	99,46	99,21	100,14	99,36	99,53	99,85	100,40	99,92

Примечание. Пробы: 1597, 1290, 78/1a, 895a — биотитовые плагиограниты (Канская и Арызбейская глыбы); 10253 — биотитовый гранит (Канская глыба); 4019, 615 — биотитовые плагиограниты; 2442 — биотит-роговообманковый плагиогранит, 1898/a — биотитовый гранит, 2480/1 — пироксеновый плагиогранит, 3735/1 — биотит-роговообманковый диорит, 1290/6 — пироксеновый кварцсодержащий сиенито-диорит (Дербинский антиклинорий). * — анализы заимствованы у В. Г. Зенько и П. П. Жуйко.

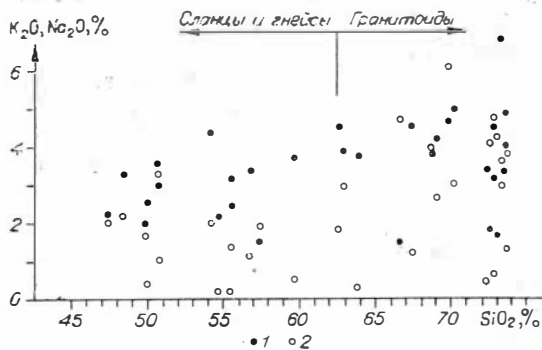


Рис. 1. Содержание кремнезема, калия (1) и натрия (2) в гранитоидах раннепротерозойского комплекса мигматитов амфиболитовой фации и вмещающих их сланцах и гнейсах (Дербинский антиклинорий, верховья рек Маны, Нички, Кана).

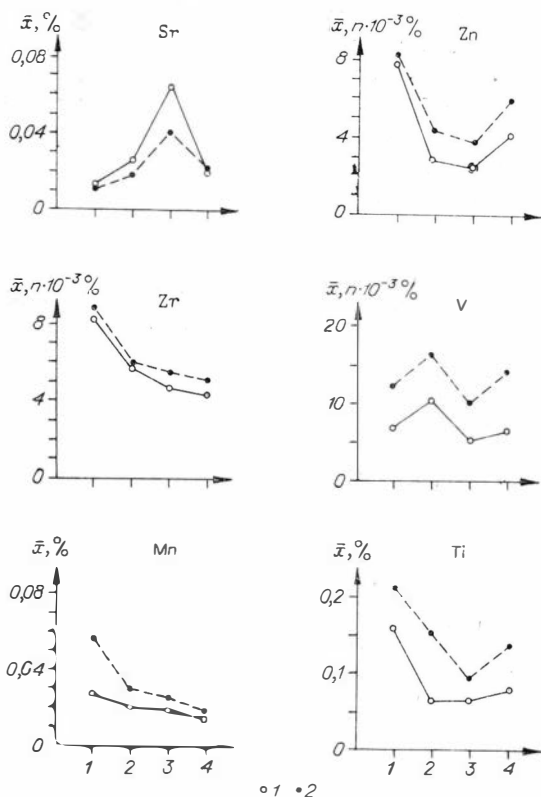


Рис. 2. Среднее содержание некоторых элементов-примесей в гранитоидах раннепротерозойского комплекса мигматитов амфиболитовой фации (1 — 152 анализа) и вмещающих их сланцах и гнейсах (2 — 375 анализов).

Цифры по оси ординат обозначают различные толщи дербинской серии, сменяющие друг друга в направлении снизу вверх по разрезу (Дербинский антиклинорий, верховья рек Маны, Нички и Кана).

Ряд исследователей разделяют гранитоиды, развитые в пределах бирюсинской и дербинской серий, на два самостоятельных комплекса — тукшинский и дербинский (Хильтова, Крылов, 1964; и др.), рассматривая их как разновозрастные. В результате наших исследований установлено, что отложения бирюсинской серии, в верхах разреза которой увеличивается роль карбонатных пород, согласно перекрываются мраморами дербинской серии (левый борт р. Бол. Пезо в ее верховьях, приустьевая часть р. Пезинской Хайдамжи). Отсутствие несогласия между сериями свидетельствует в пользу одновозрастности метаморфизма этих серий и, следовательно, одновременности формирования гранитоидов дербинского и тукшинского комплексов.

Раннепротерозойский возраст гранитоидов устанавливается на основании радиологических данных и составляет 1800 ± 100 млн. лет (определения ортитов из гранитов бассейна р. Кан свинцово-урано-ториевым методом, сделанные М. И. Волобуевым в 1970 г.).

ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ КОМПЛЕКС ГАББРОИДОВ

Габброиды докембрийского возраста приурочены исключительно к площадям распространения пород бирюсинской серии и представлены, как правило, небольшими (до 60 км^2) аллохтонными телами штокоподобной и линзовидной формы, приуроченными к разломам северо-западного направления. Одно из таких тел (массив хр. Черного) обнажается по р. Мане ниже пос. Выезжего Лога.

Плутоны сложены массивными и трахитоидными преимущественно крупнозернистыми диоритами, габбро-диоритами и габбро. Наиболее распространены амфиболовые диориты, состоящие из обыкновенной роговой обманки (15—60%) и незонального андезина № 34—40. Достаточно характерны также габбро-диориты, сложенные обычно амфиболизированными клинопироксеном (30—50%) и андезином № 39—43, но иногда содержащими и ортопироксен (до 30%, Агульский массив). Габбро состоят из обыкновенной роговой обманки и лабрадора, содержащихся в примерно равных количествах. Переходы между отдельными разновидностями пород постепенные. Наиболее интенсивные постмагматические изменения отмечаются на контактах габброидов с более поздними плутонами диорит-гранодиорит-плагиигранитов. Из акцессорных минералов в габброидах отмечены магнетит, ильменит, пирит, сфен, циркон, рутил и апатит.

По химическому составу (табл. 3, рис. 3) все без исключения разновидности габброидов относятся к породам нормального ряда, насыщенным или слегка недосыщенным кремнеземом (Q от +8,5 до —11,9) и очень бедным щелочами ($a:c$, как правило, меньше 1,5). При этом отчетливо выражена их натровая специализация (n обычно больше 80). Величина « v » варьирует в пределах 16,5—35,7, что отражает значительные колебания в содержаниях темноцветных минералов. Соотношения кальция, магния и железа в составе мафических компонентов относительно постоянны. Значительные колебания величины « c » (2,6—17,5) являются следствием деанортизации плагноклазов. В целом по химическому составу габброиды близки к габбро, кварцевым габбро и диоритам Р. Дэли. Важная особенность пород — содержание акцессорных элементов в них ниже кларковых для габбро, особенно хрома, никеля и ванадия.

Габброиды резко несогласно рвут отложения бирюсинской серии и, по данным И. П. Жуйко, перекрываются осадками нижнего кембрия. Галька пород повсеместно встречается в конгломератах кувайской серии (Межеловский, 1964; наблюдения В. И. Ящука в междуречьи Маны и Мимии). По данным В. Я. Хильтовой и И. Н. Крылова (1964), абсолют-

Химический состав пород позднепротерозойского комплекса габброидов

Компонент	4066	1233	5102	5041	3253	4061	1246/1	1247	5107	5077	1919	5013
SiO ₂	45,98	45,92	49,86	49,96	50,10	47,82	52,26	51,06	54,96	55,18	53,04	56,45
TiO ₂	0,90	1,60	0,88	0,82	0,75	0,84	1,10	0,52	0,76	0,78	0,54	0,60
Al ₂ O ₃	14,97	13,84	17,41	17,59	16,53	16,58	14,25	15,95	16,81	16,31	17,43	15,32
Fe ₂ O ₃	3,91	3,67	5,51	5,22	4,60	3,45	2,65	2,17	2,67	2,87	3,95	2,63
FeO	6,96	7,40	5,10	5,54	6,89	6,03	5,89	5,25	5,39	5,49	4,89	4,74
MnO	0,17	0,14	0,14	0,19	0,19	0,18	0,12	0,12	0,14	0,15	0,16	0,12
CaO	9,16	8,61	8,64	9,13	9,46	10,12	7,74	7,88	6,97	7,18	8,87	5,39
MgO	11,60	11,87	6,35	5,80	5,96	8,91	8,55	9,61	4,60	4,45	4,93	5,75
Na ₂ O	1,92	2,58	3,02	3,04	3,00	2,05	2,76	2,91	4,00	3,67	2,00	3,81
K ₂ O	0,90	0,73	0,85	0,79	0,33	1,38	1,08	0,78	1,32	1,84	1,00	2,48
P ₂ O ₅	0,06	0,08	0,11	0,16	0,17	0,10	0,13	0,11	0,25	0,26	0,16	0,22
П. п. и.	3,47	3,08	2,21	2,15	1,89	2,61	3,08	3,50	2,33	1,90	2,69	2,38
С у м м а	100,00	99,45	100,08	100,39	99,87	100,07	99,56	99,86	100,2	100,08	99,66	99,89

П р и м е ч а н и е. Пробы: 4066 —меланократовое габбро; 1233—меланократовое пироксен-роговообманковое габбро; 5102, 5041, 3253, 4061, 1919 — габбро-диориты; 1246/1, 1247 — кварцсодержащие роговообманковые габбро-диориты; 5107, 5077, 5013 — роговообманковые диориты. Анализы заимствованы у В. Г. Зенько.

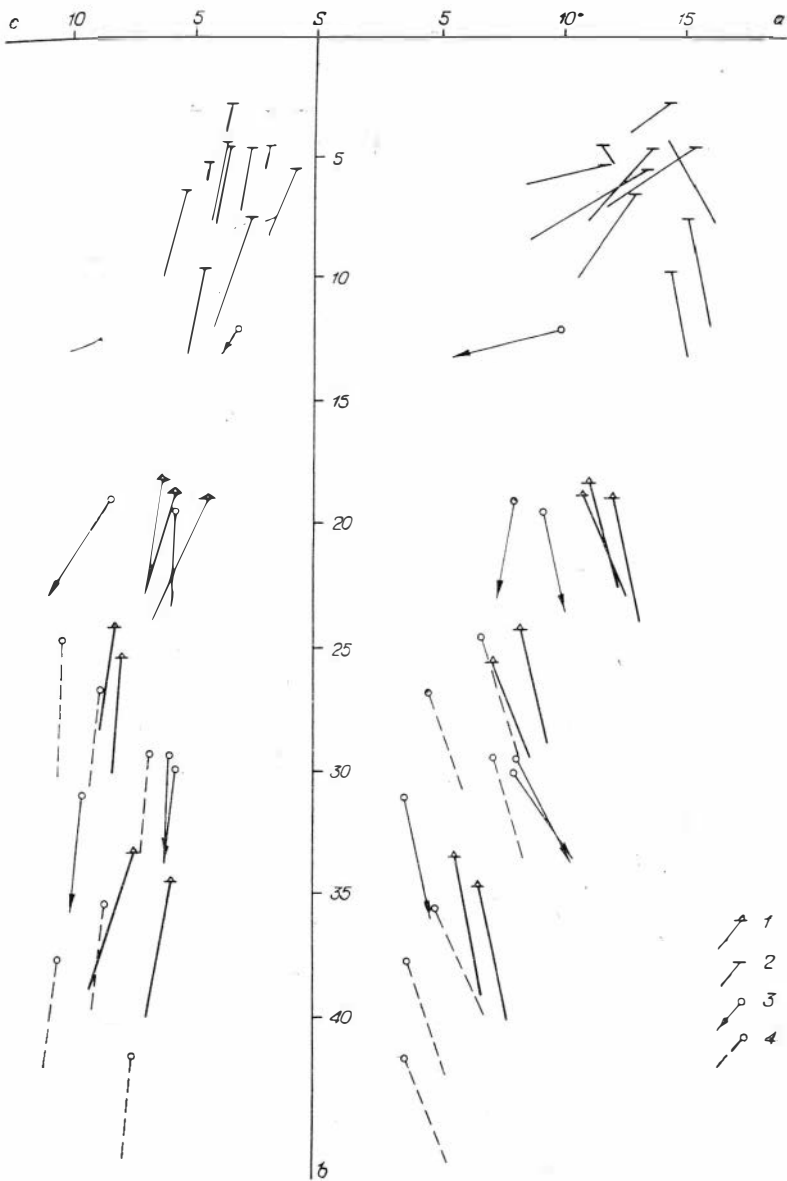


Рис. 3. Химический состав позднепротерозойских интрузий.
 1 — комплекс габброидов; 2 — комплекс диорит-гранодиорит-плагиигранитов; 3 —
 спилито-диабазовая формация; 4 — комплекс габбро-пироксенитов и габбро-диабазов.

ный возраст габбро Агульского массива составляет 1175 млн. лет (калий-аргоновый метод, по амфиболу). Приведенные данные позволяют говорить о позднепротерозойском (докувайском) времени становления комплекса.

ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ КОМПЛЕКС ДИОРИТ-ГРАНОДИОРИТ-ПЛАГИОГРАНИТОВ

Массивы этого комплекса развиты в полях развития отложений би-рюсинской серии, причем нередко они пространственно совмещены с предшествовавшими им интрузиями габброидов. Они представлены штокопо-

добными конформными телами, несогласными со структурами вмещающих пород. Исключением является Канский массив (406 км²), имеющий форму асимметричного лополита, корневая часть которого приурочена к зоне Главного разлома Восточного Саяна.

В составе комплекса доминируют биотитовые плагиограниты; менее распространены биотитовые гранодиориты, встречающиеся в эндоконтактных зонах плутонов, и кварцевые диориты. Все отмеченные разновидности связаны между собой постепенными переходами. Плагиограниты и гранодиориты представляют собой породы светло-серого или серого с зеленоватым оттенком цвета, средне- или крупнозернистые, порфировидные. Минеральный состав плагиогранитов: кварц — 25—40%, плагиоклаз — 55—70%, биотит — 2—8%. Из акцессорных отмечены апатит, сфен, циркон, рутил, монацит, магнетит. Часто в том или ином количестве присутствует более поздний микроклин, всегда замещающий плагиоклаз. Последний представлен зональным олигоклазом № 18—28. Характерная его особенность — слабо выраженное двойникование. Зональность в плагиоклазах плавная. Она хорошо подчеркивается наличием сосюритизированных ядерных зон, составляющих от 30 до 60% площади зерен. В плагиоклазах отмечаются включения всех других минералов, что указывает на его наиболее позднюю кристаллизацию. В гранодиоритах уменьшается содержание кварца (среднее 21,9%), увеличивается количество биотита (среднее 12,3%) и одновременно увеличивается основность плагиоклазов (до № 40—42 в ядерных зонах кристаллов). Кварцевые диориты характеризуются еще более низким содержанием кварца (10—15%), в то время как содержание темноцветных минералов увеличивается до 15—20%, причем наряду с биотитом местами в количестве 3—5% по-является обыкновенная роговая обманка.

По химическому составу (табл. 4; см. рис. 3) плагиограниты относятся к пересыщенным кремнеземом (Q от +23,1 до +38,9) породам плюмазитового ряда, умеренно богатым щелочами (а : с колеблется в пределах 4,1—7,1), среди которых отчетливо преобладает натрий ($n = 71,0—86,1$, среднее $n = 78,3$). Из элементов-примесей в количествах выше кларковых постоянно встречаются хром, никель, кобальт, медь, свинец, галлий и лантан, спорадически — цинк, цирконий и молибден. Содержание никеля, кобальта и лантана местами превышает кларковые в 4—7 раз. С плагиогранитами связывается часть золотого оруденения Восточного Саяна (Хазагаров, 1966; Аладышкин, 1968).

Массивы диорит-гранодиорит-плагиогранитов являются отчетливо аллохтонными образованиями, что подчеркивается рвущими контактами плутонов и наличием в них плоскостных и линейных структур течения магматических расплавов. В эндоконтактах отмечается обилие ксенолитов вмещающих пород.

Плагиограниты рвут габброиды Агульского и Слюдянского плутонов и встречаются в конгломератах кувайской серии. Абсолютный возраст Канских плагиогранитов составляет 1055 и 1082 млн. лет (Парфенов, 1967; Бузиков и др., 1964). Приведенные данные свидетельствуют о позднепротерозойском возрасте комплекса.

В заключение остановимся на возможной генетической связи распространенного комплекса и габброидов позднего протерозоя. Тот и другой нередко пространственно совмещены, а данные по определению абсолютного возраста свидетельствуют о незначительном разрыве во времени их становления. Выявляются общие особенности и вещественного состава пород, в частности близость такого важного показателя, как отношение щелочей (среднее значение n равно 80,8 в габброидах и 78,3 в плагиогранитах). Аналогичен и спектр элементов-примесей. Вероятно, габброиды и диорит-гранодиорит-плагиограниты представляют собой серию сближенных во времени изверженных пород, сформировавшихся в гренвильский цикл тектоно-магматической активизации района.

Химический состав пород позднепротерозойского комплекса диорит-гранодиорит-плагногранитов

Компонент	7/18	250	283	Э-17	3900/2*	1508*	1036*	Э-21	1361*	4083*	Э-19	3040*
SiO ₂	68,92	72,80	75,25	69,60	74,48	71,26	68,56	68,34	66,78	65,15	68,50	61,74
TiO ₂	0,18	0,12	0,16	0,14	0,20	0,27	0,45	0,20	0,40	0,27	0,20	0,62
Al ₂ O ₃	16,57	13,86	11,82	16,20	13,72	15,56	16,54	16,66	17,45	18,68	16,40	17,9
Fe ₂ O ₃	0,39	0,54	1,47	0,44	0,57	0,53	1,20	0,60	0,92	0,45	0,38	1,21
FeO	1,49	3,66	2,68	1,54	0,75	1,81	2,15	1,17	1,51	2,30	1,68	4,40
MnO	0,10	0,08	0,06	0,14	0,06	0,03	0,02	0,15	0,06	0,05	0,13	0,04
CaO	2,88	1,50	1,83	2,99	0,67	2,09	3,60	2,15	2,62	4,33	3,72	4,29
MgO	0,85	0,40	0,32	0,45	0,96	0,56	0,28	0,73	0,85	1,33	0,86	2,12
Na ₂ O	4,94	4,41	4,40	5,0	4,50	4,50	4,60	5,17	5,88	4,82	5,33	5,35
K ₂ O	2,29	2,49	1,70	2,42	2,62	2,29	1,12	2,87	2,13	1,65	2,00	1,88
P ₂ O ₅	0,07	0,05	0,06	0,07	0,10	0,07	0,08	0,05	0,09	0,08	0,08	0,20
П. п. п.	0,36	0,46	0,34	0,51	1,02	0,82	0,80	1,11	0,86	0,78	0,34	0,73
С у м м а	99,04	100,37	100,09	99,50	99,65	99,79	99,40	99,20	99,55	99,90	99,62	100,07

П р и м е ч а н и е . Пробь: 7/18, 250, 283, Э-17, 3900/2, 1508, 1036 — биотитовые плагнограниты; Э-21, 1361, 4083, Э-19 — гранодиориты; 3040 — кварцевый диорит. *—анализы заимствованы у В. Г. Зенько.

СПИЛИТО-ДИАБАЗОВАЯ ФОРМАЦИЯ ПОЗДНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ

Спилиты и диабазы позднего протерозоя входят в состав кувайской серии, где они переслаиваются с осадочными породами.

В составе спилит-диабазовой формации преимущественно развиты спилиты, диабазы, диабазовые порфириты, туфы и туфобрекчии основного состава; редко встречаются маломощные потоки альбитофиров, кератофиров, кварцевых кератофиров и их туфы. Спилиты представляют собой темно-зеленые породы с массивной или миндалекаменной текстурой и обычно гиалофитовой структурой. Сложены они беспорядочно расположенными или линейно ориентированными микролитами альбита, находящимися в тонкозернистой массе, состоящей из зеленого амфибола, хлорита, эпидота и титаномагнетита. Диабазы варьируют по зернистости и структуре. Сложены они альбитизированным и сосюритизированным плагиоклазом, беспорядочные лейсты которого включены в эпидот-хлоритовую массу с реликтовыми зернами пироксена, замещающегося амфиболом, и мелкой вкрапленностью титаномагнетита. Диабазовые порфириты—обычно темно-серые породы, массивные, в верхней части потоков миндалекаменные. Основная масса представляет собой мелкозернистый альбит-амфибол-хлоритовый агрегат. Вкрапленники составляют до 10% породы и представлены альбитизированным пироксеном. Маломощные потоки кислых эффузивов отмечены В. Г. Зенько на водоразделе рек Маны и Таежный Баджей.

Все породы описываемой ассоциации подвержены интенсивным зеленокаменным изменениям.

По химическому составу (табл. 5; см. рис. 3) спилиты и диабазы относятся к породам нормального ряда, слегка недосыщены кремнеземом и бедны щелочами ($a : c$, как правило, меньше 2). Среди щелочей отчетливо выражено преобладание натрия (n обычно больше 90). Помимо этого, для эффузивов основного состава характерны высокие содержания железа и титана. Для кислых разностей характерны пересыщенность алюминием и кремнеземом, а также значительные колебания в содержаниях щелочей при заметном преобладании натрия над калием.

Отмеченные особенности позволяют отнести рассматриваемую ассоциацию вулканогенных пород к спилито-диабазовой формации (Кузнецов, 1964). По своим особенностям эта ассоциация хорошо сопоставляется с образованиями кувайской серии Сисим-Казырского прогиба (Шелковников, 1962). Наиболее вероятный возраст серии — 1000 млн. лет (определения Клярковского, 1972 г.).

КОМПЛЕКС ГАББРО-ПИРОКСЕНИТОВ И ГАББРО-ДИАБАЗОВ ПОЗДНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ

Со спилитами и диабазами кувайской серии пространственно ассоциируют многочисленные послонные и штокообразные интрузии габбро-пироксенитов, габбро, габбро-диабазов, а также дайки пироксеновых и плагиоклазовых порфиритов и редко кварцевых кератофиров. Они приурочены исключительно к полям распространения вулканогенно-терригенных образований кувайской серии, что позволяет предполагать не только пространственную, но и генетическую их связь.

Примером послонных интрузий этого комплекса является массив, закартированный В. Г. Зенько в верховьях р. Биресук. Интрузивное линзообразное тело залегает в толще спилитов, диабазов и их туфов. Длина его 7,5 км, мощность достигает первых сотен метров. Отчетливо проявлена первичномагматическая расслоенность. В лежащем боку наблюдаются

Химический состав пород спилито-диабазовой формации позднего протерозоя (1—6) и комплекса габбро-пироксенитов и габбро-диабазов позднего протерозоя (7—12)

Компонент	6121*	6182*	564*	1655	2536	520*	1608*	1558*	6132/1*	6132*	3913*	2534*
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	48,82	48,37	49,78	55,84	53,63	63,40	42,6	38,95	41,40	45,20	49,30	47,48
TiO ₂	1,26	1,83	1,35	2,07	2,35	0,89	2,98	1,02	0,85	0,67	0,18	2,41
Al ₂ O ₃	14,84	14,42	16,92	15,28	14,88	16,05	13,84	16,93	13,50	14,53	19,61	15,19
Fe ₂ O ₃	5,11	5,45	5,62	3,22	3,06	4,16	9,90	5,59	5,79	5,91	1,21	1,72
FeO	6,18	7,33	4,03	7,36	10,22	1,47	2,47	9,34	10,06	7,95	5,03	12,93
MnO	0,24	0,31	0,12	0,14	0,20	0,07	0,16	0,26	0,20	0,22	0,12	0,33
CaO	9,95	10,78	5,92	6,06	5,81	2,26	8,50	12,48	12,13	12,21	11,70	8,43
MgO	7,37	6,37	4,10	4,61	5,13	0,78	5,09	9,43	11,45	8,75	7,87	6,70
Na ₂ O	3,64	3,40	2,00	4,10	2,62	2,50	2,50	1,44	1,50	2,00	3,00	3,01
K ₂ O	0,20	0,46	2,00	0,20	0,15	3,40	0,07	0,29	0,30	0,29	0,10	0,46
P ₂ O ₅	0,10	0,16	0,30	0,22	0,32	0,23	0,02	0,34	0,38	0,48	0,01	0,24
П. п. п.	1,70	1,67	7,86	1,32	2,09	4,53	12,14	3,34	2,84	2,23	2,20	1,21
С у м м а	99,41	100,55	100,0	100,42	100,46	99,74	100,27	99,41	100,40	100,44	100,33	100,11

П р и м е ч а н и е . Пробы: 6121, 6182 — диабазы, водораздел рек Маны и Таежный Баджей; 564 — диабазовый порфирит, там же; 520 — альбитофир, там же; 1655, 2536 — диабазовые порфириты, верховья р. Маны; 1608 — мелкозернистое габбро, силловое тело в верховьях рек Биресук, Пошеречный Биресук и руч. Зимнего; 1558, 6132/1 — горнблентиты, там же; 6132 — крупнозернистое меланократовое роговообманковое габбро, там же; 3913 — среднезернистое роговообманковое габбро, там же; 2534 — габбро-диабаз, левобережье р. Маны, бассейн руч. Пословинского. * — анализы заимствованы у В. Г. Зенько, И. П. Жуйко.

мелкозернистые габбро с обильной (5—10%) вкрапленностью титаномагнетита (мощность 130 м), сменяющиеся в направлении к кровле серпентинизированными клинопироксенитами (40—45 м), крупнозернистыми горнблендитами (8—10 м), а затем роговообманковыми габбро (200 м), постепенно переходящими в габбро-диабазы (30 м).

Наряду с расслоенными плутонами часто встречаются относительно однородные тела базитов, имеющие форму небольших по размерам штоков.

Дайковые тела имеют мощность 1—10 м и длину до 600 м. Широко распространены дайки пироксеновых порфиритов.

По химическому составу и геохимическим особенностям породы практически аналогичны вулканитам рассмотренной выше спилито-диабазовой формации (см. табл. 5; рис. 3).

По геологическому положению и особенностям состава выделенный нами комплекс хорошо сопоставляется с титаноносными интрузиями лысанского комплекса габбро-пироксен-серпентинитов Сисим-Казырского прогиба (Глазунов, 1961; Шелковников, 1962).

Тесная связь интрузий габбро-пироксенитов и габбро-диабазов с образованиями кувайской серии верхнего протерозоя позволяет достаточно уверенно определить возраст комплекса как позднепротерозойский.

В целом спилито-диабазовая формация и связанные с ней интрузивные породы представляют собой единую вулcano-плутоническую ассоциацию, характерную для начальных этапов развития эвгеосинклинальных структур.

РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ГИПЕРБАЗИТЫ

Детальное описание гипербазитов северо-западной части Восточного Саяна содержится в многочисленных работах (Пинус, 1965; и др.). Поэтому мы ограничимся лишь перечислением важнейших особенностей комплекса и краткой характеристикой нескольких массивов ультраосновных пород, выявленных нами в верховьях р. Мимии, в области сочленения Манского прогиба и Канской глыбы.

Гипербазитовые тела размещаются главным образом в полях развития отложений бирюсинской серии и сконцентрированы в областях пересечения крупных дизъюнктивов северо-западного и северо-восточного направлений. Подавляющее большинство тел имеет форму пластин, штоков и линз. Длина их обычно составляет первые сотни метров, реже до 1—2 км. Более крупные тела наблюдаются в северо-западной части Манского прогиба в районе пос. Ангалой и бассейне р. Берети. В составе комплекса преобладают серпентинизированные гарцбургиты и дуниты. Для пород характерно (табл. 6) высокое отношение магния к железу (7—12), низкие содержания TiO_2 (0,05—0,20%), Na_2O (0,05—0,18%) и K_2O (0,05—0,15%). Из элементов-примесей типичными являются никель, хром, медь, кобальт, ванадий и цирконий, но только медь встречается в количествах, превышающих кларковые (0,013—0,018%). Рудные минералы гипербазитов представлены магнетитом, хромитом, хромшпинелидами и редко пиритом и пирротинем.

Гипербазиты верховьев р. Мимии размещаются среди карбонатно-терригенных отложений нижнего кембрия. Контакты с вмещающими породами резкие, экзо- и эндоконтактные изменения отсутствуют. Размер тел в длину достигает 1 км. Сложены они в той или иной мере серпентинизированными гарцбургитами и дунитами. Гарцбургиты состоят из оливина (60—65%), ортопироксена (25—35%), магнетита (4—5%), шпинели (1—2%). Из вторичных минералов присутствуют серпентин-антигорит и тремолит. Структура пород панидиоморфнозернистая, нередко порфировидная за счет наличия крупных выделений пироксена. Дуниты также

Химический состав пород раннепалеозойского комплекса гипербазитов (верховья р. Мимии)

Компонент	6155	6029/1	7043	5561	K-107/56	Ш-83	5553/2
SiO ₂	42,12	46,02	36,08	36,60	37,00	40,98	37,76
TiO ₂	0,01	0,10	0,18	0,14	0,14	0,14	0,14
Al ₂ O ₃	1,59	1,95	3,79	5,56	1,29	1,48	1,95
Fe ₂ O ₃	4,70	2,08	9,57	6,25	11,25	5,31	9,61
FeO	3,31	6,75	2,89	2,37	3,22	2,51	5,35
MnO	0,09	0,15	0,17	0,09	0,09	0,02	0,19
CaO	1,80	1,47	0,40	0,27	0,11	0,90	0,60
MgO	41,80	39,55	33,74	36,19	35,43	34,94	32,80
Na ₂ O	0,10	0,10	0,05	0,05	0,07	0,08	0,13
K ₂ O	н/о	н/о	н/о	0,05	н/о	0,05	0,08
P ₂ O ₅	0,004	0,004	0,007	0,004	0,02	0,02	0,03
П. п. п.	3,61	1,41	12,00	12,52	11,46	13,52	11,79
С у м м а	100,13	99,58	98,87	99,99	100,06	99,95	100,53

Примечание. Пробы: 6155 — дунит, 6029/1 — гарцбургит, истоки руч. Малый Абатек; 7043 — серпентинит, истоки руч. Бол. Абатек; 5561 — серпентинит из другого тела, там же; K-107/56 — апогарцбургитовый серпентинит, бассейн руч. Прелинского; Ш-83 — аподунитовый серпентинит, левобережье руч. Камзыл; 5553/2 — серпентинит бассейн руч. Ср. Абатек.

обладают панидиморфнозернистой структурой и практически всегда содержат ортопироксен в количестве 3—5%.

Особенности химического состава гипербазитов заключаются в высоком содержании магния (32,8—41,8%), ничтожно малом содержании щелочей (до 0,13%), причем калий в большинстве проб не обнаружен, низком содержании титана (0,1—0,18%), кальция (0,11—1,80%) и алюминия (до 2%). Отношение М : F в большинстве случаев составляет 8—10. Из элементов-примесей отмечены никель, кобальт, хром и марганец, содержания которых близки к кларковым.

Приведенные материалы указывают на тождественность гипербазитов верховьев р. Мимии как всем остальным ультраосновным породам района, так и гипербазитовой формации Алтае-Саянской складчатой области в целом (Пинус и др., 1958).

Вопрос о возрасте гипербазитов до последнего времени остается дискуссионным. Согласно нашим данным, в верховьях р. Мимии тела гипербазитов размещаются в терригенных отложениях нижнего кембрия и прорваны гранитоидами верхнего кембрия, что подтверждает представления о раннепалеозойском возрасте комплекса.

ПИРОКСЕНИТ-ГАББРОВЫЙ КОМПЛЕКС СРЕДНЕГО — ВЕРХНЕГО КЕМБРИЯ

В исследованном районе развит своеобразный комплекс интрузивных пород преимущественно основного состава, нередко пространственно со вмещенных с более молодыми гранитами и сиенитами. Среди геологов-съемщиков достаточно прочно утвердилось мнение о том, что эти породы генетически связаны с гранитами, являясь или производными первой фазы, или гибридными контактовыми образованиями, сопряженными с круп-

ными гранитоидными плутонами. Имеется и другая точка зрения, согласно которой габброиды рассматриваются как самостоятельные докембрийские интрузии габбро-диоритового типа. Вместе с тем нами установлено, что они характеризуются вполне определенными специфическими особенностями, позволяющими выделить их в комплекс базитовых интрузий, предшествующих появлению гранитов и сходных по многим признакам с раннепалеозойскими стратифицированными габбровыми массивами Восточного Саяна (Ящук, 1970, 1971).

Известно более двух десятков габбровых плутонов, в размещении которых наблюдается достаточно четко выраженная закономерность. Они приурочены к предельным тектоническим швам Манского прогиба в юго-восточном его окончании, локализуясь главным образом в пересечениях разломов северо-западного и северо-восточного направлений. Подавляющее их большинство располагается в жестком обрамлении Манского прогиба, в структурах преимущественного развития отложений бирюсинской серии. Площадь массивов составляет обычно 5—20 км² и лишь в единичных случаях достигает 70—105 км². Наиболее крупные тела имеют лополито-подобную и воронкообразную форму. Большинство массивов в той или иной мере стратифицированы.

Типичным примером интрузий рассматриваемого комплекса является Размановский плутон, прорывающий отложения нижнего кембрия в крайнем юго-восточном окончании Манского прогиба. Площадь сохранившейся части плутона 8,0 км². Форма тела воронкообразная с углами падения контактов 25—35°. В его разрезе выделяются два крупных ритма. В основании первого (нижнего) ритма залегают массивные мелкозернистые пироксениты (150 м), выше которых отмечается тонкое ритмичное переслаивание оливиносодержащих пироксенитов, габбро-пироксенитов, габбро и лейкократовых габбро (150 м), а затем переслаивание средне- и мелкозернистых пироксенитов (100 м). Еще выше залегают оливиновые габбропориты (70 м), амфиболовые перидотиты (20 м), крупнозернистые пироксениты (30 м), биотит-пироксеновые габбро (50 м), габбро-пироксениты (80 м) и пироксеновые диориты (350 м). В основании второго (верхнего) ритма отмечается ритмичное переслаивание мелко- и среднезернистых пироксенитов, габбро-пироксенитов и габбро (200 м), сменяющихся вверх по разрезу мелкозернистыми пироксенитами (80 м). Наряду с ритмической имеет место скрытая расслоенность плутона, выражающаяся в уменьшении основности плагиоклазов и магнезиальности клинопироксенов от придонной к приапикальной части плутона.

Ритмическая расслоенность характерна и для многих других плутонов рассматриваемого комплекса. В бассейне руч. Катарье (верхнее течение р. Маны) И. П. Жуйко описал массив габброидов, в разрезе которого выделяются пироксениты и габбро-пироксениты с прослоями анортозитов, и сменяющие их в направлении к приапикальной части массива габбро-диориты, горнблендиты, роговообманковые диориты и кварцсодержащие биотитовые диориты. Относительно мелкие тела рассматриваемого комплекса, приуроченные к юго-западному ограничению Манского прогиба, сложены пироксенитами, среди которых нередки разности, содержащие оливин или оливин и ортопироксен (до 10—15%). Менее распространены здесь габбро, содержащие наряду с клинопироксеном обыкновенную роговую обманку. Характерными акцессорными минералами являются магнетит и титаномагнетит, наибольшие концентрации которых отмечаются в пироксенитах и габбро-пироксенитах, а также апатит, сфен и иногда пирротин.

На контактах с более молодыми интрузиями палеозойских гранитоидов в габброидах обычно широко развиты процессы контактового метаморфизма, выражающиеся в амфиболлизации пироксенов, раскислении и сосюритизации плагиоклазов, появлении новообразований микроклина, хлоритизации пироксенов и амфиболов. Местами габброиды настолько

Таблица 7

Химический состав типичных пород пироксенит-габбрового комплекса среднего — верхнего кембрия

Компонент	5а/4*	816	116/1	Ш-85	Ш-73	4748*	5061*	3882*	4457*	4664*	3101*	3145*
SiO ₂	43,81	44,50	48,36	48,96	46,96	45,66	48,36	40,52	49,76	51,08	47,30	51,40
TiO ₂	1,57	2,08	0,89	1,22	0,86	1,93	2,12	5,02	0,78	0,81	1,65	1,48
Al ₂ O ₃	14,10	9,35	13,83	16,56	19,21	16,45	16,10	14,46	17,57	16,55	17,66	18,19
Fe ₂ O ₃	7,34	7,11	3,35	2,87	2,61	4,15	4,65	5,72	2,75	1,75	4,17	2,46
FeO	3,12	5,03	4,81	4,81	4,38	8,05	7,61	9,87	5,17	8,04	6,68	6,60
MnO	0,16	0,23	0,13	0,15	0,11	0,26	0,22	0,24	0,16	0,15	0,13	0,14
CaO	14,37	19,50	15,55	14,83	14,04	9,58	8,30	10,23	9,23	8,22	6,62	8,06
MgO	9,11	8,30	10,24	7,52	7,94	7,22	5,54	5,43	7,61	5,39	7,43	5,84
Na ₂ O	1,19	0,93	1,65	2,00	2,05	2,40	3,30	2,70	2,90	3,00	3,15	3,50
K ₂ O	0,27	0,46	0,37	0,40	0,39	0,60	1,12	0,60	1,60	2,50	1,72	1,85
П. п. п.	4,03	1,79	1,08	1,57	1,32	3,12	2,12	4,32	1,89	2,31	3,02	0,80
С у м м а	99,42	99,28	100,46	100,29	99,87	99,42	99,47	99,11	99,42	99,80	99,53	99,72

Примечание. Пробы: 5а/4 — пороксенит (Размановский массив); 816 — плагиоклазовый вебстерит, 116/1 — габбро-пироксенит; Ш-85 — оливиновый габбро-норит; Ш-73 — оливиновое габбро (Южный массив); 4748 — габбро; 5061 — биотит-оливиновое габбро; 3882 — оливиновый габбро-норит; 4457 — габбро-диорит-кократовое (Ширский массив); 4664, 3101 — габбро-диориты; 3145 — рогообманковый диорит.* — анализы заимствованы у В. И. Тараненко и И. П. Жукенко.

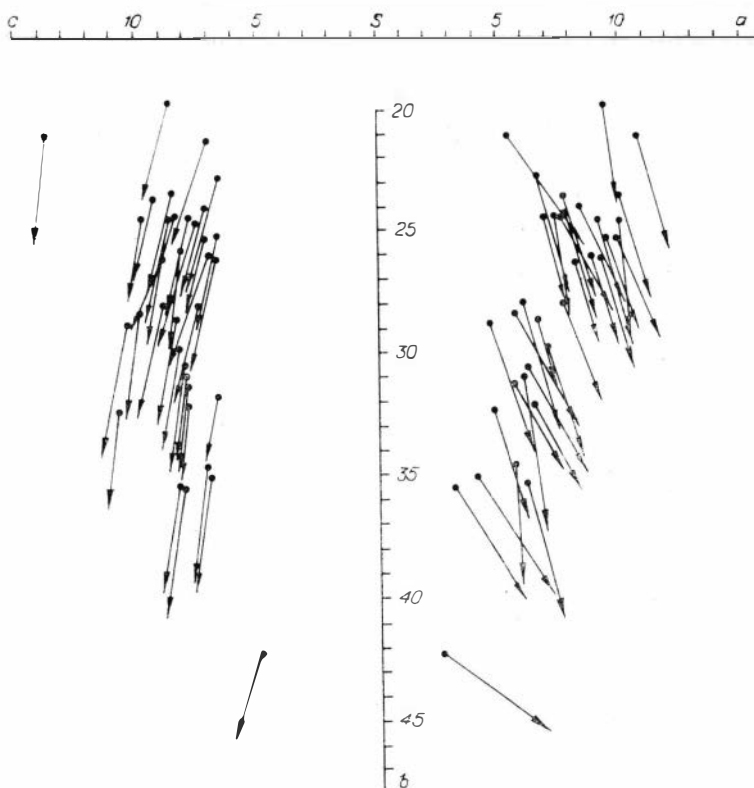


Рис. 4. Химический состав пород пироксенит-габбрового комплекса среднего — верхнего кембрия.

изменены гранитами, что превратились в весьма пестрые по составу и структурно-текстурным особенностям диоритоподобные породы.

Химические анализы габброидов (табл. 7) указывают на то, что они представляют собой ряд дифференциатов магмы базальтового состава в большинстве случаев слегка недосыщенных кремнеземом и бедных щелочами. Отношение Mg и Fe колеблется в них в пределах 0,5—2,3. На диаграмме А. Н. Заварицкого (рис. 4) векторы образуют широкий и протяженный рой, указывающий на широкие вариации пород по меланократовости, значительные колебания состава плагиоклазов и резкое преобладание в сумме щелочей натрия. В апатитовых пироксенитах небольших массивов (юго-восточная оконечность Манского прогиба) отмечены повышенные (до 4,25%) содержания P_2O_5 . В отдельных разновидностях габброидов Ширского массива, обогащенных титаномагнетитом, установлены относительно высокие (до 5,02%) содержания титана.

Спектральным анализом в габброидах установлены близкие к кларковым содержания никеля, хрома, ванадия, кобальта, галлия и относительно низкие (в 3—10 раз меньше кларковых) содержания меди, циркония и стронция.

Рассматриваемые массивы во многих отношениях сходны с раннепалеозойскими плутонами габбро-пироксенитового типа, выделенными и описанными в пределах Сисим-Газырского синклинория (Поляков и др., 1972). Нижняя возрастная граница комплекса определяется тем, что габброиды прорывают в верховьях р. Мимши фаунистически охарактеризованные отложения нижнего кембрия, а верхняя устанавливается на основании прорыва габброидов верхнекембрийскими гранитоидами. Таким образом, возраст комплекса средне-верхнекембрийский.

Гранитоиды раннепалеозойского возраста являются наиболее широко распространенными магматическими образованиями района. Наиболее крупные массивы (Кутурчинский, Кирельский, Минский) приурочены к крупному разлому, ограничивающему Манский прогиб на северо-востоке. Они имеют штокоподобную и батолитоподобную форму, относительно крупные размеры (до 300 км²) и несогласны со структурами вмещающих пород, причем направление боковых контактов нередко контролируется направлением тектонических нарушений. В области распространения кембрийских отложений Манского прогиба известен Ангульский шток и ряд небольших по размерам массивов штокоподобной формы.

Массивы сложены преимущественно биотитовыми гранитами и в меньшей мере граносиенитами, сиенитами и диоритами. Типичный представитель комплекса — Кутурчинский массив представляет собой батолитоподобное тело сложных очертаний, боковые поверхности которого ограничены тектоническими нарушениями, падающими под углом 70—80° преимущественно в юго-западном направлении. Поверхность массива неровная, относительные колебания ее отметок достигают 1000—1200 м. Границы апикальной части, местами скрытой под породами кровли, достаточно уверенно оконтуриваются повышенным магнитным полем (1000—1500 гамм) и подтверждаются широким развитием в пределах этого контура контактово-измененных пород и многочисленных выходов гранитоидов. Площадь массива составляет 295 км², а с учетом нескрытой его части — 450—500 км². Нижняя кромка западной части массива находится на глубине 12 км (Парфенов, 1967). В структурном отношении это конформное, несогласное и гармоничное тело. Контакты с вмещающими породами, как правило, резкие и четкие. Экзоконтактовые изменения развиты преимущественно в кровле.

Кутурчинский массив сложен гранитами (80%), граносиенитами и сиенитами (10%) и диоритами (10%). Широко распространены жильные и дайковые образования — мелкозернистые порфировидные граниты, аплиты, сиенит-порфиры, спессартиты, диоритовые порфириды и пегматиты. Граниты представляют собой равномерно-зернистые или порфировидные породы светло-серые с розоватым оттенком. Выделяются три фациальные разности — мелко-, средне- и крупнозернистые граниты, постепенно сменяющие друг друга в направлении от приконтактовых к центральным частям массива и образующие три концентрические зоны. Мощность двух первых зон достигает 200—400 м. Граниты сложены кварцем (30—37%), плагиоклазами (8—10%), калинатовыми полевыми шпатами (45—55%) и биотитом (1—4%). Из аксессуарных минералов отмечены магнетит, ильменит, пирит, сфен, циркон, гранат, монацит, ортит, эвксенит, колумбит, фергусонит, торит, рутил, анатаз, апатит, турмалин, флюорит, молибденит, шеелит и галенит. Кварц наблюдается в виде двух генераций. Ранняя представлена отчетливо идиоморфными бипирамидальными кристаллами, встречающимися в виде редких пойкилитовых включений в полевых шпатах среднезернистых гранитов. Кварц второй, более поздней, генерации ксеноморфен. Нередко он образует гнездовые или линзоподобные агрегаты, подчеркивающие местами грубополосчатую текстуру пород. Калинатовые полевые шпаты наряду с кварцем относятся к наиболее ксеноморфным минералам гранитов. Исключение составляют порфировидные выделения, имеющие обычно хорошую окантовку. Различаются однородные (криптопертитовые) калинатовые полевые шпаты, микропертиты и пертиты. Количество альбитовой фазы в последних составляет 40—45%.

Плагиоклазы гранитов отличаются заметным идиоморфизмом по отношению к калинатовым полевым шпатам и нередко встречаются в виде таблитчатых или округлых включений в последних. Иногда эти

Химический состав типичных пород комплекса гранитоидов верхнего кембрия

Компонент	1	2	3	4	Э-75	Э-78	449	69	3094/1	3139	3895
SiO ₂	72,78	75,98	72,95	74,07	69,84	68,14	64,24	60,40	51,24	46,88	50,72
TiO ₂	0,24	0,14	0,30	0,25	0,54	0,34	0,71	0,98	1,49	1,40	1,22
Al ₂ O ₃	13,98	12,61	13,79	13,36	15,32	15,85	17,64	18,10	16,89	18,43	16,64
Fe ₂ O ₃	0,81	0,48	0,98	0,64	0,48	1,33	1,79	2,66	4,87	4,40	2,83
FeO	1,28	0,94	1,26	1,09	1,01	1,32	1,62	2,37	4,96	6,14	5,48
MnO	0,04	0,03	0,03	0,02	0,11	0,16	0,05	0,10	0,09	0,18	0,14
MgO	1,34	0,62	0,97	0,85	0,29	0,31	0,26	1,36	3,94	6,32	6,16
CaO	0,46	0,14	0,37	0,24	1,07	1,07	1,00	2,92	7,40	9,00	9,48
Na ₂ O	3,47	3,50	3,72	3,58	5,91	4,07	6,84	5,38	3,91	3,85	3,25
K ₂ O	4,97	4,71	4,93	5,23	4,39	7,48	5,64	4,66	2,64	1,34	1,72
P ₂ O ₅	0,05	0,02	0,04	0,04	0,03	0,04	0,05	0,28	0,95	0,51	0,26
П. п. п.	0,55	0,39	0,51	0,44	0,43	0,38	0,65	0,44	1,15	1,70	1,61
С у м м а	99,97	99,56	99,85	99,81	99,42	100,49	100,49	99,65	99,53	100,15	99,51

П р и м е ч а н и е. Пробы: 1 — мелкозернистый гранит (среднее по 14 анализам); 2 — среднезернистый гранит (среднее по 28 анализам); 3 — крупнозернистый гранит (среднее по 30 анализам); 4 — дайковый гранит (среднее по 5 анализам); Э-75, Э-78 — биотит-роговообманковые граносиениты; 449 — биотит-роговообманковый кварцсодержащий сиенит; 69 — роговообманковый сиенит; 3094/1 — биотит-роговообманковый диорит; 3139 — биотит-пироксен-роговообманковый габбро-диорит; 3895 — биотит-пироксеновый диорит. Все пробы из пород Кутурчинского плутона.

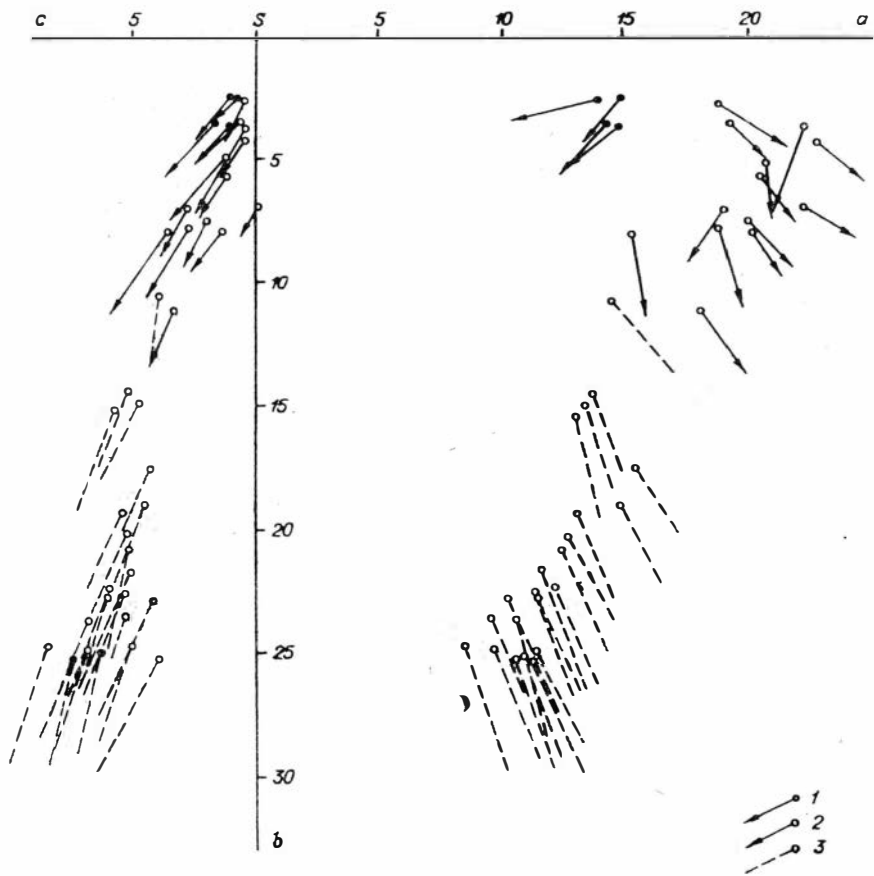


Рис. 5. Химический состав гранитоидов Кутурчинского массива.
 1 — средние составы гранитов; 2 — сиениты и grano-сиениты; 3 — диориты и габбро-диориты.

включения имеют неправильные скелетные формы с изъеденными зазубренными краями. Плагноклаз зональный; обычно хорошо выражены 2—3 зоны. Ядра, одновременно погасающие во всех точках, занимают 50—60% площади зерен. Состав центральных зон соответствует олигоклаз-андезину № 26—37, по периферии основность плагноклазов понижается до № 10—12. Биотит иногда образует скопления линзовидной либо гнездовой формы размером до 1—2 см. В мелкозернистых фациях он плеохроирует в зеленоватых тонах ($Nm = 1,663$); в среднезернистых и крупнозернистых гранитах биотит менее железистый ($Nm = 1,655—1,658$), плеохроирует от светло-желтого до темно-бурого цвета. Местами биотит замещается агрегатами мусковита и магнетита. Постмагматические изменения гранитов заключаются в их более или менее сильной альбитизации и грейзенизации.

Сиениты слагают эндоконтактные зоны в тех их частях, где вмещающие породы представлены доломитизированными известняками и в меньшей части раннепалеозойскими габброидами. Появление фации сиенитов сопровождается образованием в экзоконтактах магнетитсодержащих диопсид-геденбергитовых скарнов. Сиениты представляют собой неравномерно-зернистые массивные породы розовато-светло-серого цвета, сложенные микроклин-пертитом, зональным олигоклаз-андезином № 26—43 с антипертитовыми выделениями решетчатого микроклина, биотитом и обыкновенной роговой обманкой (до 10—15%). Присутствуют кварц (до 5%), ильменит, магнетит, циркон, гранат, сфен, апатит, флюорит, пирит, тур-

малин, молибденит, галенит. Граносиениты отличаются более высоким (до 15—20%) содержанием кварца.

Диориты и диоритоподобные породы Кутурчинского массива являются гетерогенными образованиями. В одних случаях они обнаруживают тесную связь с полями развития терригенно-вулканогенных пород кувайской серии и, по-видимому, образовались за счет гранитизации последних. В других случаях диориты и диоритоподобные породы наблюдаются в гранитах в виде четко ограниченных ксенолитов.

Граниты Кутурчинского массива (табл. 8, рис. 5) в сравнении со стандартными типами отличаются более высоким содержанием кремнезема и суммы щелочей и более низким всех прочих компонентов (в особенности железа, магния и кальция). Мелкозернистые фации относительно обогащены кальцием, среднезернистые — кремнеземом, но в целом граниты характеризуются выдержанным однородным составом. Сиениты близки к стандартному типу щелочного спенита. По данным спектральных анализов, граниты отличаются повышенными (в 2—3 раза в сравнении с кларковыми) содержаниями свинца и олова. Мелкозернистые фации относительно обогащены молибденом, крупнозернистые — кобальтом, хромом и барием, а среднезернистые — свинцом, оловом, вольфрамом, золотом, лантаном, иттрием, бериллом, ниобием, тапталом и стронцием.

Другие массивы рассматриваемого комплекса — это однофазные интрузии биотитовых гранитов, обладающих выдержанным однородным составом, близким к эвтектическому (рис. 6), и имеющих резкие рвущие контакты с вмещающими породами.

Гранитоиды прорывают фаунистически охарактеризованные осадки нижнего кембрия и в верховьях р. Тасжний Баджей встречаются в галечке конгломератов нарвской свиты верхнекембрийско-ордовикского возраста. Определения абсолютного возраста, выполненные по биотитам кутурчинских гранитов калий-аргоновым методом в Лаборатории геохронологии ИГиГ СО АН СССР Л. В. Фирсовым, дали значения 474 ± 8 млн. лет*. Близким к этому оказался и возраст монацита из гранитов Аигульского штока — 460 ± 50 млн. лет (свинцово-урано-ториевый метод, М. И. Волобуев и др., 1970). Таким образом, имеющиеся данные свидетельствуют о раннепалеозойском (верхнекембрийском) возрасте рассматриваемого комплекса.

ТРАХИАНДЕЗИТ-ЛИПАРИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ РАННЕГО ДЕВОНА

В северной части Манского прогиба, в области сочленения этой структуры с Рыбинской впадиной, развит комплекс вулканогенных образований раннего девона, обнажающихся в виде изолированных пятен

* Определение сделано по международным константам ($\lambda_K = 0.585 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹, $\lambda_B = 4.68 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹). При перерасчете на константы $\lambda_K = 5.57 \cdot 10^{-11}$ год⁻¹, $\lambda_B = 4.72 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹ получается цифра 493 ± 8 млн. лет.

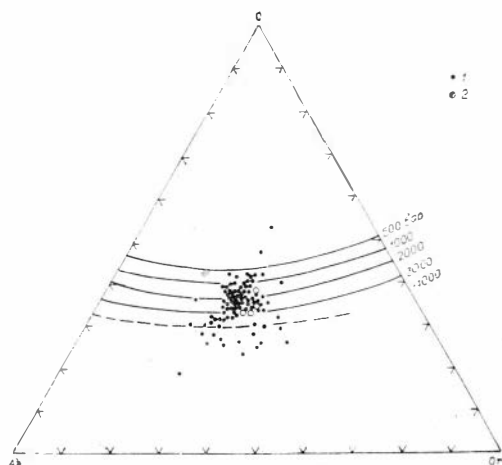


Рис. 6. Составы силикатной части гранитов верхнего кембрия.

1 — данные по различным массивам; 2 — средние данные по фациальным разностям гранитов Кутурчинского массива.

Таблица 9

Химический состав пород трахиандезит-липаритовой формации раннего девона (1—5) и раннедевонского комплекса субвулканических гранитов и сиенитов (6—12)

Компонент	1407	2803	3500	3502	6004	182	2036	Ш-1318	5047	5069	6123	6124
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	57,30	57,24	69,20	71,48	65,92	69,72	71,84	65,48	65,24	68,20	72,60	64,36
TiO ₂	1,17	1,11	0,40	0,45	0,60	0,46	0,30	0,53	0,57	0,68	0,51	0,66
Al ₂ O ₃	17,87	18,16	14,65	14,19	16,90	14,67	14,30	18,60	18,25	15,63	14,82	18,07
Fe ₂ O ₃	6,19	7,62	2,50	2,04	2,96	1,28	0,99	2,17	1,97	2,73	1,59	2,49
FeO	1,18	0,43	0,24	0,50	0,40	1,08	1,36	0,21	0,21	0,96	0,32	0,28
MnO	0,11	0,08	0,06	0,17	0,11	0,05	0,03	0,07	0,08	0,04	0,11	0,05
CaO	3,12	1,23	0,73	1,16	1,16	1,95	1,37	0,51	0,72	0,58	0,51	0,51
MgO	2,03	2,25	0,78	0,26	0,94	0,96	0,82	0,26	0,26	0,88	0,28	0,52
Na ₂ O	5,10	5,50	4,55	5,30	5,40	3,20	3,90	5,20	5,40	4,10	3,45	5,40
K ₂ O	3,20	3,80	5,45	2,70	4,40	3,60	3,50	6,40	6,50	4,20	4,22	6,50
P ₂ O ₅	0,48	0,44	0,10	0,18	0,20	0,06	0,06	0,04	0,04	0,41	0,05	0,07
П. п. н.	2,60	1,51	0,70	0,92	0,82	2,68	1,81	0,44	0,48	1,37	1,21	0,57
С у м м а	100,35	99,37	99,36	99,35	99,81	99,42	100,61	99,48	99,72	99,48	99,67	99,48

Примечание. Пробы: 1407 — трахиандезитовый порфирит, верховья р. Базаихи; 2803 — трахиандезитовый порфирит, 3 км восточнее дер. Шахматово; 3500, 3502 — кварцевые порфиры, верховья р. Базаихи; 6004 — кератофир, там же; 182, 2036 — гранит-порфиры, верховья р. Корбик; 5059 — граносиенит, район дер. Кубеинки; 6123 — гранит, там же; Ш-1318, 5047, 6124 — сиениты, там же. Анализы заимствованы у В. И. Попова.

на площади до 10 км² и несогласно залегающих на отложениях шахматовской и синерской свит нижнего и среднего кембрия. По данным В. И. Попова, Л. В. Яконюк и Ю. Т. Москвитина, изучавших эти отложения в верховьях р. Базаихи в 1963—1964 гг., нижняя часть разреза вулканогенной толщи представлена чередованием пироксеновых, пироксен-плагиоклазовых и андезитовых порфиритов, перемежающихся с их туфами и ларобрекчиями, а в верхней части преобладают кварцевые порфиры и кератофиры. Общая мощность вулканогенных образований составляет 200—250 м.

Пироксеновые и пироксен-плагиоклазовые порфириты характеризуются темно- или коричневато-серой с зеленоватым оттенком окраской и порфировым или миндалекаменным строением. В порфировых выделениях присутствуют моноклинный пироксен и основной плагиоклаз. Миндалины овальной формы выполнены цеолитами, хлоритом или агрегатом кварцевых зерен.

Андезитовые порфириты обладают серой окраской и содержат порфировые выделения плагиоклаза (варьирующего по составу от олигоклаза до андезит-лабрадора), наряду с которыми иногда встречаются вкрапленники пироксена. Основная масса гиалопилитовая состоит из микролитов плагиоклаза и продуктов раскristаллизации стекла. По химизму (табл. 9, анализы 1407, 2803) породы близки к трахиандезитам.

Кварцевые порфиры и кератофиры представляют собой плотные микрозернистые породы, окрашенные в светло-розовые, вишневые и серовато-оранжевые тона и обладающие достаточно отчетливо выраженным порфировым сложением. В кератофирах вкрапленники альбита нередко образуют гломеробластовые скопления в трахитовой основной массе. По химическому составу (см. табл. 14) эти породы, по Р. Дэли, занимают промежуточное положение между кварцевыми кератофирами и трахитами.

Рассмотренная ассоциация по составу и соотношению, слагающих ее пород практически аналогична трахиандезит-липаритовой формации (по Г. В. Полякову, 1974), формировавшейся в среднем палеозое в пределах наложенных грабенообразных межгорных впадин (Минусинской, Рыбинской и др.) и обрамляющих их складчатых сооружений на обширной территории Алтае-Саянской складчатой области. На этом основании возраст ассоциации принимается как раннедевонский.

КОМПЛЕКС СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ ГРАНИТОВ И СИЕНИТОВ РАННЕГО ДЕВОНА

Субвулканические интрузии гранитов и сиенитов тяготеют к области развития вулканогенных образований раннего девона и представлены небольшими по размерам дайкоподобными и штокообразными телами, приуроченными к тектоническим нарушениям субмеридионального направления. К ним относятся Новоалексеевский, Корбикский и Кубеинский массивы, изученные В. И. Поповым в северной части Манского прогиба в 1963—1964 гг. В состав рассматриваемого комплекса входят, по-видимому, также дайки гранит-порфиров, диабазов и диоритовых порфиритов.

Новоалексеевский и другие массивы сложены средне- и крупнокристаллическими розовато-серыми и розовато-красными биотит-роговообманковыми сиенитами, гранитами и граносиенитами, сменяющимися в эндоконтактных зонах светло-серыми мелкозернистыми гранит-порфирами.

Сиениты характеризуются гипидиоморфнозернистой структурой и сложены микроклин-пертитом (90—95%), образующим зерна удлиненной формы размером 1,5—4 мм, а также незначительным количеством темноцветных минералов и кварца. Граниты наряду с преобладающим микро-

клин-пертитом содержат до 10% олигоклаза и до 25—30% кварца. Гранит-порфиры отмечены в эндоконтактных зонах Новоалексеевского и Корбикского массивов. Порфировые выделения кварца и олигоклаза нередко наблюдаются в виде гломеропорфировых скоплений. Акцессорные минералы во всех отмеченных выше разновидностях пород представлены магнетитом, сфеном, апатитом, цирконом.

По химическому составу (см. табл. 9) сиениты Кудеинского и других массивов, по R. Дэли, близки нордмаркитам. В граносиенитах и гранитах, отвечающих в целом составу нормального щелочноземельного гранита R. Дэли, увеличивается количество кремнезема и уменьшается суммарное содержание щелочей, однако при этом соотношение натрия к калию заметно не меняется (величина n колеблется в пределах 55—59). Гранит-порфиры эндоконтактных зон массивов отличаются в сравнении с гранит-граносиенитами центральных зон более низким содержанием щелочей и более высоким кальция.

Интрузии рассматриваемого комплекса, по данным В. И. Попова, прорывают отложения нарвской свиты верхнекембрийско-ордовикского возраста и встречаются в гальке конгломератов карымовской свиты нижнего-среднего девона. Возраст биотита из гранитов Новоалексеевского массива составляет 358 млн. лет (определение выполнено в Лаборатории геохронологии ИГиГ СО АН СССР). На основании этих фактов достаточно определено устанавливается раннедевонский возраст комплекса.

ЩЕЛОЧНЫЕ БАЗАЛЬТОИДЫ ПОСЛЕКАРБОНОВОГО (МЕЗОЗОЙСКОГО?) ВОЗРАСТА

В этот комплекс выделены немногочисленные тела щелочных базальтоидов, наблюдающиеся в виде даек до 10 м мощностью, neckов диаметром 10—15 м и силлов протяженностью до 200 м и мощностью до 30—40 м. Эти тела контролируются тектоническими нарушениями северо-западного направления и образуют две разобщенные группы, одна из которых находится в верховьях р. Таежный Баджей, а другая — в верхнем течении р. Маны. Слагающие их породы весьма разнообразны. Среди них наиболее распространены анальцимовые и анальцим-амфиболовые лимбургиты, анальцимовые нефелиниты, базаниты и эссекситы.

В интересующем нас районе щелочные базальтоиды прорывают отложения докембрия и нижнего кембрия. По данным А. Ф. Струкуленко, аналогичные образования Северо-Минусинской впадины на водоразделе рек Черного и Белого Июсов прорывают песчаники ойдановской свиты верхнего девона, которые без существенных перерывов и несогласия перекрываются также верхнедевонскими, а затем карбонowymi отложениями (Струкуленко, Дедюхин, 1961). На основании этих данных возраст щелочно-базальтовой ассоциации определяется как послекарбонový. Ю. А. Кузнецов (1932), рассматривая послекарбонové щелочные образования Северной Минусы и других районов, пришел к выводу о верхнепалеозойском, возможно, раннемезозойском их возрасте.

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ В РАЗВИТИИ МАГМАТИЗМА РАЙОНА

Проявления магматизма в рассматриваемом районе имели место главным образом в конце раннего (1800 млн. лет) и в позднем протерозое (1200—1000 млн. лет) и раннем палеозое (550—490 млн. лет), т. е. повторялись с довольно постоянным интервалом времени, близким к 600—700 млн. лет. Эпохи активизации тектоно-магматической деятельности и продолжительность разделяющих их амагматических эпох оказываются

близкими с теми, которые установлены для Алтае-Саянской складчатой области (Гляровский, 1972) и с планетарными тектоно-магматическими циклами — беломорским, гренвильским и салаирско-каледонским. В отдельные циклы (гренвильский и салаирско-каледонский) магматические комплексы сближены по времени и группируются в магматические серии. Первая из них — габбро-гранодиорит-плагиогранитная — включает в себя комплекс габброидов позднего протерозоя и комплекс диорит-гранодиорит-плагиогранитов этого же возраста. Основания для выделения серии — близость возраста, пространственная совмещенность и преемственность вещественного состава обоих комплексов.

Вторая серия объединяет вулканиты спилито-диабазовой формации и интрузии комплекса габбро-пироксенитов и габбро-диабазов, которые по химическому составу тождественны породам спилито-диабазового ряда и неразрывно связаны с ними пространственно. Возраст серии также позднепротерозойский, но между временем ее формирования и временем становления более ранней габбро-диорит-плагиогранитной серии существовал значительный перерыв, о чем свидетельствует обильная галька габброидов и плагиогранитов в конгломератах, образующих прослойки в толще спилитов и диабазов. Базитовые члены этих двух серий существенно отличаются по содержанию в них титана, более высокому (1,80%) в спилитах и диабазах и более низкому (0,81%) в габброидах габбро-гранодиорит-плагиогранитной серии. В начале салаирско-каледонского этапа активизации за относительно короткое время сформировались три интрузивных комплекса — гипербазиты, габброиды и гранитоиды, которые в целом могут быть объединены в серию, тождественную во многих отношениях гипербазит-габбро-гранитному формационному ряду, выделяемому Э. П. Изухом (1965). В конце салаирско-каледонского этапа последовательно сформировались вулканиты трахиандезит-липаритовой формации и субвулканические интрузии гранитов и сиенитов, представляющие собой, по-видимому, серию комагматических образований раннедевонского возраста.

Наиболее важной и интересной закономерностью в развитии магматизма исследованного района является изменение химического состава магматических образований во времени. Для сравнительной характеристики полихронных базальтовых и гранитных составляющих комплексов использованы анализы наиболее типичных и широко распространенных разновидностей пород. Сопоставление химического состава базальтоидов, формировавшихся от позднего протерозоя до мезозоя включительно, показывает, что с течением времени в них постоянно уменьшается содержание кремнезема (от 50,68 до 41,38%) и также направленно возрастает меланократовость пород (величина «f», равная 24,2 в габброидах позднего протерозоя, увеличивается до 36,4 в базальтоидах мезозойского возраста).

Сумма щелочей в базальтоидах докембрия и палеозоя примерно равная и колеблется в пределах 2,49—3,89%; резкое возрастание щелочности наблюдается лишь в базальтоидах мезозоя. В то же время соотношение щелочей постоянно изменяется в сторону увеличения роли калия — величина «m» в протерозойских комплексах составляет 92,3—80,8, в раннепалеозойских габброидах — 81,4 и в мезозойских — 70,8. Содержание пятиоксида фосфора постоянно увеличивается и составляет в крайних членах ряда соответственно 0,15 и 0,80%. Интересно, что позднепротерозойские базальтоиды по химическому составу соответствуют в целом толеитовому типу магмы, мезозойские близки к магме оливин-базальтового состава, а базиты раннепалеозойского возраста обладают составом, промежуточным между этими крайними типами. Таким образом, на сравнительно ограниченном пространстве мы видим совмещение существенно различных по химизму магм основного состава. Возможно, что одним из факторов, определяющих разнообразие базальтоидов, является, при про-

чих равных условиях, изменение их химизма во времени. На это обстоятельство обратил внимание В. Л. Масайтис (1970), проанализировав изменение во времени состава толеитовых базальтов платформ и обнаружив при этом возрастание меланократовости и уменьшение содержания кремнезема в более молодых по возрасту образованиях. Еще раньше Ю. А. Кузнецов (1964) подчеркивал преимущественно более молодой возраст щелочных оливин-базальтовых ассоциаций в пределах материковых структур по сравнению с возрастом трапповых формаций.

В магмах гранитного состава, формирование которых происходило от раннего протерозоя до девона включительно, наиболее четко выражено постоянное возрастание общей щелочности и изменение отношения натрия к калию. В наиболее древних породах гранитного ряда сумма щелочей составляет 5,19%, а величина $n = 87,9$. В позднепротерозойских плагитогранитах общее содержание щелочей возрастает до 8,77%, а величина n уменьшается до 78,3. Палеозойские гранитоиды характеризуются максимальным суммарным содержанием щелочей (8,65—10,27%) и вместе с тем наиболее низким отношением натрия к калию ($n = 53,4—56,6$). Отмеченная тенденция связана, очевидно, с постоянным возрастанием щелочности и увеличением роли калия в составе интрателлурических растворов стимулирующих гранитное магмообразование. Тот факт, что увеличение щелочности гранитоидов и близких к ним по возрасту базальтоидов происходит параллельно, является еще одним подтверждением глубинной (мантийной) природы интрателлурических растворов.

В расчленении и корреляции верхнедокембрийских — нижнекембрийских отложений все большую роль приобретают микрофоссилии (акритархи) — группа одноклеточных морских водорослей. В пределах Сибирской платформы стратиграфическое распространение микрофоссилий в интервале от верхнего рифея до нижнего кембрия включительно изучено в Иркутском амфитеатре, Юдомо-Майском районе, Прибайкалье, Туруханском районе (Тимофеев, 1966, 1969, 1976; Рудавская, 1967, 1973, 1974а; Рудавская, Фролов, 1974; Пыхова, 1969; Файзулина и др., 1973; и др.), где были установлены четыре последовательно сменяющихся возрастных комплекса (Пятилетов, 1977).

Микропалеоботанические исследования в пределах восточной части Манского прогиба проводились впервые. Этому анализу было подвергнуто более двадцати разрезов верхнего докембрия и нижнего кембрия, вскрытых линиями горных выработок и естественных обнажений. Наиболее детально были изучены верхнедокембрийские отложения — ангалойского и апастасьинского горизонтов, что связано с присутствием в них благоприятных разностей пород. Наиболее интересные результаты этих исследований, где наблюдается смена комплексов микрофоссилий или присутствие одного, но достаточно полно представленного, были получены в восьми основных разрезах (см. рисунок).

Большая часть выделенных микрофоссилий относится к сфероморфидам, классификация которых в настоящее время является одной из наиболее сложных и дискуссионных (Тимофеев, 1966, 1973, 1974; Рудавская, 1974б, 1976; Крылов, Соколов, 1976; и др.). Приняв принцип неадекватности морфологических признаков сфероморфид и установив их таксономическую соподчиненность, автор провел ревизию ранее описанных сфероморфных микрофоссилий и дал их синонимическую таблицу (Пятилетов, 1977).

Все выделенные микрофоссилии могут быть сгруппированы в четыре возрастных комплекса. Первый комплекс отвечает ангалойскому горизонту и нижней части апастасьинского; второй — оставшейся большей части апастасьинского горизонта; третий — унгутскому и нижней части жержульского (лейбинская свита и нижнекрольская подсвита) и четвертый комплекс — верхней части жержульского горизонта (верхнекрольской подсвиты) (см. рисунок).

Изучение микрофоссилий Манского прогиба показало, что они, с одной стороны, могут быть применены для корреляции древних отложений внутри этого региона, а с другой — видовой состав выделенных комплексов и их стратиграфическая приуроченность имеют много общего с комплексами Сибирской платформы. Их сопоставление позволило определить возрастную принадлежность комплексов Манского прогиба, где первый отвечает верхнерифейскому, второй — юдомскому, третий и четвертый комплексы — нижнекембрийскому возрасту (Пятилетов, 1977).

В описательной части работы дано описание всех выделенных микрофоссилий, которые относятся к 9 родам и 20 видам, так как выделение надродовых таксонов лишено всякого смысла (Кирьянов, 1974). При описании микрофоссилии расположены в алфавитном порядке.

Р о д *Baltisphaeridium* Eisenack, 1958. emend.
Downie et Sarjeant, 1963

Baltisphaeridium clarum Pjatiletov

Табл. I, фиг. 4

Baltisphaeridium clarum: Пятилетов, 1976, с. 184, табл. XXIV, фиг. 40.

М а т е р и а л *. Единичные экземпляры различной сохранности.

О п и с а н и е. Оболочки очень толстые сферические, или несколько сплюснутые, округлого или округло-овального очертания. Поверхность гладкая, без складок и покрыта многочисленными конусовидными выростами, расположенными неравномерно. Длина выростов 3—5 мк, диаметр оболочек 22—27 мк, цвет желтый.

И з м е н ч и в о с т ь. Наблюдается в количестве и характере расположения выростов.

С р а в н е н и е. Формы данного вида от *B. hirsutum* Pjat. отличаются конусовидным характером выростов.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Жержульский горизонт, верхняя под-свита крольской свиты; нижний кембрий; разрез по правому и левому бортам р. Солбии.

Baltisphaeridium cerinum Volkova

Табл. I, фиг. 6

Baltisphaeridium cerinum: Волкова, 1968, с. 17, табл. I, фиг. 1—7.

М а т е р и а л. Единичные экземпляры различной сохранности.

О п и с а н и е. Оболочки сферические, часто сплюснутые, округлого или округло-овального очертания. Поверхность гладкая, с узкими складками, покрыта извилистыми волосовидными выростами, расположенными неравномерно. Длина выростов 2—3 мк, диаметр оболочек 21—26 мк, цвет темно-желтый.

И з м е н ч и в о с т ь. Наблюдается в количестве и характере расположения выростов.

С р а в н е н и е. Описанные формы от *Archaechystrichosphae ridium capillatum* Tim. отличаются несколько меньшими размерами.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Нижний кембрий, люкатиская свита Эстонии, доминопольская свита Волыно-Подоллии, усольская и бельская свиты Иркутского амфитеатра.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Жержульский горизонт, верхняя под-свита крольской свиты; нижний кембрий; разрез по правому и левому бортам р. Солбии.

* При определении количества материала принята следующая градация: 1—5 экземпляров — единичные; 6—10 — редкие; 11—20 — немногочисленные; больше 20 — многочисленные.

Верхний рифей		Венд		Нижний кембрий			Возраст
Ангальский		Анастасьинский		Унгутский	Жержильский	Синерский	Региональный горизонт
Беретская		Жистыкская		Унгутская	Жержильская	Синерская	Свита
Первый		Второй		Третий			Комплекс

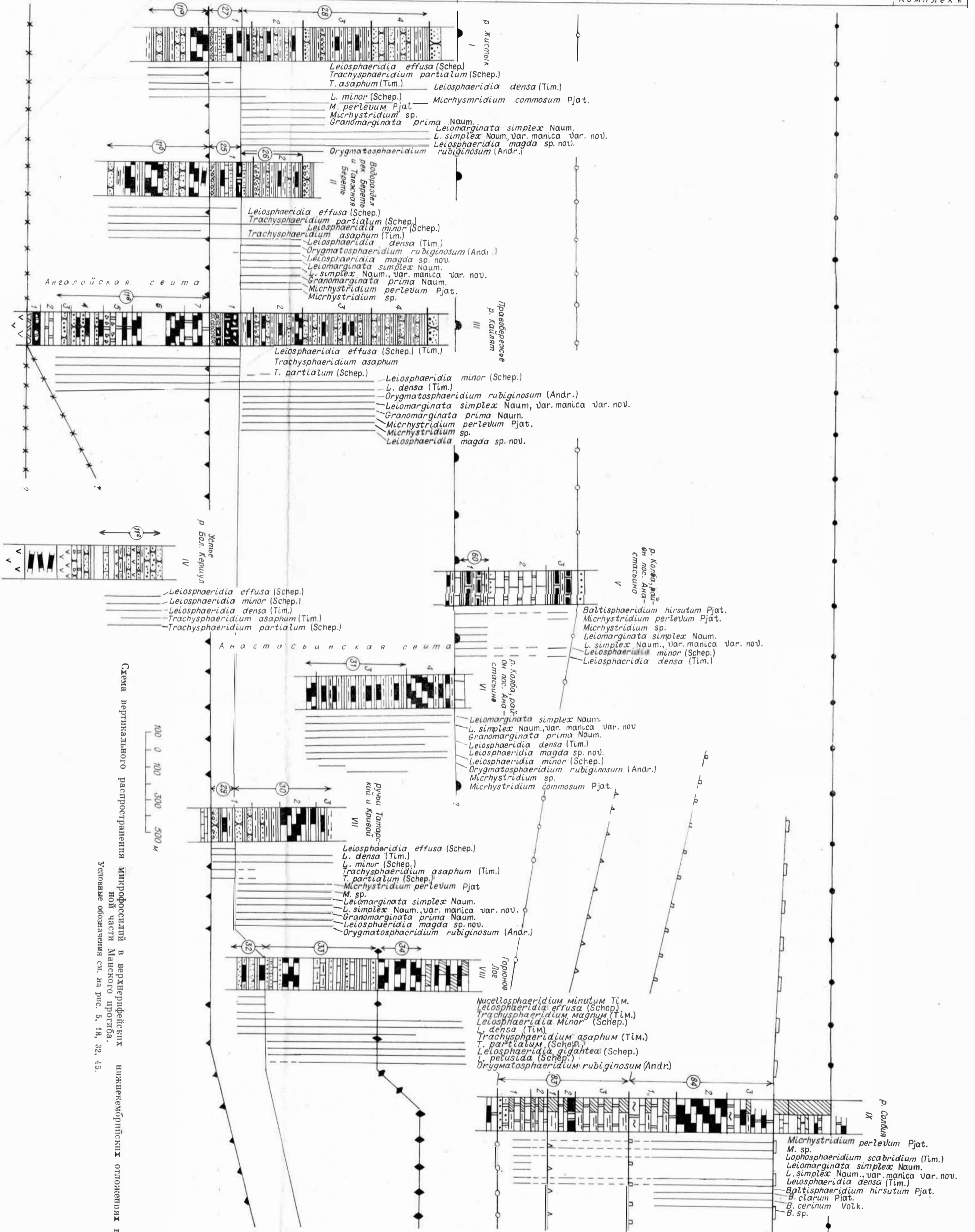


Схема вертикального распространения микрофоссилий в верхнерифейских нижнекембрийских отложениях восточной части Манского прогиба. Основные обозначения см. на рис. 5, 18, 32, 45.

Первый	Второй	Третий	Четвертый	Комплекс
Ангальская	Солбиинская	Лейбинская	Крольсккая	Подсвета
Венд	Нижняя	Верхняя	Выезжего лога	Синерская
				Свита
				Возраст

Baltisphaeridium hirsutum Pjatiletov

Табл. I, фиг. 1, 3, 5

Baltisphaeridium hirsutum: Пятилетов, 1976, с. 185, табл. XXIV, фиг. 2.

М а т е р и а л. Единичные экземпляры хорошей сохранности.

О п и с а н и е. Оболочки сферические, толстые, иногда сплюснутые. Поверхность гладкая и покрыта топкими слабоизвилистыми выростами, которые несколько расширяются к основанию, в результате чего создается волнистый контур. Оболочка имеет четкий двойной контур, ширина которого изменяется в зависимости от диаметра формы, но не превышает 2—3 мк. Диаметр оболочек 21—23 мк, цвет темно-желтый.

З а м е ч а н и е. Подобные формы приведены Н. А. Волковой (1968, табл. XII, фиг. 3) из пиритаской свиты Эстонии.

И з м е н ч и в о с т ь. Наблюдается в количестве выростов и ширине двойного контура.

С р а в н е н и е. От описанных ранее видов *Baltisphaeridium hirsutum* отличается наличием четкого двойного контура.

М е с т о п а х о ж д е н и е. Унгутский горизонт, унгутская свита; нижний кембрий; разрез в районе лога Звериного: жержульский горизонт, лейбицкая и крольская свиты; нижний кембрий; разрез по правому и левому бортам р. Солбии.

Р о д *Granomarginata* Наумова, 1960

Granomarginata prima Naumova, 1960

Табл. II, фиг. 10—12

Granomarginata prima: Наумова, 1960, табл. 3, фиг. 10; Волкова, 1968, табл. IV, фиг. 10—13.

М а т е р и а л. Единичные экземпляры различной сохранности.

О п и с а н и е. Оболочки округлого или округло-овального очертания, толстые. Поверхность их зернистая или шагрелевая. Толщина стенки достигает 1,5—2 мк; внешний край слабоволнистый. Диаметр оболочек 15—27 мк, цвет светло-коричневый.

И з м е н ч и в о с т ь. Наблюдается в размерах и характере скульптуры.

С р а в н е н и е. От *Granomarginata squamacea* Volk. отличается более узкой оторочкой.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Лонтоваская и люкатиская свиты Эстонии; стоходская и домипольская, реже ровенская свиты Волино-Подольи; юдомская свита Юдомо-Майского района; мотская свита Иркутского амфитеатра.

М е с т о п а х о ж д е н и е. Верхняя часть жистыкской свиты р. Жистык, р. Береть, район пос. Ангалой, юдомий; верхняя часть анастасьинской свиты, водораздел рек Колба—Кувай, юдомий.

Р о д *Leiomarginata* Наумова, 1960

Leiomarginata simplex Naumova

Табл. II, фиг. 7—9

Leiomarginata simplex: Наумова, 1960, табл. 3, фиг. 9; Волкова, 1968, табл. IV, фиг. 20—25.

М а т е р и а л. Немногочисленные экземпляры различной сохранности.

О п и с а н и е. Оболочки тонкие, часто сплюснутые, в очертании округлые или округло-овальные. Поверхность их гладкая или зернистая,

без складок. Толщина стенки 0,5—1,5 мк, диаметр оболочек 10—25 мк, цвет от темно-серого до светло-коричневого.

Изменчивость. Наблюдается в размере оболочек и толщине стенки.

Сравнение. От *Granomarginata prima* Naum. описываемые формы отличаются более ровным внешним краем.

Распространение. Лентоваская и люкатиская свиты Эстонии; ровенская, стоходская и доминопольская свиты Вольно-Подолии; юдомская, мотская и усольская свиты Сибири.

Местонахождение. Верхняя часть жистыкской свиты, реки Жистык и Береть, юдомий; верхняя часть анастасьинской свиты, водораздел рек Колба—Кувай; унгутская свита, район лога Зверино, нижний кембрий; жержульский горизонт, лейбинская свита, р. Солбия, нижний кембрий.

Leiomarginata simplex Naum., var. *manica* var. nov.

Табл. II, фиг. 3—6

Голотип: препарат № 522/132; табл. II, фиг. 3—6, ИГиГ СО АН СССР; Манский прогиб, разрез на водоразделе ручьев Татарский — Кривой, анастасьинская свита, юдомий.

Материал. Немногочисленные экземпляры хорошей и удовлетворительной сохранности.

Описание. Оболочки сферические, редко сплюснутые, очень толстые с ровным внешним краем. Поверхность их гладкая, складки отсутствуют. Двойной контур оболочек ярко выражен. Диаметр их 10—24 мк, цвет от темно-серого до темно-коричневого.

Изменчивость. Наблюдается в толщине оболочек и их цвете.

Сравнение. От *Leiomarginata simplex* Naum. отличаются более толстой и плотной оболочкой.

Местонахождение. Верхняя часть жистыкской свиты, р. Береть, район пос. Ангалой, юдомий; верхняя часть анастасьинской свиты, водораздел рек Колба—Кувай, юдомий; унгутская свита, район лога Зверино, нижний кембрий; жержульский горизонт, лейбинская свита, р. Солбия, нижний кембрий.

Род *Leiosphaeridia* Eisenack, 1958

Leiosphaeridia: Eisenack, 1958, с. 26; *Leiosphaeridia*: Наумова, 1960, с. 112; *Protoleiosphaeridium*: Тимофеев, 1959, с. 25 (part.); *Kildinella*: Тимофеев, 1966, с. 28 (part.). *Stictosphaeridium*: Тимофеев, 1966, с. 31 (part.); *Protosphaeridium*: Тимофеев, 1966, с. 19.

Диагноз. Оболочки сферические, часто сплюснутые, толстые или тонкие, с различными по конфигурации и расположению складками или без них. Поверхность оболочек гладкая. Диаметр от 5 мк до нескольких миллиметров, цвет от светло-желтого до темно-коричневого.

Leiosphaeridia densa (Timofeev) Pjatiletov

Табл. V, фиг. 3, 4

Protosphaeridium densum: Тимофеев, 1966, с. 21, табл. IV, фиг. 5; *P. lacatum*: Тимофеев, 1966, с. 21, табл. IV, фиг. 6; *P. vermium*: Тимофеев, 1969, с. 10, табл. I, фиг. 16; *Stictosphaeridium implexum*: Тимофеев, 1966, с. 31, табл. V, фиг. 5; *Protoleiosphaeridium clarum*: Андреева, 1966, с. 118, табл. 2, фиг. 2; *P. fulvastrum*: Андреева, 1966, с. 119, табл. 2, фиг. 5; *P. duricorium*: Андреева, 1966, с. 118, табл. 2, фиг. 3, 4.

Материал. Многочисленные экземпляры различной сохранности.

Описание. Оболочки толстые, плотные, округлого или угловатого округлого очертания. Поверхность их гладкая и покрыта узкими изви-

листами короткими складками, расположенными беспорядочно по всей поверхности или фрагментарно. Иногда могут присутствовать ветвящиеся складки. Цвет от темно-желтого до коричневого.

Изменчивость. Наблюдается в количестве складок, характере их расположения и цвете оболочек.

Сравнение. Описываемые формы от *L. minor* (Schep.) Pjat. отличаются более толстой оболочкой.

Распространение. Рифей, венд, кембрий Сибирской и Восточно-Европейской платформ.

Местонахождение. Верхний рифей—юдомий: беретьская и жистыкская свиты, реки Береть и Жистык; ангалойская и жистыкская свиты, район пос. Ангалой; беретьская свита, устье р. Бол. Кершул; ангалойская и анастасьинская свиты, водораздел рек Колба—Кувай; ангалойская, ангульская свиты и нижняя часть солбинской свиты, лог Горюнов. Нижний кембрий: унгутская свита, район лога Зверино; жержульский горизонт, лейбинская и крольская свиты, р. Солбия.

Leiosphaeridia effusa (Schepoleva) Pjatiletov

Табл. III, фиг. 1—6, 12, 13; табл. IV, фиг. 1—4;
табл. V, фиг. 1, 2, 5

Leiosphaeridia effusa: Шепелева, 1963, с. 12, табл. I, фиг. 6, 7; *L. aperta*: Шепелева, 1963, с. 12, фиг. 8; *Kildinella hyperboreica*: Тимофеев, 1966, с. 29, табл. V, фиг. 3; *K. sinica*: Тимофеев, 1966, с. 29, табл. V, фиг. 4; *K. vesljanica*: Тимофеев, 1969, с. 11, табл. II, фиг. 5; *Protoleiosphaeridium leguminiforme*: Андреева, 1966, с. 120, табл. 5, фиг. 1; *P. infriatum*: Андреева, 1966, с. 114, табл. 1, фиг. 1—6; *Leiosphaeridia undulata*: Тимофеев, 1973, с. 8, табл. II, фиг. 7; *L. volunica*: Тимофеев, 1973, с. 7, табл. I, фиг. 2.

Материал. Многочисленные экземпляры различной сохранности.

Описание. Оболочки толстые, плотные округлого или угловато-округлого очертания. Поверхность их гладкая, преимущественно с широкими четко выраженными, более темными складками. Цвет от темно-желтого до темно-коричневого, диаметр 20—90 мк.

Изменчивость. Наблюдается в количестве и характере расположения складок.

Сравнение. Описываемые формы от *Leiosphaeridia gigantea* (Schep.) Pjat. отличаются меньшими размерами и более тонкой оболочкой.

Распространение. Преимущественно верхнепериферийские отложения Сибирской и Восточно-Европейской платформ.

Местонахождение. Верхний рифей: беретьская и нижняя часть жистыкской свиты в районе р. Жистык и р. Береть; ангалойская и нижняя часть жистыкской свиты в районе пос. Ангалой; беретьская свита в районе устья р. Бол. Кершул; ангалойская и нижняя часть анастасьинской свиты, водораздел рек Колба—Кувай; ангалойская и нижняя часть ангульской свиты, район лога Горюнова.

Leiosphaeridia gigantea (Schepoleva) Pjatiletov

Табл. VI, фиг. 1, 2

Leiosphaeridia gigantea: Шепелева, 1963, с. 11, табл. I, фиг. 5; *Leiosphaeridia ochroleuca*: Тимофеев, 1966, с. 35, табл. VI, фиг. 3; *Protoleiosphaeridium flavum*: Андреева, 1966, с. 122, табл. II, фиг. 1, 2.

Материал. Немногочисленные экземпляры хорошей и удовлетворительной сохранности.

Описание. Оболочки тонкие с ровным или волнистым внешним краем. Поверхность гладкая и покрыта преимущественно широкими, длинными, иногда извилистыми складками, расположенными произвольно. Цвет светло-желтый, диаметр 80—200 мк.

Изменчивость. Наблюдается в размерах и характере расположения складок.

Сравнение. Описываемые формы от *Leiosphaeridia effusa* (Schep.) Pjat. отличаются более тонкой оболочкой.

Распространение. Верхний рифей—нижний кембрий Восточно-Европейской платформы; юдомий—нижний кембрий Сибирской платформы.

Местонахождение. Юдомий: верхняя (большая) часть ангульской свиты и нижняя часть солбиинской свиты, район лога Горюнова.

Leiosphaeridia magda * Pjatiletov sp. nov.

Табл. IV, фиг. 10; табл. V, фиг. 9—11

* **Голотип:** табл. IV, V, фиг. 9, 10. ИГиГ СО АН СССР, препарат № 522/462; Манский прогиб, правый борт р. Жистык, жистыкская свита; юдомий.

Материал. Многочисленные экземпляры хорошей и удовлетворительной сохранности.

Описание. Оболочки толстые сферические, редко сплюснутые, округлого очертания, с ровным внешним краем. Поверхность гладкая, иногда может быть точечной. Диаметр 6—25 мк, цвет темно-серый, серый.

Изменчивость. Наблюдается в толщине оболочек и характере поверхности (от гладкой до точечной).

Сравнение. От *Leiosphaeridia densa* (Tim.) Pjat. описываемые формы отличаются меньшими размерами и отсутствием складок.

Замечание. Подобные формы описаны как *Protosphaeridium* sp. М. Конзаловой (1974) из аналогов вендских отложений Чехословакии.

Местонахождение. Юдомий: верхняя (большая) часть жистыкской свиты в районе рек Жистык, Береть и пос. Ангалой; верхняя (большая) часть анастасьинской свиты, водораздел рек Колба—Кувай.

Leiosphaeridia minor (Schepelova) Pjatiletov

Табл. III, фиг. 10, 11; табл. IV, фиг. 5, 7;
табл. V, фиг. 12

Leiosphaeridia minor: Шепелева, 1963, с. 10, табл. I, фиг. 1, 2; *Protosphaeridium parvulum*: Тимофеев, 1966, с. 19, табл. IV, фиг. 2; *P. paleaceum*: Тимофеев, 1966, с. 20, табл. IV, фиг. 4; *P. papyraceum*: Тимофеев, 1966, с. 20, табл. IV, фиг. 3; *Protosphaeridium araneosum*: Андреева, 1966, с. 116, табл. 5, фиг. 4; *P. flavidum*: Андреева, 1966, с. 119, табл. 5, фиг. 5.

Материал. Многочисленные экземпляры различной сохранности.

Описание. Оболочки тонкие, округлого очертания с ровным внешним краем. Поверхность гладкая и покрыта узкими извилистыми складками, расположенными произвольно. Цвет от светло-желтого до коричневатого-желтого; диаметр 15—60 мк.

Изменчивость. Наблюдается в количестве складок и их расположении.

Сравнение. Описываемые формы от *Leiosphaeridia densa* (Tim.) Pjat. отличаются более тонкой оболочкой, а от *L. effusa* (Schep.) Pjat. отсутствием широких складок и более тонкой оболочкой.

* Название вида по имени чехословацкой исследовательницы Магды Конзаловой.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Верхний рифей—нижний кембрий Восточно-Европейской платформы; верхний рифей—юдомий Сибирской платформы.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Верхний рифей—юдомий: беретская и жистыкская свиты в районе рек Жистык и Береть; ангалойская и жистыкская свиты в районе пос. Ангалой; ангалойская свита в районе пос. Ангалой; беретская свита в районе устья р. Бол. Кершул; ангалойская и анастасьинская свиты на водоразделе рек Колба—Кувай; ангалойская, ангульская и нижняя часть солбиинской свиты лога Горюнова. Нижний кембрий: унгутская свита района лога Зверино.

Leiosphaeridia pelusida (Schepeleva) Pjatiletov.

Табл. VII, фиг. 8

Leiosphosphera pelusida: Шепелева, 1963, с. 10, табл. I, фиг. 3, 4.

М а т е р и а л. Немногочисленные экземпляры хорошей и удовлетворительной сохранности.

О п и с а н и е. Оболочки тонкие, округлого или угловато-округлого очертания, с ровным или слегка волнистым внешним краем. Поверхность гладкая, с широкими складками. Иногда в центральной части можно наблюдать и узкие короткие складки, расположенные беспорядочно. Цвет светло-желтый, диаметр 20—60 мк.

И з м е п ч и в о с т ь. Наблюдается в количестве складок и их расположении.

С р а в н е н и е. Описываемые формы от *Leiosphaeridia effusa* (Schepeleva) Pjatiletov отличаются более тонкими оболочками; от *L. minor* (Schepeleva) Pjatiletov — присутствием широких складок.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Верхний рифей, венд, нижний кембрий Восточно-Европейской платформы; юдомий, нижний кембрий Сибирской платформы.

М е с т о п а х о ж д е н и е. Юдомий: верхняя (большая) часть ангульской свиты и нижняя часть солбиинской свиты лога Горюнова.

Р о д *Lophosphaeridium* Timofeev, 1959

Lophosphaeridium: Тимофеев, 1959, с. 29; *Lophominuscula*: Наумова, 1960, с. 113 (part.); *Protosphaeridium*: Тимофеев, 1966, с. 25 (part.), *Stictosphaeridium*: Тимофеев, 1966, с. 31 (part.); *Trachysphaeridium*: Андреева, 1966, с. 125 (part.); *Tylosphaeridium*: Тимофеев, 1966, с. 37 (part.); *Kildinella*: Тимофеев, 1966, с. 28. (part.)

Д и а г н о з. Оболочки сферические или сплюснутые, толстые или тонкие с волнистым внешним краем. Поверхность гладкая со складками или без них, покрыта бугорками различной формы и размеров.

Lophosphaeridium scabridium (Timofeev) Pjatiletov

Табл. VII, фиг. 6

Protosphaeridium scabridium: Тимофеев, 1966, с. 25, табл. IV, фиг. 12; *P. tuberculiferum*: Тимофеев, 1966, с. 25, табл. IV, фиг. 13; *P. torulosum*: Тимофеев, 1966, с. 25, табл. IV, фиг. 14; *Lophosphaeridium spandum*: Тимофеев, 1974, с. 21, табл. XII, фиг. 2, 3.

М а т е р и а л. Редкие экземпляры хорошей и удовлетворительной сохранности.

О п и с а н и е. Оболочки толстые, плотные с волнистым внешним краем. Поверхность иногда с чуть заметными складками и покрыта бугорками. Бугорки располагаются произвольно, но не соприкасаясь друг с другом. Диаметр оболочек 10—26 мк, цвет от темно-желтого до коричневого.

Изменчивость. Обычно наблюдается в размерах бугорков, их количестве и характере расположения.

Сравнение. Описываемые формы от *Lophosphaeridium tortulosum* (Tim.) Pjat. отличаются более толстой оболочкой.

Местонахождение. Нижний кембрий: жержульский горизонт, лейбинская и крольская свиты; район р. Солбии.

**Род *Micrhystridium* Deflandre, 1937, emend.
Downie et Sarjeant, 1963**

Micrhystridium commosum Pjatiletov

Табл. II, фиг. 2

Micrhystridium commosum: Пятилетов, 1976, с. 185, табл. XXIII, фиг. 1.

Материал. Единичные экземпляры хорошей и удовлетворительной сохранности.

Описание. Оболочки сферические или несколько сплюсненные, очень толстые и плотные. Поверхность густо покрыта короткими выростами. Выросты к основанию несколько утолщаются, но основаниями не соприкасаются друг с другом. Окончания их несколько заострены и иногда загнуты. Длина 3—4 мк, цвет от коричневого до темно-коричневого, диаметр оболочек 8—12 мк.

Изменчивость. Наблюдается в размерах выростов и цвете оболочек.

Сравнение. Описываемые формы от *Micrhystridium parvum* Volk. отличаются более толстой оболочкой и многочисленными выростами.

Местонахождение. Юдомий: верхняя (большая) часть жистыкской свиты, район р. Жистык; верхняя (большая) часть анастасьинской свиты, водораздел рек Колба — Кувай.

Micrhystridium perlevum Pjatiletov

Табл. I, фиг. 7—9

Micrhystridium perlevum: Пятилетов, 1976, с. 185, табл. XXII, фиг. 2.

Материал. Редкие экземпляры хорошей и удовлетворительной сохранности.

Описание. Оболочки сферические, тонкие, редко несколько сплюсненные. Поверхность гладкая или точечная, иногда с короткими извилистыми складками, покрыта извилистыми остроконечными выростами, расположенными неравномерно. Длина выростов 3—5 мк. Диаметр оболочек 11—18 мк. Характерная особенность — наличие двойного контура шириной 1—2 мк. Цвет от темно-желтого до коричневого.

Изменчивость. Наблюдается в количестве выростов и их длине.

Сравнение. От всех описанных видов *M. perlevum* отличается наличием двойного контура, а от *Baltisphaeridium hirsutum* — меньшими размерами.

Местонахождение. Юдомий: верхняя часть жистыкской свиты, район р. Жистык, р. Береть и пос. Ангалой; верхняя часть анастасьинской свиты, водораздел рек Колба — Кувай. Нижний кембрий: унгутская свита, район лога Звериного; жержульский горизонт, лейбинская и крольская свиты, район р. Солбии.

Р о д *Nucellosphaeridium* Timofeev, 1966

Nucellosphaeridium minutum Timofeev, 1966

Табл. VII, фиг. 2, 5

Nucellosphaeridium minutum: Тимофеев, 1966, с. 41, табл. VIII, фиг. 8.

М а т е р и а л. Редкие экземпляры различной сохранности.

О п и с а н и е. Оболочки толстые, округлые в очертании. Поверхность гладкая или шагреневая с узкими извилистыми складками или без них. Внутреннее тело диаметром 4—8 мк имеет гладкую поверхность и расположено обычно не в центре оболочек. Диаметр 16—30 мк, цвет от темно-серого до коричневого.

И з м е н ч и в о с т ь. Наблюдается в характере поверхности оболочек и расположении внутреннего тела.

С р а в н е н и е. Описываемые формы от *N. medianum* Tim. отличаются меньшими размерами.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Верхний рифей — венд Восточно-Европейской платформы; верхний рифей — нижний кембрий Сибирской платформы.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Верхний рифей: ангалойская свита и нижняя часть ангульской свиты, район лога Горюнова.

Р о д *Orygmatosphaeridium* Timofeev, 1959

Orygmatosphaeridium: Тимофеев, 1959, с. 29; *Trematosphaeridium*: Тимофеев, 1959, с. 29; *Protosphaeridium*: Тимофеев, 1966, с. 19 (part.), *Lacunopsophosphaera*: Пыхова, 1969, с. 241.

Д и а г н о з. Оболочки округлого или угловато-округлого очертания, толстые или тонкие, с ямчатой или ноздревато-ямчатой поверхностью.

Orygmatosphaeridium rubiginosum (Andreeva) Pjatiletov

Табл. VII, фиг. 3, 4, 7

Orygmatosphaeridium rubiginosum: Андреева, 1966, с. 126, табл. 3, фиг. 3—6; *O. semireticulatum*: Андреева, 1966, с. 127, табл. 3, фиг. 1; *Protosphaeridium flexuosum*: Тимофеев, 1966, с. 22, табл. IV, фиг. 7; *Trematosphaeridium holtedahlii*: Тимофеев, 1966, с. 28, табл. V, фиг. 1; *Lacunopsophosphaera gyrusoformis*: Пыхова, 1969, с. 242, табл. IX, фиг. 25; *L. simplex*: Пыхова, 1969, с. 242, табл. IX, фиг. 24.

М а т е р и а л. Многочисленные экземпляры хорошей и удовлетворительной сохранности.

О п и с а н и е. Оболочки сферические или несколько сплюснены, с волнистым внешним краем, толстые и плотные. Поверхность без складок и покрыта округлыми мелкими ямками, которые располагаются произвольно. Диаметр 10—100 мк, цвет от темно-серого до темно-коричневого.

И з м е н ч и в о с т ь. Наблюдается в количестве ямок и их расположении.

С р а в н е н и е. Описываемые формы от *Or. ruminatum* (Tim.) Pjat. отличаются отсутствием складок и меньшими размерами.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Венд Восточно-Европейской платформы; юдомий—нижняя часть нижнего кембрия Сибирской платформы.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Юдомий: верхняя часть жистыкской свиты, район рек Жистык и Береть, пос. Ангалой; верхняя часть анастасьинской свиты, водораздел рек Колба—Кувай; верхняя часть ангульской свиты и нижняя часть солбиинской свиты, район лога Горюнова.

Р о д *Trachysphaeridium* Timofeev, 1959

Trachysphaeridium: Тимофеев, 1959, с. 28; *Asperatopsophosphaera*: Шепелева, 1963, с. 14; *Protosphaeridium*: Тимофеев, 1966, с. 19 (part.); *Stictosphaeridium*: Тимофеев, 1966, с. 31 (part.); *Kildinella*: Тимофеев, 1966, с. 28 (part.).

Д и а г н о з. Оболочки сферические или сплюснутые, толстые или тонкие. Поверхность оболочек с шагреневой скульптурой, со складками или без них.

Trachysphaeridium asaphum (Timofeev) Pjatiletov

Табл. V, фиг. 6—8

Protosphaeridium asaphum: Тимофеев, 1966, с. 23, табл. IV, фиг. 9; *P. pusillum*: Тимофеев, 1966, с. 23, табл. IV, фиг. 8; *Stictosphaeridium pectinale*: Тимофеев, 1966, с. 32, табл. V, фиг. 7; *S. sinarticuliferum*: Тимофеев, 1966, с. 32, табл. V, фиг. 6; *S. sibiricum*: Тимофеев, 1969, с. 15, табл. III, фиг. 5; *Protoleiosphaeridium cultum*: Андреева, 1966, с. 118, табл. 7, фиг. 4.

М а т е р и а л. Многочисленные экземпляры хорошей и удовлетворительной сохранности.

О п и с а н и е. Оболочки тонкие, округлого или округло-овального очертания, с ровным внешним краем. Поверхность с шагреневой скульптурой, покрыта узкими извилистыми складками, расположенными произвольно. Диаметр 10—80 мк, цвет от светло-желтого до светло-коричневого.

И з м е н ч и в о с т ь. Наблюдается в количестве складок и их расположении.

С р а в н е н и е. Описываемые формы от *Trachysphaeridium partialum* (Scher.) Pjat. отличаются тонкой оболочкой.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Венд Восточно-Европейской платформы; верхний рифей, юдомий, нижний кембрий Сибирской платформы.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Беретская и жистыкская свиты, р. Береть, верхний рифей — юдомий; беретская свита, р. Береть и устье р. Бол. Гершул, верхний рифей; ангалойская свита, район пос. Ангалой, верхний рифей; ангалойская и нижняя часть анастасьинской свиты, водораздел рек Колба — Кувай, верхний рифей; ангалойская, ангульская и нижняя часть солбиинской свит, район лога Горюнова, верхний рифей — юдомий.

Trachysphaeridium magnum (Timofeev) Pjatiletov

Табл. VII, фиг. 1

Kildinella magna: Тимофеев, 1969, с. 14, табл. VI, фиг. 4, 5. *Trachysphaeridium vetterni*: Тимофеев, 1969, с. 21, табл. VI, фиг. 3; *T. lachandinum*: Тимофеев, 1969, с. 20, табл. VI, фиг. 1; *T. micum*: Тимофеев, 1969, с. 20, табл. VI, фиг. 2.

М а т е р и а л. Единичные экземпляры хорошей и удовлетворительной сохранности.

О п и с а н и е. Оболочки обычно сплюснуты, округлого очертания с ровным или слабоволнистым внешним краем, толстые. Поверхность шагреневая или зернисто-шагреневая с узкими линейными или слабоизогнутыми складками. Диаметр 100—200 мк, цвет от темно-желтого до темно-коричневого.

И з м е н ч и в о с т ь. Наблюдается в размерах оболочек и характере расположения складок.

С р а в н е н и е. Описываемые формы от *T. partialum* (Tim.) Pjat. отличаются значительно большими размерами.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Верхний рифей — венд Восточно-Европейской платформы; средний — верхний рифей Сибирской платформы.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Верхний рифей, ангалойская и нижняя часть ангульской свиты, район лога Горюнова.

Trachysphaeridium partialum (Schepelova) Pjatiletov

Табл. III, фиг. 7—9; табл. IV, фиг. 6, 8, 9

Asperatopsophosphaera partialis: Шенелова, 1963, с. 15; табл. II, фиг. 9; *Protosphaeridium rigidulum*: Тимофеев, 1966, с. 24, табл. IV, фиг. 10; *P. acis*: Тимофеев, 1966, с. 24, табл. IV, фиг. 11; *Protoleiosphaeridium prolexum*: Андреева, 1966, с. 120, табл. 5, фиг. 6.

М а т е р и а л. Многочисленные экземпляры хорошей и удовлетворительной сохранности.

О п и с а н и е. Оболочки толстые, плотные, округлого или угловато-округлого очертания с ровным внешним краем. Поверхность шагрелевая с узкими извилистыми или линейными складками, расположенными произвольно. Диаметр 10—80 мк, цвет от темно-желтого до темно-коричневого.

И з м е н ч и в о с т ь. Наблюдается в характере расположения складок.

С р а в н е н и е. Описываемые формы от *Trachysphaeridium asaphum* (Timofeev) Pjatiletov отличаются более тонкой оболочкой.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Венд — нижний кембрий Восточно-Европейской платформы; верхний рифей — юдомий — нижний кембрий Сибирской платформы.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Беретьская и жистыкская свиты, р. Жистык, верхний рифей — юдомий; беретьская свита, р. Береть, верхний рифей; ангалойская и нижняя часть жистыкской свиты, район пос. Ангалой, верхний рифей; беретьская свита, устье р. Бол. Кершуд, верхний рифей; ангалойская и нижняя часть анастасьинской свиты; водораздел рек Колба — Кувай, верхний рифей; ангалойская, ангульская и нижняя часть солбиинской свит, район руч. Горюнов Лог, верхний рифей — юдомий.

МИКРОФИТОЛИТЫ ДОКЕМБРИЯ И КЕМБРИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ МАНСКОГО ПРОГИБА

Микрофитолиды верхнего докембрия и нижнего кембрия Манского прогиба изучены, пожалуй, наиболее полно, чем в других разрезах Саяно-Алтайской складчатой области и на последних коллоквиумах в Невосибирске (Решения..., 1975) и в Новокузнецке в 1977 г. Их ассоциации из докембрийских отложений принимались за эталон для всего этого региона. При этом отмечалось, что овсянковская ассоциация отличается специфичностью состава, с одной стороны, в результате появления в верхнем рифее многих форм, считавшихся ранее юдомскими (Решения..., 1975; Якшин, 1975), с другой — в результате широкого развития здесь многих новых форм микрофитолидов и проблематик, пока еще не описанных.

В этом разделе даны описания некоторых новых форм микрофитолидов, наиболее широко распространенных в карбонатных породах изученных разрезов. Описания проводятся согласно классификации, предложенной И. К. Корольюк (1966) и принятой ранее нами (Хоментовский и др., 1972).

Т и п: КОНЦЕНТРИЧЕСКИ СЛОИСТЫЕ МИКРОФИТОЛИТЫ

Г р у п п а *Osagia* Twenhofel, 1919

Osagia kuvaica Vakschin, f. n.

Табл. VII, фиг. 1, 2

Т и п о в о й э к з е м п л я р: № 309, шлиф 1326-10, ИГиГ СО АН СССР, Манский прогиб, нижний кембрий, р. Кувай, барапчикская под-свита унгульской свиты.

О п и с а н и е. Желваки размером 1—2 мм, изометричные, но сложной формы с хорошо выраженной волнистой слоистостью. Слоистость непараллельная, толщина слоев колеблется в широких пределах. Темные слои 0,015—0,050 мм, наиболее характерна их толщина — 0,015—0,02 мм; светлые слои более изменчивы — 0,03—0,12 мм. Характерна резкая изменчивость толщины отдельного слоя по всему периметру.

И з м е н ч и в о с т ь. Выражается в колебании размеров желваков и многообразии внешних очертаний.

С р а в н е н и е. По характеру слоистости описанная форма напоминает *Osagia torta* Milst.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Манский прогиб, юдомский комплекс, верхи анастасьинской свиты (р. Кувай) — нижний кембрий: барапчик-

ская подсвета унгутской свиты (реки Кувай, Кольба, Жержул).

М а т е р и а л. Более 20 шлифов с формами средней и хорошей сохранности (в шлифе 10—40 желваков).

Osagia korbinica Yakschin, f. n.

Табл. VIII, фиг. 3, 4

Т и п о в о й э к з е м п л я р: № 309, шлиф 423-б, ИГиГ СО АН СССР, Манский прогиб, нижний кембрий, р. Корбик, грязновская под-свита унгутской свиты.

О п и с а н и е. Озагии сферической или уплощенной формы, характерны простые и синтетические желваки сложной конфигурации. Размеры желваков 1—4 мм. Слоистость четкая, выдержанная. Желваки простые размером до 2 мм, синтетические до 4. Характер слоистости одинаков. Темные слои 0,01—0,015 мм, отдельные — до 0,02—0,025 мм; светлые слои 0,015—0,03 мм, иногда до 0,07 мм. Слои выдержаны по толщине, слоистость строго параллельная, количество слоев до 20 пар у простых желваков, 9—12 — у синтетических.

И з м е н ч и в о с т ь. Выражается в колебаниях размеров желваков и многообразии внешних очертаний.

С р а в н е н и е. Форма желваков и размеры напоминают *Osagia grandis* Z. Zhur.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Манский прогиб, нижний кембрий, унгутская свита (во всех изученных разрезах).

М а т е р и а л. Более 30 шлифов с желваками хорошей сохранности (в шлифе до 60—80 желваков).

Osagia delicata Yaksch., f. n.

Табл. IX, фиг. 1—3

Т и п о в о й э к з е м п л я р: № 309, шлиф 353-А; ИГиГ СО АН СССР, Манский прогиб, нижний кембрий, верховья р. Базанхи, ниже пос. Шахматово, верхняя часть жержульской свиты.

О п и с а н и е. Крупные (4—12 мм) озагии сферической и неправильной формы с широкими ровными светлыми слоями и тонкими сгруппированными в «пачки» темными. Слоистость выдержанная, волнистая. Микроструктура сложная. Темные слои толщиной 0,01—0,018 мм собраны в пачки по 2—6 слоев (иногда сливаются в один широкий слой), в которых разделены тонкими (0,01—0,03 мм) светлыми слоями. Толщина темных пачек до 0,085 мм, ширина светлых слоев между ними 0,07—0,15 мм. Слои имеют волнистую форму — выпуклые части более широкие, ровные, впадины между ними узкие, иногда углом направлены к центру желвака.

И з м е н ч и в о с т ь. Наиболее ярко выражена в колебании толщины слоев и количества темных слоев в составе «пачек», а также многообразием форм и размеров желваков.

С р а в н е н и е. По волнистости слоев может быть сравнима с *Osagia columnata* Reittl., однако резко отличается характером строения желвака.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Манский прогиб, нижний кембрий, верхняя часть жержульской свиты, разрезы рек Базанхи, Жержул, Кольбы.

М а т е р и а л. 9 шлифов, 5—15 желваков в каждом.

Г р у п п а *Sculponea* Radionova, 1976

Sculponea elovica Yakschin, f. n.

Табл. X, фиг. 1, 2

Т и п о в о й э к з е м п л я р: № 309, шлиф 195, ИГиГ СО АН СССР, Манский прогиб, р. Мана, нижний кембрий, выше устья руч. Еловый, еловская подсвита унгутской свиты.

О п и с а н и е. Желваки имеют форму сильно сжатого эллипсоида (лепешки) диаметром 5—10 мм, толщиной до 4 мм; в ядре нередко обломки раковин. Слоистость хорошо выражена только в периферической части желваков. Слои широкие, расплывчатые; темные — 0,05—0,08 мм, светлые — 0,06—0,12 мм. В осевой части темные и светлые слои сливаются, постепенно утоняясь. Светлые слои сложены полностью или в нижней части (ближе к ядру) остатками нитевидных водорослей *Girvanella*, диаметр нитей 8—11 мк, длина до 300 мк. Резко преобладает ориентировка нитей параллельно слоистости.

С р а в н е н и е. Описанная форма несколько напоминает *Sculponea protvinica* Radionova, отличается более уплощенной формой и полным отсутствием слоистости в осевой части желваков.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Манский прогиб, нижний кембрий, р. Мана выше устья р. Бол. Унгут, еловская подсвита унгутской свиты.

М а т е р и а л. 6 шлифов, до 20 желваков в каждом.

Т И П: ПУЗЫРЧАТЫЕ МИКРОФИТОЛИТЫ

Г р у п п а *Vesicularites* Reitlinger, 1959

Vesicularites callosus Yakschin, f. n.

Табл. X, фиг. 3

Т и п о в о й э к з е м п л я р: № 309, шлиф 2566-I', ИГиГ СО АН СССР, Манский прогиб, нижний кембрий, р. Базаиха (верховье), баранчикская подсвита унгутской свиты.

О п и с а н и е. Разрозненные пузырьки, образующие сплошные скопления. Размеры в пределах 0,3—0,8 мм. Форма разнообразная — от округлой до вытянутой, иногда угловатой или с извилистыми очертаниями. Оболочка пузырьков толстая — 0,04—0,07 мм; края ее нечеткие, толщина может сильно варьировать в пределах одного пузырька.

И з м е н ч и в о с т ь. Выражается в колебании размеров пузырьков и разнообразии внешних очертаний.

С р а в н е н и е. Внешняя форма сходна с *Vesicularites breviculus* Yaksch., отличается большими размерами пузырьков и их оболочек, а также более сложными очертаниями.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Манский прогиб, нижний кембрий, верховья р. Базаиха, 2 км к северо-востоку от пос. Верхбазаиха, верхняя баранчикская подсвита унгутской свиты.

М а т е р и а л. 3 шлифа с большим количеством пузырьков.

Vesicularites adunctus Yakschin, f. n.

Табл. X, фиг. 4

Т и п о в о й э к з е м п л я р: № 309, шлиф 1978, ИГиГ СО АН СССР, Манский прогиб, нижний кембрий, р. Жержул, баранчикская подсвита унгутской свиты.

Описание. Узорчатые образования сложных очертаний размером 1—2 мм, ограниченные четкой тонкой оболочкой толщиной 0,012—0,02 мм. Пузырчатые образования иногда гроздьевидной формы, в выпуклых частях имеют плавные очертания, в вогнутых — иногда острые углы. Внутри выполнены светлым карбонатом, пелитоморфным или мелкокристаллическим.

Изменчивость. Выражается в колебании размеров и многообразии форм, которые усложняются с увеличением размеров.

Сравнение. Форма по строению близка к *Vesicularites longilobus* Müst., отличается несколько большими размерами и более сложной формой.

Местонахождение. Манский прогиб, нижний кембрий, барапчикская подсвета унгутской свиты, реки Жержул, Маны, Базакхи.

Материал. Более 10 шлифов с материалом хорошей сохранности.

Vesicularites kolbicus Yakschin, f. n.

Табл. XI, фиг. 1

Типовой экземпляр: № 309, шлиф 674-Б, ИГиГ СО АН СССР, Манский прогиб, нижний кембрий, р. Колба, лог Черемушный, верхняя подсвета крольской свиты.

Описание. Пузырьки крупных размеров (0,25—0,5 мм) неправильной, угловатой и слабо выраженной лопастной формы, иногда вытянутой и изогнутой. Внутренняя часть пузырьков выполнена однородным серым пелитоморфным карбонатом. В породе среди многочисленных одиночных пузырьков передки их скопления в виде сгустков по 2—6 пузырьков, заключенных в общую оболочку. Толщина оболочек пузырьков и оболочек сгустков одинакова и колеблется в широких пределах — 0,02—0,07 мм. Сложные сгустки имеют причудливые очертания.

Изменчивость. Выражается главным образом в многообразии очертаний пузырьков и сгустков.

Сравнение. Внешне очень сходна с *Vesicularites compositus* Z. Zhur., отличается более толстыми оболочками и причудливой формой пузырьков.

Местонахождение. Манский прогиб, нижний кембрий, левый борт р. Колбы, устье лога Черемушный, верхняя подсвета крольской свиты. Реки Мана и Жержул — барапчикская подсвета унгутской свиты.

Материал. 3 шлифа с большим количеством форм хорошей сохранности.

Vesicularites artus Yakschin, f. n.

Табл. XI, фиг. 2, 3

Типовой экземпляр: № 309, шлиф 210, ИГиГ СО АН СССР, Манский прогиб, нижний кембрий, левый приток р. Жержул, руч. Вшивик, барапчикская подсвета унгутской свиты.

Описание. Сложные сгустки, представленные скоплением мелких пузырьков, объединенных общей оболочкой. Сгустки обычно сильно удлиненные, ширина их 0,5—0,75 мм, длина 2,5—12 мм. Пузырьки чаще изометричные, округлой формы, реже угловатые со слабоволнистыми оболочками размером 0,15—0,3 мм. Большое количество их встречается в породе вне стяжений. Толщина оболочек пузырьков и стяжений одинакова — 0,015—0,03 мм. Внешние контуры стяжений неровные, бугристые, с резкими выступами.

Изменчивость. Выражается в колебании размеров сгустков.

Сравнение. Близка по строению к *Vesicularites flexuosus* Reitl., *V. ovatus* Z. Zhur. От первой отличается более крупными размерами пу-

зырьков и толщиной оболочек, от второй — более сложной формой пузырьков и стяжений.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Манский прогиб, нижний кембрий. Баранчикская подсвета унгутской свиты рек Маны, Жержул, Колбы; грязновская подсвета унгутской свиты р. Корбик.

М а т е р и а л. 5 шлифов с большим количеством стяжений хорошей сохранности.

Т И П: СГУСТКОВЫЕ МИКРОФИТОЛИТЫ

Г р у п п а *Nubecularites* Maslov, 1937

Nubecularites caliginosus Yakschin, f. n.

Табл. XI, фиг. 4, 5

Т и п о в о й э к з е м п л я р: № 309, шлиф 7, ИГиГ СО АН СССР, Манский прогиб, нижний кембрий, правый берег р. Колбы в 2 км от устья, нижняя подсвета крольской свиты.

О п и с а н и е. Плотные темные сгустки размером от 0,02 до 2 мм (редко до 5 мм), сложенные темно-серым пелитоморфным карбонатом, имеющим комковатую (сгустковую) микроструктуру. Темные изометричные мелкие комки (сгустки) размером 0,05—0,2 мм расположены беспорядочно, с различной плотностью. Форма сгустков причудливая — гроздьевидная или в виде гирлянд. Наряду с большими сгустками в породе обычные мелкие комковатые сгустки.

И з м е н ч и в о с т ь. Выражается в колебании размеров сгустков.

С р а в н е н и е. Внешне описанная форма сходна с *Nubecularites palmipedalis* Yaksch., отличается более сложной формой и четкой комковатой микроструктурой.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Манский прогиб, нижний кембрий, нижняя подсвета крольской свиты рек Колбы и Маны.

М а т е р и а л. 2 шлифа с большим количеством сгустков хорошей сохранности.

ПРОБЛЕМАТИКИ

Ungutia Yakschin, sp. nov.

Табл. XII, фиг. 1—4

Г о л о т и п: № 309, шлиф Г-80, ИГиГ СО АН СССР, Манский прогиб, нижний кембрий, р. Мана, правый берег, в 2 км выше устья р. Бол. Унгут, нижняя часть словской подсветы унгутской свиты.

О п и с а н и е. Желваки субсферической или уплощенной формы размером до 10 мм. Центральная часть (до 3 мм) сложена пелитоморфным карбонатом, внешняя зона шириной 0,5—3 мм имеет сложное строение. Представлена одним или несколькими слоями — не более 4—5 шириной 0,5—3 мм, представляющими собой узорчатую микроструктуру в виде очень сложных узорчатых полостей, каналов и пор в сером карбонате. Пустоты имеют весьма причудливые очертания и могут соединяться в непрерывную цепочку (гирлянду) по всему слою. В отдельных сгустках достаточно четко видна их вертикальная ориентировка.

И з м е н ч и в о с т ь. Выражается в колебании толщины слоя и насыщенности их пустотами.

С р а в н е н и е. Аналогичные образования в кембрийских и более древних отложениях не отмечались.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Манский прогиб, нижний кембрий, словская подсвета унгутской свиты р. Маны выше пос. Бол. Унгут и у р. Иртышки, в разрезе по р. Колбе ниже пос. Анастасьино.

М а т е р и а л. Более 20 шлифов с желваками хорошей сохранности.

- Абрамов А. В.** Взаимоотношения ангульской и анастасьинской свит в бассейне рек Колбы — Крол (Восточный Саян). — В кн.: Материалы по региональной геологии Сибири. Новосибирск, 1967, с. 154—156. (Труды СНИИГГиМС, вып. 57).
- Абрамов А. В.** Западная часть Восточного Саяна в докембрии. Автореф. канд. дис. Томск, 1974. 23 с.
- Аладышкин А. С.** Главнейшие эпохи эндогенной металлогении Средней Сибири. — В кн.: Материалы по металлогении и полезным ископаемым Красноярского края. Красноярск, Кн. изд-во, 1968, вып. 5, с. 7—18.
- Алтухов Е. Н.** Процессы стабилизации докембрийских геосинклиналей Центральной Азии в связи с проблемой биполярного развития структуры земной коры в докембрии. — «Докл. АН СССР», 1974, т. 249, № 6, с. 1433—1436.
- Андреева Е. М.** Докембрийские комплексы растительных микрофоссилий СССР. — В кн.: Палеопалинология. Т. II. Л., «Недра», 1966, с. 10—17. (Труды ВСЕГЕИ, вып. 14).
- Архангельский А. Д.** Оползневые осадки на дне Черного моря и геологическое значение этого явления. — «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1930, т. VIII, вып. 1—2, с. 32—80.
- Безубцов В. В.** Складчато-глыбовые структуры обрамления Сибирской платформы (на примере Манского прогиба). — В кн.: Проблемы геологии древних платформ. Вып. I. Красноярск, Кн. изд-во, 1973, с. 143—147.
- Беличенко В. Г.** Нижний палеозой Западного Забайкалья. М., «Наука», 1969. 207 с.
- Белченко В. Г., Хренов П. М.** О байкальских каледонидах. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1965, № 11, с. 72—85.
- Белостоцкий И. И.** Некоторые примеры деформации осадков в период их отложения. — «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1955, т. XXX, вып. 4, с. 49—65.
- Берзин Н. А.** Зона Главного разлома Восточного Саяна. М., «Наука», 1967. 147 с.
- Богданов А. А.** О тектоническом расчленении докембрийских образований фундамента Восточно-Европейской платформы. — «Вести. МГУ. Геология», 1967, № 1. с. 8—26.
- Бондарева Д. М.** Стратиграфия вулканогенно-карбонатных толщ бассейна р. Козыревой (Восточный Саян). — «Геол. и геофиз.», 1978, № 1.
- Ботвинкина Л. Н.** Слоистость осадочных пород. М., Изд-во АН СССР, 1962. 541 с. (Труды ГИН СССР, вып. 59).
- Бузиков И. П., Крылов И. Н., Митрофанов Ф. Н., Никитина Л. П., Хильтова В. Я.** Основные черты развития Восточно-Саянской складчатой области. — «Труды Лаб. геол. докембрия АН СССР», 1964, вып. 19, с. 117—125.
- Булгатов А. Н.** Байкалиды и ранние каледониды Средне-Витимской горной страны. — «Геол. и геофиз.», 1974, № 10, с. 50—57.
- Бутов Ю. П., Занвплевич А. Н., Литвиновский Б. А.** Проблема байкалид в свете новых данных по стратиграфии и магматизму центральной части Байкальской горной области. — «Геотектоника», 1974, № 2, с. 60—71.
- Вассоевич Н. Б.** Флиш и методика его изучения. Л.— М., Гостоптехиздат, 1948. 216 с.
- Вассоевич Н. Б.** Условия образования флиша. Л.— М., Гостоптехиздат, 1951. 240 с.
- Вассоевич Н. Б., Горотков С. Т.** К познанию явлений крупных подводных оползней в олигоценовую эпоху на Северном Кавказе. — М.— Л., 1935. 45 с. (Труды Нефтяного геол.-развед. ин-та, серия А, вып. 52).
- Волобуев М. И., Зыков С. И., Ступникова Н. И.** К геохронологии Енисейско-Восточно-Саянской складчатой области. — В кн.: Труды XV сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций при ОНЗ АН СССР (Симферополь, окт., 1967). М., «Наука», 1970, с. 85—106.

Волкова Н. А. Акритархи докембрийских и нижнекембрийских отложений Эстонии. — В кн.: Проблематики пограничных слоев рифа и кембрия Русской платформы, Урала и Казахстана. М., «Наука», 1968, с. 8—36. (Труды ГИН АН СССР, вып. 188).

Волкова Н. А. Акритархи северо-запада Русской платформы. — В кн.: Томмотский ярус и проблема нижней границы кембрия. М., «Наука», 1969, с. 224—236. (Труды ГИН АН СССР, вып. 206).

Володин А. Г. О древнейших отложениях в районе южной части Красноярского округа. — «Записки Русск. минерал. об-ва», М., 1928, вып. 57, № 2, с. 172—179.

Володин А. Г. Урманская и Саратовская петли р. Маны. М., 1931. 40 с. (Труды Главного геол.-развед. упр., вып. 35).

Воронова Л. Г., Радноноза Э. П. Водоросли и микрофитолиты палеозоя. М., «Наука», 1976. 219 с. (Труды ГИН АН СССР, вып. 294).

Гибшер А. С. О флише Манского прогиба. — «Геол. и геофиз.», 1976, № 4.

Гибшер А. С. Оползневые образования оселковской серии Присаянья. — «Геол. и геофиз.», 1977, № 1, с. 118—122.

Глазнов О. М. Лысанский габбро-пироксенитово-серпентинитовый комплекс в западной части Восточного Саяна. — «Геол. и геофиз.», 1961, № 3, с. 61—73.

Гудымович С. С. К биостратиграфии, палеонтологии и литологии анастасьинской серии Манского прогиба (северо-западная часть Восточного Саяна). Автореф. канд. дис. Томск, 1970. 28 с.

Гудымович С. С., Шнищын В. А. К биостратиграфии позднего докембрия и раннего кембрия Манского прогиба (северо-западная часть Восточного Саяна). — «Геол. и геофиз.», 1970, № 10, с. 118—121.

Дафф П., Халлам А., Уолтон Э. Цикличность осадконакопления. М., «Мир», 1971. 284 с.

Зеленгайн Л. П. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М., «Недра», 1972. 240 с. (Труды НИЛЗарубежгеология, вып. 26).

Изох Э. П. Гинербазит-габбро-гранитоидный формационный ряд в формации высокоинтрузивных гранатов. Новосибирск, «Наука», 1965. 139 с.

Кавица Л. Н., Инкаугас Т. В. К стратиграфии и корреляции нижнекембрийских отложений Манского прогиба. — В кн.: Проблемы палеонтологии и биостратиграфии нижнего кембрия Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, «Наука», 1973, с. 117—186.

Кирьянов В. В. Новые акритархи из кембрийских отложений Волыни. — «Палеонтол. ж.», 1974, № 2, с. 117—129.

Клишн К. А., Павлова Т. Г., Постельников Е. С. Байкалсиды юго-востока Сибир. р. М., «Наука», 1970. 144 с. (Труды ГИН АН СССР, вып. 219).

Кляровский В. М. Геохронология горных областей юго-западной части обрамления Сибирской платформы. Новосибирск, «Наука», 1972. 258 с.

Коняков А. З. Стратиграфия и некоторые вопросы тектоники протерозоя в синклинальной западной части Восточного Саяна. — В кн.: Материалы по региональной геологии Саяно-Алтайской складчатой области. Л., Изд-во ВСЕГЕИ, 1961, с. 173—182. (Труды ВСЕГЕИ, т. 58).

Коняков А. З., Маньковский В. К. К стратиграфии древних отложений Восточного Саяна в связи с проблемой выделения и расчленения позднего докембрия. — В кн.: Материалы по геологии Восточной Сибири. Л., Изд-во ВСЕГЕИ, 1964, с. 73—89. (Труды ВСЕГЕИ. Новая серия, т. 97).

Коптев И. И. К стратиграфии нижнего кембрия Красноярского края. — «Изв. Томск. политехн. ин-та», 1961, т. 120, с. 143—151.

Коптев И. И. Стратиграфия и палеонтология кембрия северо-западной части Восточного Саяна. Автореф. канд. дис. Томск, 1962. 48 с.

Коптев И. И. О соотношении колыванской и торгашинской свит кембрия Красноярского края. — В кн.: Вопросы региональной стратиграфии. М., Гостехгеолиздат, 1962, с. 92—96. (Труды СНИИГГиМС, вып. 24).

Коптев И. И. О сопоставлении разрезов нижнего кембрия северо-западной части Восточного Саяна и Сибирской платформы. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. Томск, изд. Томского ун-та, 1964, с. 48—55.

Королюк И. К. Микропроблематика рифей и нижнего кембрия Прибайкалья и Ангаро-Тенского прогиба. — В кн.: Вопросы микропалеонтологии. М., «Наука», 1966, вып. 10, с. 174—198.

Красильников Б. Н. Доорогенное развитие структуры Саяно-Алтайской области и сопровождающие его глубинные процессы. М., «Наука», 1966. 248 с.

Крылов И. Н., Шаповалова И. Г., Колосов П. Н., Федонкин М. А. Рифейские отложения низовьев р. Лены. — «Сов. геология», 1971, № 7, с. 85—95.

Крылов И. Н., Соколов Б. С. Второй Всесоюзный симпозиум по палеонтологии докембрия и раннего кембрия. — «Сов. геология», 1976, № 10, с. 151—153.

Кузнецов В. А. Геотектоническое районирование Алтае-Саянской складчатой области. — В кн.: Вопросы геологии Азии. Т. I. М., Изд-во АН СССР, 1954, с. 202—228.

Кузнецов Ю. А. Геология района г. Красноярска. — «Изв. Зап.-Сиб. геол.-развед. треста», 1932, т. XII, вып. 2.

Кузнецов Ю. А. Главнейшие типы магматических формаций. М., «Недра», 1964, 387 с.

Межеловский Н. В. К стратиграфии докембрия центральной части Восточного Саяна. — В кн.: Новые данные по геологии юга Красноярского края. Красноярск, Кн. изд-во, 1964, с. 22—29.

Молчанов И. А. Восточный Саян. Очерки по геологии Сибири. Л., Изд-во АН СССР, 1934, вып. 5. 82 с.

Масайтис В. Л. Состав толентовых базальтов платформ и геологическое время. — «Записки Всес. минерал. об-ва», 1970, вып. 99, № 2, с. 192—199.

Мусатов Д. И. Некоторые основные вопросы стратиграфии и тектонической истории Саяно-Енисейской складчатой области. Автореф. канд. дис. Красноярск, 1966. 113 с.

Мусатов Д. И., Савельев А. А. Некоторые особенности платформенных структур протерозоя на примере южной Сибири. — В кн.: Междунар. геол. конгресс, II сессия. Докл. сов. геол. М., «Недра», 1964, с. 237—244.

Наумова С. Н. Спориво-пыльцевые комплексы рифейских и нижнекембрийских отложений СССР. — В кн.: Междунар. геол. конгресс, XXI сессия. Докл. сов. геол. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 109—117.

Наумова С. Н. Зональные комплексы растительных микрофоссилий докембрия и нижнего кембрия Евразии и их стратиграфическое значение. — В кн.: Стратиграфия нижнего палеозоя Центральной Европы. М., «Наука», 1968, с. 30—39.

Никитина Л. П., Митрофанов В. П. Восточно-Саянская складчатая область. — В кн.: Геохронология СССР. Т. I. Докембрий, Л., «Недра», 1973, с. 178—188.

Обручев В. А. История геологического исследования Сибири. Период второй (1801—1850). Л., Изд-во АН СССР, 1933. 301 с.

Обручев В. А. История геологического исследования Сибири. Период третий (1851—1888). Л., Изд-во АН СССР, 1934. 439 с.

Обручев В. А. Геология Сибири. Т. I. Докембрий и древний палеозой. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1935. 367 с.

Обручев В. А. Докембрий Восточного Саяна. — В кн.: Стратиграфия СССР. Т. I. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1939. 674 с.

Парфенов Л. М. Основные черты докембрийской структуры Восточного Саяна. М., «Наука», 1967, с. 137—142.

Пинус Г. В. О возрасте гипербазитов Восточного Саяна и некоторых вопросах геологии, с ним связанных. — «Геол. и геофиз.», 1965, № 4, с. 58—66.

Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М., Изд-во АН СССР, 1958. 295 с.

Поляков Г. В. Палеозойский магматизм и железуруденение юга Средней Сибири. М., «Наука», 1971. 312 с.

Поляков Г. В., Кривенко А. П., Федосеев Г. С. Раннепалеозойские базитовые интрузии каледонид Восточного Саяна. — В кн.: Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. М., «Наука», 1972, с. 85—115.

Предтеченский А. А., Щеглов А. П. Биостратиграфическая схема нижнекембрийских отложений Алтае-Саянской складчатой области. — В кн.: Материалы по региональной геологии Сибири. М., Госгеолтехиздат, 1962, с. 10—22. (Труды СНИИГГиМС, вып. 24).

Предтеченский А. А. Основные черты геологического развития западной части Восточного Саяна в докембрии и кембрии. Новосибирск, «Наука», 1967. 154 с.

Проект стратиграфического кодекса СССР. Л., изд. ВСЕГЕИ, 1970. 52 с.

Проект стратиграфического кодекса СССР. Л., изд. ВСЕГЕИ, 1974. 40 с.

Пыхова Н. Г. Акритархи юго-востока Сибирской платформы. — В кн.: Томский ярус и проблема нижней границы кембрия. М., «Наука», 1969, с. 236—250. (Труды ГИН АН СССР, вып. 206).

Пятилетов В. Г. Микрофоссилии (акритархи) из докембрийских и нижнекембрийских отложений Манского прогиба. — В кн.: Стратиграфия и палеонтология нижнего и среднего кембрия СССР. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 180—186. (Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 296).

Пятилетов В. Г. Биостратиграфия и микрофоссилии верхнего докембрия и нижнего кембрия юго-восточной части Манского прогиба. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1977. 22 с.

Пятилетов В. Г. К ревизии древних сфероморфид. — В кн.: Биостратиграфия и палеонтология нижнего кембрия в Сибири. Новосибирск, «Наука», 1978.

Работнов В. Т., Нарожных Л. И., Комар В. А. К стратиграфии верхнего докембрия Присаянья. — «Докл. АН СССР», 1971, № 6, с. 1407—1410.

Радугин К. В. Горная Шория, Кузнецкий Ала-Тау и западная часть Восточного Саяна. — «Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР», 1952, вып. 1, с. 58—83.

Радугин К. В. Кембрий Красноярского края. — В кн.: Вопросы геологии Азии. М., Изд-во АН СССР, 1954, с. 332—342.

Радугин К. В. Общая характеристика докембрия и метаморфических толщ Западной Сибири. — В кн.: Вестн. Западно-Сибирского геологического управления. Томск, 1957, изд. Томского ун-та, № 1, с. 62—72.

- Радугин К. В. О ранних формах археоциат. Новые данные по палеонтологии и стратиграфии Западной Сибири.— В кн.: Материалы по геологии Западной Сибири. Вып. 63. Томск, 1962, с. 7—10.
- Радугин К. В. Проблема позднего протерозоя (материалы к изучению геологии позднего докембрия Сибири). Ч. 1. Примитивные археоциаты позднего протерозоя. Томск, изд. Томского ун-та, 1966. 148 с.
- Радугин К. В. Проблема позднего протерозоя. Томск, изд. Томского ун-та, 1973. 304 с.
- Рейтлингер Е. А. Атлас микроскопических органических остатков и проблематики древних толщ Сибири. М., Изд-во АН СССР, 1959. 62 с. (Труды ГИН АН СССР, вып. 25).
- Репина Л. Н., Хоментовский В. В. О подразделении нижнего кембрия.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1961, № 8, с. 83—87.
- Репина Л. Н., Хоментовский В. В., Журавлева И. Т., Розанов А. Ю. Биостратиграфия нижнего кембрия Саяно-Алтайской складчатой области. М., «Наука», 1964. 363 с.
- Решения Всесоюзных коллоквиумов по микрофитолитам, строматолитам и микрофоссилиям. Новосибирск, 1975. 37 с.
- Рудаевская В. А. Микропалеофитологическая характеристика нижнепалеозойских отложений Марковского нефтяного месторождения.— «Геол. и геофиз.», 1967, № 6, с. 146—148.
- Рудаевская В. А. Акритархи пограничных отложений рифея и кембрия юга Восточной Сибири.— В кн.: Микрофоссилии древнейших отложений. М., «Наука», 1973, с. 17—21.
- Рудаевская В. А. Комплексы микрофитофоссилий и их связь с условиями осадкообразования.— В кн.: Микрофитофоссилии протерозоя и раннего палеозоя СССР. Л., «Наука», 1974а, с. 30—36.
- Рудаевская В. А. Принципы систематики сфероморфид.— В кн.: Микрофитофоссилии протерозоя и раннего палеозоя СССР. Л., «Наука», 1974б, с. 48—56.
- Рудаевская В. А. Кодирование видовых признаков акритарх подгруппы *Sphaeromorphitae*, *Disphaeromorphitae* и *Tasmanitae*.— В кн.: Палинологические исследования. Л., «Наука», 1976, с. 122—135. (Труды ВНИГРИ, вып. 374).
- Рудаевская В. А., Фролов Б. М. Первые находки акритарх в нижних горизонтах опорных разрезов юдомской свиты.— В кн.: Микрофоссилии СССР. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 11—13. (Труды ИГГ, вып. 81).
- Савельев А. А., Писаренков Р. И. О метаморфизме и структурном положении Арзубейской глыбы.— В кн.: Новые данные по геологии юга Красноярского края. Красноярск, Кн. изд-во, 1964, с. 13—21.
- Салоп Л. И. О некоторых дискуссионных вопросах геологии Байкальской складчатой области.— «Геол. и геофиз.», 1974, № 1, с. 11—24.
- Семихатов М. А., Хоментовский В. В. Стратиграфия докембрийских отложений западной части Восточного Саяна.— «Докл. АН СССР», 1956, т. 110, № 2, с. 273—275.
- Семихатов М. А., Комар В. Л., Серебряков С. Н. Юдомский комплекс стратотипической местности. М., «Наука», 1970. 207 с. (Труды ГИН АН СССР, вып. 210).
- Струкуленко А. Ф., Дедюхин Н. Е. О послекарбонатовых щелочных гипабиссальных интрузиях Северо-Минусинской впадины.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края. Красноярск, Кн. изд-во, 1961, вып. 1.
- Тегяев М. М. К геологии Западного Прибайкалья.— В кн.: Материалы по общей и прикладной геологии. 1916, вып. 2.
- Тимофеев Б. В. Древнейшая флора Прибалтики и ее стратиграфическое значение. Л., Гостоптехиздат, 1959. 136 с.
- Тимофеев Б. В. Микропалеофитологическое исследование древних свит. М.— Л., «Наука», 1966. 147 с.
- Тимофеев Б. В. Сфероморфиды протерозоя. Л., «Наука», 1969. 66 с.
- Тимофеев Б. В. Микрофоссилии докембрия Украины. Л., «Наука», 1973. 58 с.
- Тимофеев Б. В. Симпозиум по микрофитофоссилиям протерозоя и раннего палеозоя.— В кн.: Микрофитофоссилии протерозоя и раннего палеозоя СССР. Л., «Наука», 1974, с. 56—58.
- Тимофеев Б. В. Микропалеофитологическая характеристика рифея окраинных частей Сибирской платформы.— В кн.: Микрофитофоссилии докембрия, кембрия и ордовика. Л., «Наука», 1976, с. 19—29.
- Файзулина З. Х., Лысова Л. А., Трещетенкова А. А. Микрофоссилии из нижнекембрийских отложений Иркутского амфитеатра.— В кн.: Микрофоссилии древнейших отложений. М., «Наука», 1973, с. 25—28.
- Хазагаров А. М. Особенности размещения золотого оруденения в западной части Восточного Саяна. Материалы геологической конференции КГУ. Красноярск, 1966, с. 17—23.
- Хильтова В. Я., Крылов И. Н. Докембрий центральной части Восточного Саяна.— В кн.: Докембрий Восточного Саяна. М.— Л., «Наука», 1964, с. 10—30. (Труды ЛАГЕД АН СССР, вып. 18).
- Хоментовский В. В. К тектонике Восточного Саяна.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1957, № 7, с. 3—26.

Хоментовский В. В. Формации структурно-фациальных зон Юго-Западной Сибири и связь с ними полезных ископаемых. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 7—87.

Хоментовский В. В. Основные вопросы корреляции пиннекембрийских отложений Саяно-Алтайской складчатой области. — «Геол. и геофиз.», 1964, № 4, с. 3—18.

Хоментовский В. В. Принципы выделения венда как системы палеозоя. — В кн.: Этюды по стратиграфии. М., «Наука», 1974, с. 33—70.

Хоментовский В. В. Венд. Новосибирск, «Наука», 1976. 272 с. (Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 243).

Хоментовский В. В., Семихатов М. А., Репина Л. Н. Стратиграфия докембрийских и нижнекембрийских отложений западной части Восточного Саяна. — В кн.: Региональная геология СССР. Т. 4. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 5—170.

Хоментовский В. В., Репина Л. Н. Нижний кембрий стратотипического разреза Сибири. М., «Наука», 1965. 200 с.

Хоментовский В. В., Шенфиль В. Ю., Якшин М. С., Бутаков Е. П. Опорные разрезы отложений верхнего докембрия и нижнего кембрия Сибирской платформы. М., «Наука», 1972. 356 с. (Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 141).

Хоментовский В. В., Гибшер А. С. Новые данные по стратиграфии нижнего кембрия восточной части Манского прогиба. — В кн.: Проблемы палеонтологии и биогеографии нижнего кембрия Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, «Наука», 1973, с. 160—177. (Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 49).

Хоментовский В. В., Шенфиль В. Ю. К проблеме байкальской складчатости. — «Геол. и геофиз.», 1976, № 4, с. 18—29.

Хоментовский В. В., Шенфиль В. Ю., Гибшер А. С., Якшин М. С., Бутаков Е. П., Пятилетов В. Г. О фациальных изменениях отложений лейбнинской и крольсковой свит нижнего кембрия в бассейне рек Солбики, Колбы и Жержула (Манский прогиб, Восточный Саян). — В кн.: Палеонтология и стратиграфия нижнего и среднего кембрия СССР. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 95—102. (Труды ИГиГ, вып. 296).

Чураков А. Н. Протерозой северо-западной части Восточного Саяна. М., Изд-во АН СССР, 1941. 97 с. (Труды ГИН АН СССР, вып. 52. Серия геол., № 16).

Шатский Н. С. Основные черты тектоники Сибирской платформы. — «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1932, т. 10, вып. 3—4, с. 476—509.

Шатский Н. С. О тектонике Арктики. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Севера СССР. Т. 1. Л., изд. Главсевморпути, 1935, с. 149—168.

Шатский Н. С. Рифейская эра и байкальская складчатость. — В кн.: Избранные труды. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 600—619.

Шелковников А. Д. О комагматичности некоторых интрузивных и эффузивных комплексов северо-западной части Восточного Саяна. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края. Красноярск, Кн. изд-во, 1962, вып. 3, с. 65—96.

Шенфиль В. Ю., Гибшер А. С., Якшин М. С., Бутаков Е. П., Пятилетов В. Г. Структурно-фациальные зоны верхнедокембрийских — нижнекембрийских отложений юго-восточной части Манского прогиба (Восточный Саян). — В кн.: Стратиграфия и палеонтология нижнего и среднего кембрия СССР. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 77—94.

Шепелева Е. Д. Комплексы спор (?) из отложений бавлинской серии Волго-Уральской области. — В кн.: Спорово-пыльцевые комплексы и стратиграфия верхнего протерозоя, палеозоя и мезозоя Волго-Уральской области и Средней Азии. М., Госгеолтехиздат, 1963, с. 7—18. (Труды ВНИГНИ, вып. XXXVI).

Шешегова Л. И. Акритархи палеозоя. — В кн.: Водоросли палеозоя и мезозоя Сибири. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 9—36.

Шутов В. Д. Классификация песчанников. — «Литолог. и полезн. ископ.», 1967, № 5, с. 87—103.

Якшин М. С. О каланчевском комплексе микрофитолитов рифея Сибири. — «Геол. и геофиз.», 1975, № 2, с. 44—54.

Янкаускас Т. В. К биогеографии кембрия Красноярского края. — «Изв. Томск. политехн. ин-та», 1966, т. 151, с. 281—288.

Янкаускас Т. В. Птероциатиды нижнего кембрия Красноярского края (Восточный Саян). — В кн.: Биогеография и палеонтология нижнего кембрия Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1969, с. 114—157.

Янкаускас Т. В. Грибрициаты нижнего кембрия Сибири. — В кн.: Проблемы биогеографии и палеонтологии нижнего кембрия Сибири. М., «Наука», 1972, с. 161—183.

Яцук В. И. Интрузивные комплексы междуречья Гана и Маны (Восточный Саян). — «Геол. и геофиз.», 1970, № 6, с. 39—49.

Яцук В. И. Габбро-пироксенитовый комплекс верховьев р. Маны (Восточный Саян). — «Геол. и геофиз.», 1971, № 6, с. 79—87.

Anketell J. M., Lowell P. B. Upper Llandoveryan Grogall Sandstones and Aberystwyth Grits in the New Quay area, central Wales; Possible upwards transition from concretionites to turbidites. — «Geol. J.», 1976, v. 11, part 2, p. 101—108.

Bouma A. H. Sedimentology of some Flysch Deposits. — «Elseviers Amsterdam», 1962, p. 1—168.

Bouma A. H. Fossil contourites in Lower Niesenflysch, Switzerland.— «J. Sediment. Petrol.», 1972, v. 42, N 4, p. 917—921.

Dzulynski S., Walton E. K. Sedimentary features of flysch and Greywaches.— «Developments in sedimentology J.», Amsterdam — London — New York, 1965. 274 p.

Eisenack A. E. Tasmanite Newton 1875 und Leiosphaeridia n. g. also Gattungen der Hystrichosphaeridea.— «Paleontographica», 1958, Abt. A, 110, N 1—3.

Kuenen Ph. H., Migliorini C. I. Turbidity currents as a cause of graded bedding.— «J. Geol.», 1950, v. 58, p. 91—127.

Kuenen Ph. H. Graded bedding with observation on Lower Paleozoic rocks of Britain.— «Verhandel. Koninkl. nederl. akad. wet. Afd. natuurkunde, Sect. 1», 1953, 20 (3), p. 1—47.

Kuenen Ph. H. Turbidity currents as a major factor in flysch deposition.— «Ecllogae geol. helw.», 1959, N 51, p. 1009—1021.

Potter P. E., Pettijohn F. J. Paleocurrents and Basin Analysis. Berlin, Göttingen, Heidelberg, 1963. 296 p.

Walker R. G. The origin and significance of the internal sedimentary structures of turbidites.— «Proc. Yorkshire Geol. Soc.», 1965, N 35, p. 1—32.

ФОТОТАБЛИЦЫ
И ОБЪЯСНЕНИЯ К НИМ

ТАБЛИЦА I

× 1200

- Ф и г. 1, 3, 5. *Baltisphaeridium hirsutum* Pjatiletov.
1 — № 522/387-Е; р. Солбия, жержульский горизонт, крольская свита, верхняя подсвита, нижний кембрий; 3 — № 522/222; район руч. Звериный Лог, унгутская свита, нижний кембрий; 5 — № 522/167; р. Солбия, жержульский горизонт, крольская свита, верхняя подсвита, нижний кембрий.
- Ф и г. 2. *Baltisphaeridium* sp.
№ 522/387-Е; р. Солбия, жержульский горизонт, крольская свита, верхняя подсвита, нижний кембрий.
- Ф и г. 4. *Baltisphaeridium clarum* Pjatiletov.
№ 522/387-Е; р. Солбия, жержульский горизонт, крольская свита, верхняя подсвита, нижний кембрий.
- Ф и г. 6. *Baltisphaeridium cerinum* Volkova.
№ 522/164; р. Солбия, жержульский горизонт, крольская свита, верхняя подсвита, нижний кембрий.
- Ф и г. 7—9. *Michhystridium perlevum* Pjatiletov.
7 — № 522/167; р. Солбия, жержульский горизонт, крольская свита, верхняя подсвита, нижний кембрий; 8 — № 522/162; район руч. Звериный Лог, унгутская свита, нижний кембрий; 9 — № 522/106; водораздел рек Колба — Кувай, верхняя часть анастасьинской свиты, юдомий.
- Ф и г. 10—13. *Michhystridium* sp.
10 — № 522/131; водораздел рек Колба — Кувай, верхняя часть анастасьинской свиты, юдомий; 11 — № 522/403; район пос. Ангалой, верхняя большая часть жистынской свиты, юдомий; 12 — № 522/222; район руч. Звериный Лог, унгутская свита, нижний кембрий; 13 — № 522/472; район р. Береть, верхняя часть жистынской свиты, юдомий.

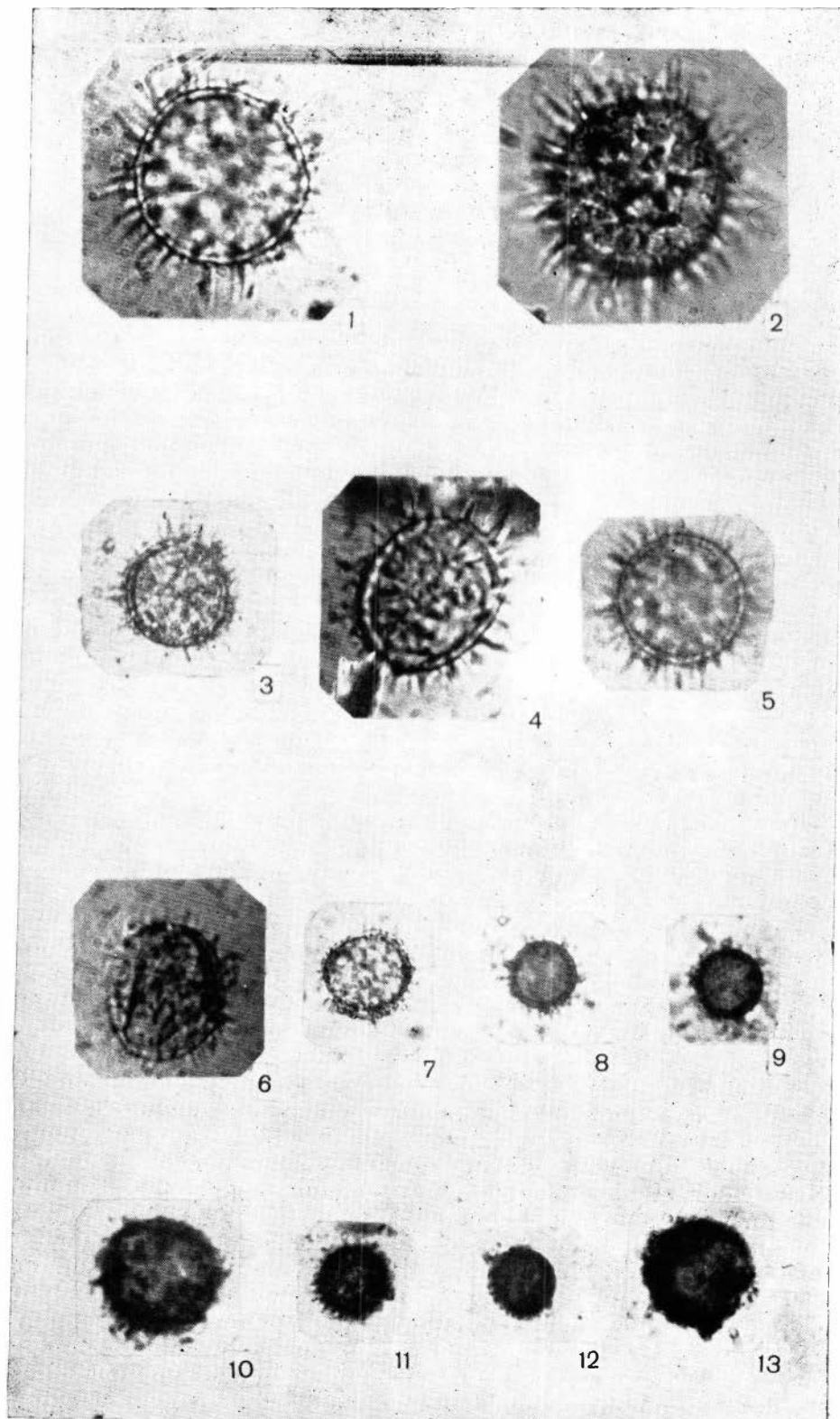


ТАБЛИЦА II

× 1200

Ф и г. 1. *Micrhystridium* sp.

№ 522/423; район р. Жистык, верхняя (большая) часть жистыкской свиты, юдомий.

Ф и г. 2. *Micrhystridium commosum* Pjatiletov.

№ 522/66; водораздел рек Колба — Кувай, верхняя часть анастасьинской свиты, юдомий.

Ф и г. 3—6. *Leiomarginata simplex* Naum., var. *manica* var. nov.

3, 4 — № 522/110; водораздел рек Колба — Кувай, верхняя часть анастасьинской свиты, юдомий; 5 — № 522/106, там же; 6 — голотип: № 522/467; р. Береть, верхняя часть жистыкской свиты, юдомий.

Ф и г. 7—9. *Leiomarginata simplex* Наумова.

7 — № 522/472; р. Береть, верхняя часть жистыкской свиты, юдомий; 8 — № 522/64; водораздел рек Колба — Кувай, верхняя часть анастасьинской свиты, юдомий; 9 — № 522/503; р. Жистык, верхняя часть жистыкской свиты, юдомий.

Ф и г. 10—12. *Granomarginata prima* Наумова.

10 — № 522/464; р. Береть, верхняя часть жистыкской свиты, юдомий; 11 — № 522/353; р. Жистык, верхняя часть жистыкской свиты, юдомий; 12 — № 522/79; водораздел рек Колба — Кувай, верхняя часть анастасьинской свиты, юдомий.

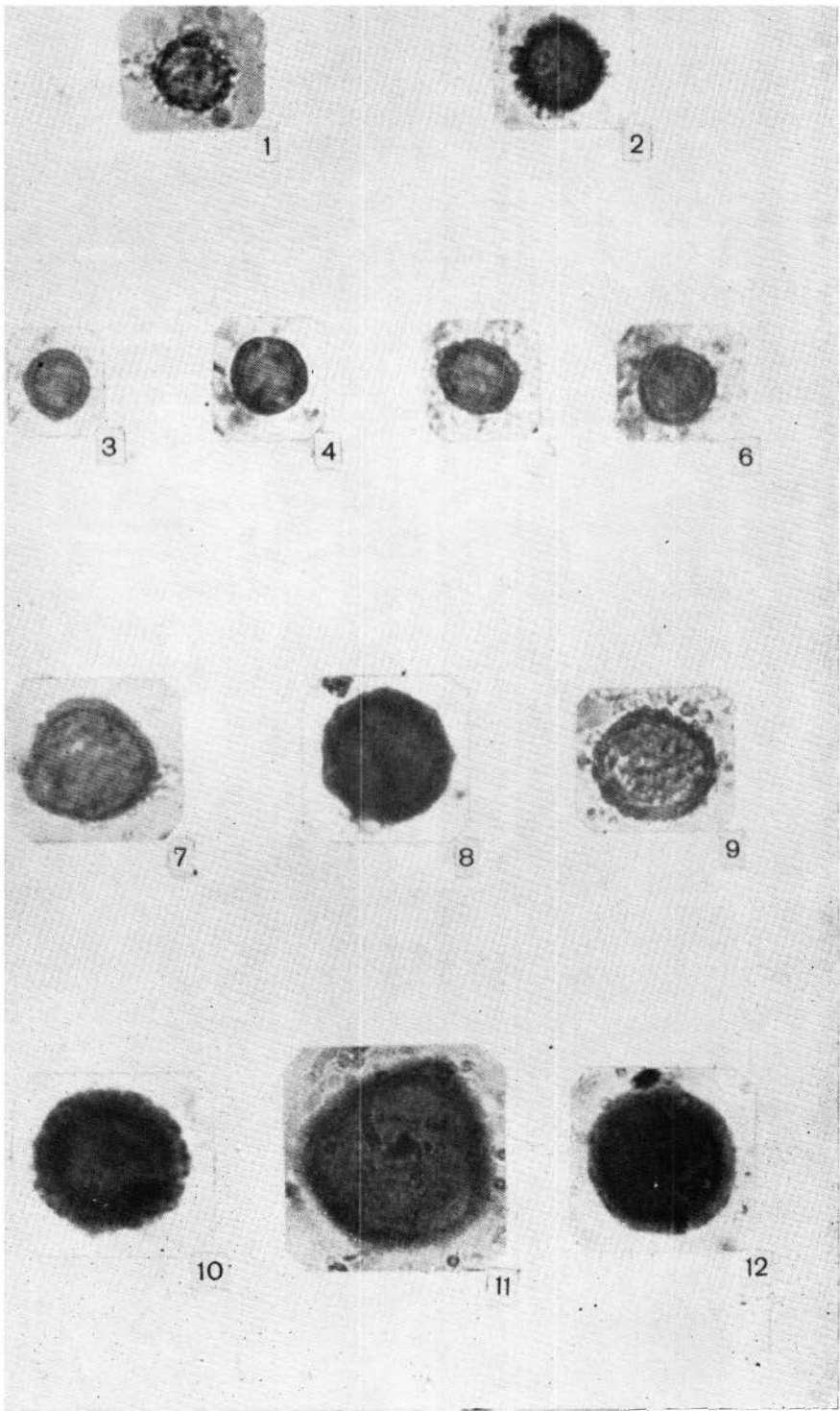


ТАБЛИЦА III

× 12000

- Ф и г. 1—6, 12, 13. *Leiosphaeridia effusa* (Schepeleva) Pjatiletov.
1, 2, 5 — № 522/4376, 4380, 4385; устье р. Бол. Кершуд, беретьская свита, верхний рифей; 3, 4, 6 — № 522/4376, 4372, 4382; устье р. Бол. Кершуд, беретьская свита, верхний рифей; 12, 13 — № 522/409, 410; район пос. Ангалой, ангалойская свита, верхний рифей.
- Ф и г. 7—9. *Trachysphaeridium partialum* (Schepeleva) Pjatiletov.
7 — № 522/406; район пос. Ангалой, ангалойская свита, верхний рифей; 8, 9 — № 522/4376, 4378; район устья р. Бол. Кершуд, беретьская свита, верхний рифей.
- Ф и г. 10, 11. *Leiosphaeridia minor* (Schepeleva) Pjatiletov.
№ 522/402, 408; район пос. Ангалой; ангалойская свита, верхний рифей.

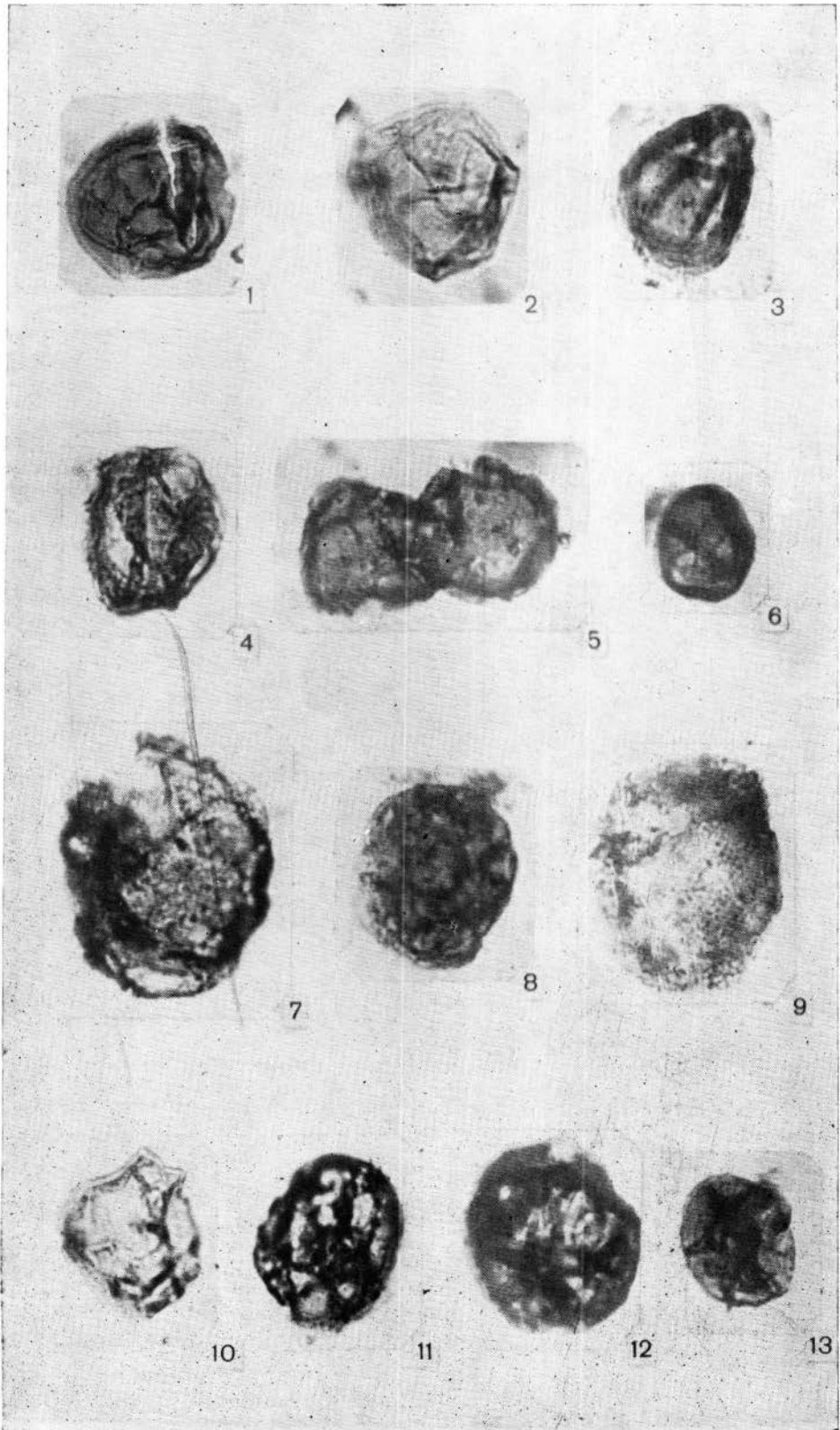


ТАБЛИЦА IV

× 1200

- Ф и г. 1—4. *Leiosphaeridia effusa* (Schepeleva) Pjatiletov.
 № 522/484; район пос. Ангалой, нижняя часть жистынской свиты, верхний рифей.
- Ф и г. 5, 7. *Leiosphaeridia minor* (Schepeleva) Pjatiletov.
 5 — № 522/428; район пос. Ангалой, нижняя часть жистынской свиты, верхний рифей; 7 — № 522/431; район пос. Ангалой, верхняя часть жистынской свиты, юдомий.
- Ф и г. 6, 8, 9. *Trachysphaeridium pertialum* (Schepeleva) Pjatiletov.
 № 522/484, 428; район пос. Ангалой, нижняя часть анастасьинской свиты, верхний рифей.
- Ф и г. 10. *Leiosphaeridia magda* Pjatiletov sp. nov.
 № 522/427; район пос. Ангалой, верхняя часть жистынской свиты, юдомий.
- Ф и г. 11. *Micrhystridium* sp.
 № 522/403; район пос. Ангалой, верхняя часть жистынской свиты, юдомий.

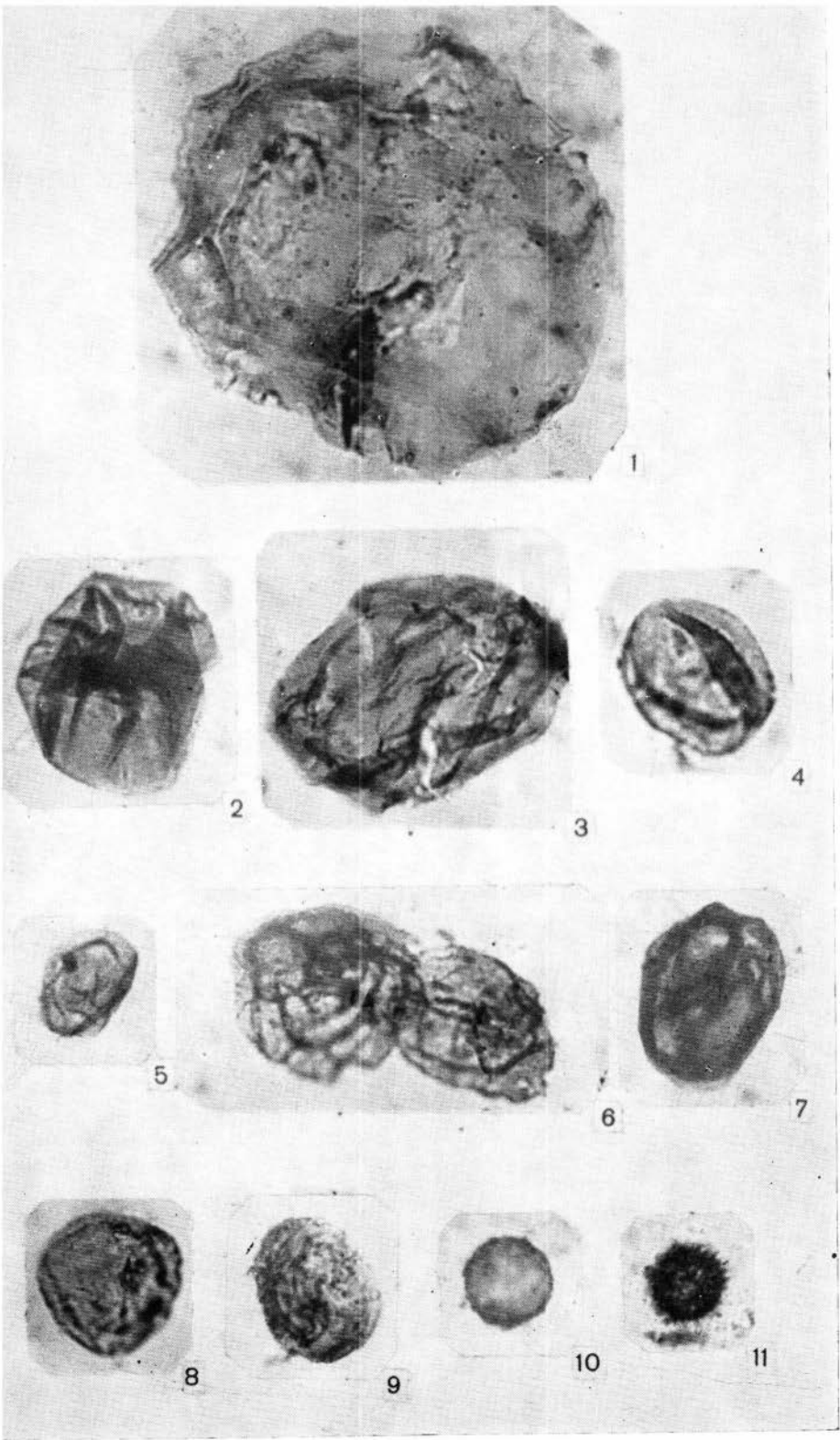


ТАБЛИЦА V

×1200

- Ф и г. 1, 2, 5. *Leiosphaeridia ejjusa* (Schepeleva) Pjatiletov.
№ 522/456; р. Береть, беретьская свита, верхний рифей.
- Ф и г. 3, 4. *Leiosphaeridia densa* (Timofeev) Pjatiletov.
№ 522/473; р. Береть, верхняя часть жистынской свиты, юдомий.
- Ф и г. 6—8. *Trachysphaeridium asaphum* (Timofeev) Pjatiletov.
№ 522/450; р. Береть, беретьская свита, верхний рифей.
- Ф и г. 9—11. *Leiosphaeridia magda* Pjatiletov sp. nov.
9 — голотип: № 522/503; Манский прогиб, р. Жистык, верхняя часть жистынской свиты, юдомий; 10, 11 — № 522/472, 467; р. Береть, верхняя часть жистынской свиты, юдомий.
- Ф и г. 12. *Leiosphaeridia minor* (Schepeleva) Pjatiletov.
№ 522/453; р. Береть, верхняя часть жистынской свиты, юдомий.

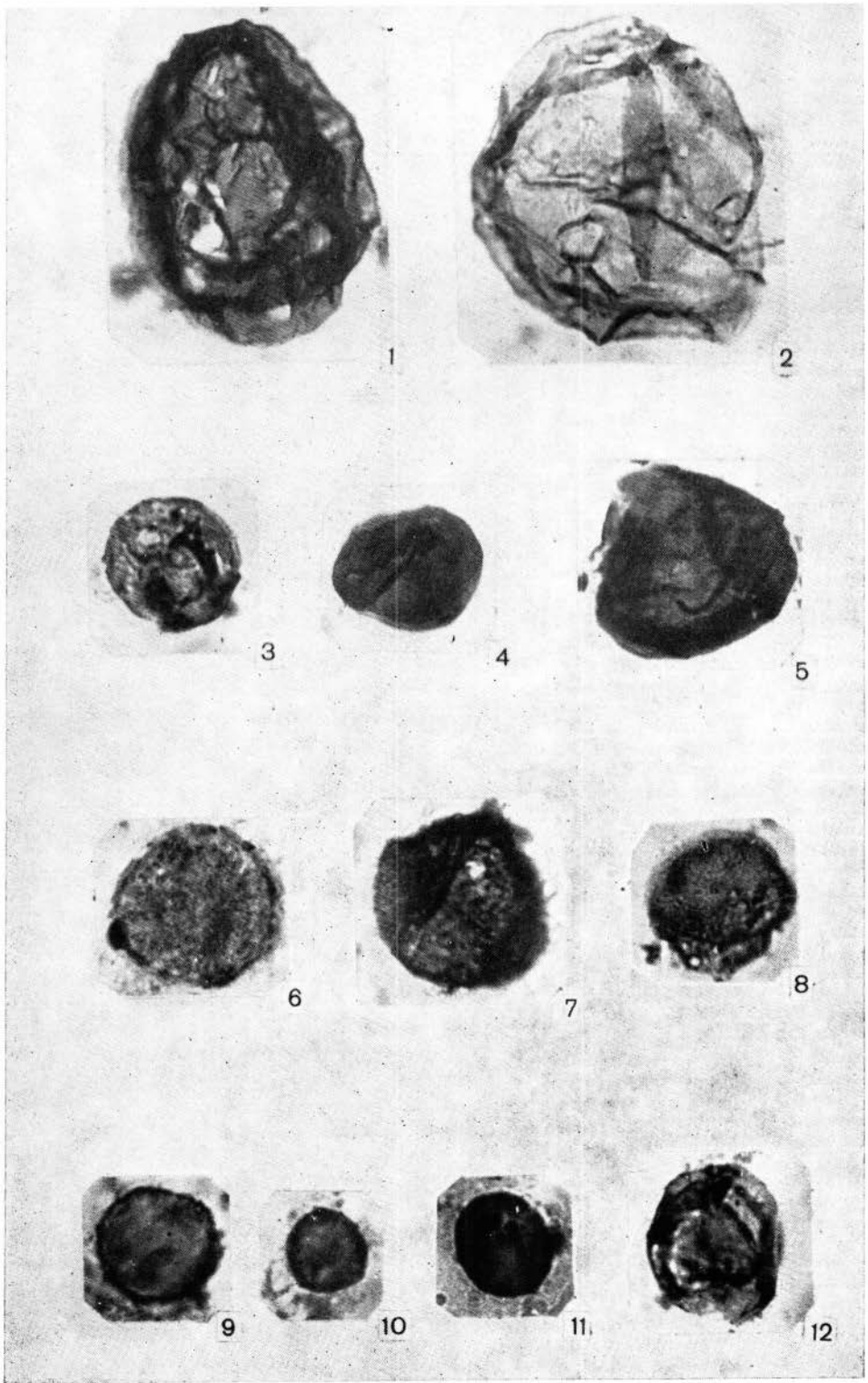


ТАБЛИЦА VI

× 1500

Ф и г. 1, 2. *Leiosphaeridia gigantea* (Schepeleva) Pjatiletov.

№ 522/354, 328; район лога Горюнова; верхняя часть ангульской свиты, юдомий.

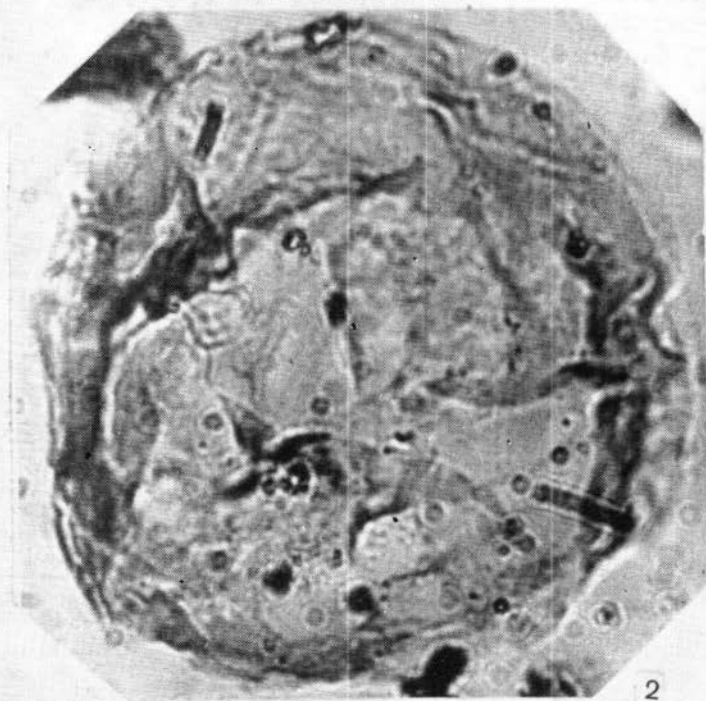
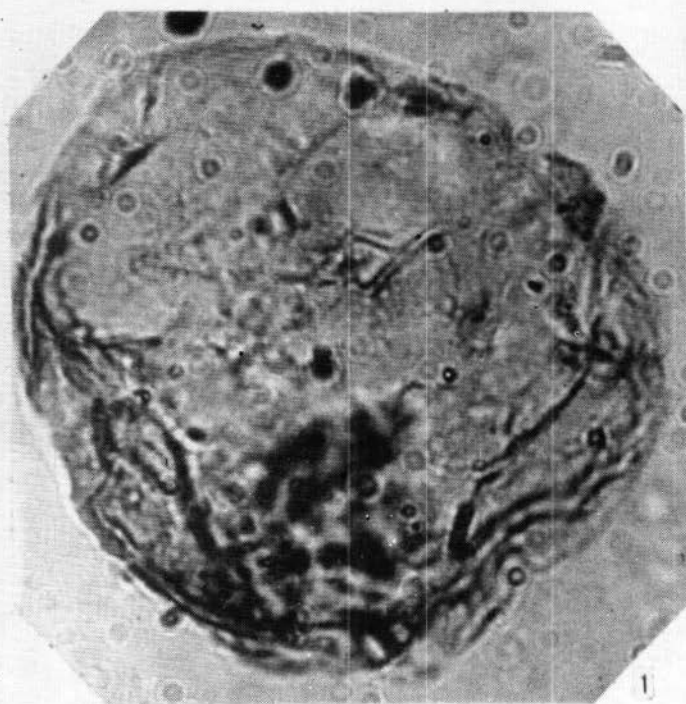


ТАБЛИЦА VII

- Ф и г. 1. *Trachysphaeridium magnum* (Timofeev) Pjatiletov.
 № 522/316 ($\times 1500$); район лога Горюнова, нижняя часть ангульской свиты, верхний рифей.
- Ф и г. 2, 5. *Nucellosphaeridium minutum* Timofeev.
 № 522/300 ($\times 1200$); район лога Горюнова, нижняя часть ангульской свиты, верхний рифей.
- Ф и г. 3, 4, 7. *Orygmatosphaeridium rubiginosum* (Andreeva) Pjatiletov.
 3 — № 522/494 ($\times 1200$); район пос. Ангалой, верхняя часть жистыкской свиты, юдомий; 4, 7 — № 522/356 ($\times 1200$); р. Жистык, верхняя часть жистыкской свиты, юдомий.
- Ф и г. 6. *Lophosphaeridium scabridum* (Timofeev) Pjatiletov.
 № 522/160 ($\times 1200$); р. Солбия; жэркульский горизонт, крольская свита, верхняя подсвита, нижний кембрий.
- Ф и г. 8. *Leiosphaeridia pelusida* (Schepelova) Pjatiletov.
 № 522/102 ($\times 600$); район лога Горюнова, ангульская свита, юдомий.

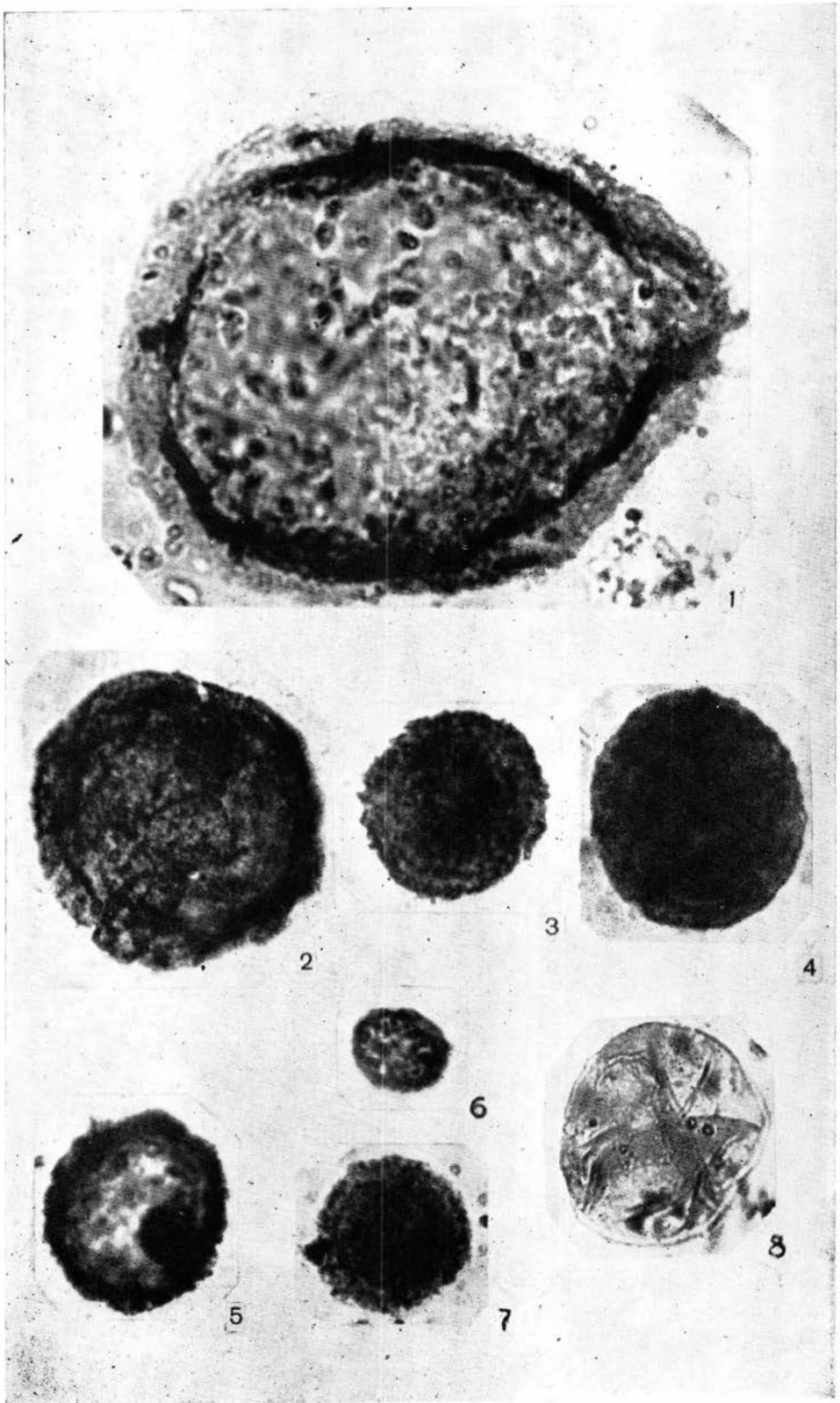


ТАБЛИЦА VIII

Ф и г. 1. *Osagia kuvaica*, f. п.

Типовой экземпляр, $\times 11$, № 309, шифр 1326-10. Нижний кембрий, низы притышклинской подсвиты унгутской свиты разреза лога Горюнова (правый приток р. Кувай).

Ф и г. 2. *Osagia kuvaica*, f. п.

$\times 20$, шифр 1325-3. Нижний кембрий, баранчикская подсвита унгутской свиты разреза лога Горюнова (приток р. Кувай).

Ф и г. 3. *Osagia korbinica*, f. п.

Типовой экземпляр, $\times 11$, № 309, шифр 423-б. Нижний кембрий, грязновская подсвита унгутской свиты, среднее течение р. Корбин (левый приток р. Базаиха).

Ф и г. 4. *Osagia korbinica*, f. п.

$\times 11$, шифр 1879. Нижний кембрий, грязновская подсвита унгутской свиты, среднее течение р. Корбин (левый приток р. Базаиха).

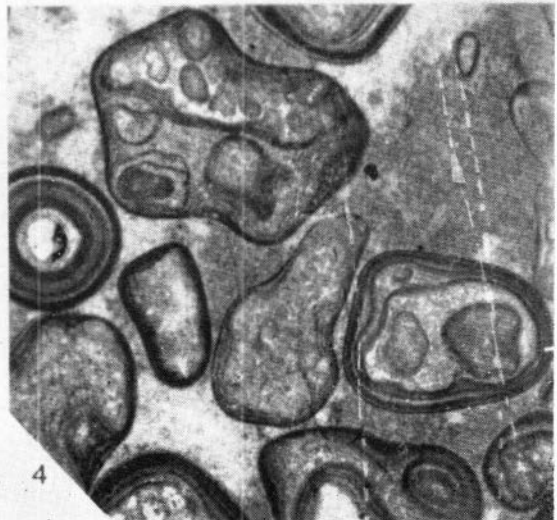
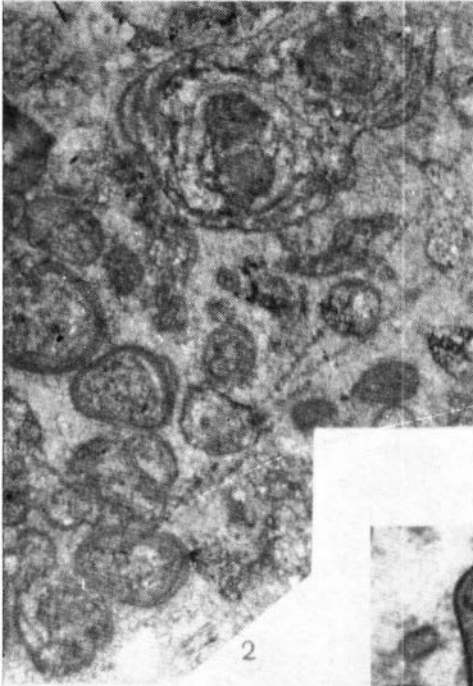
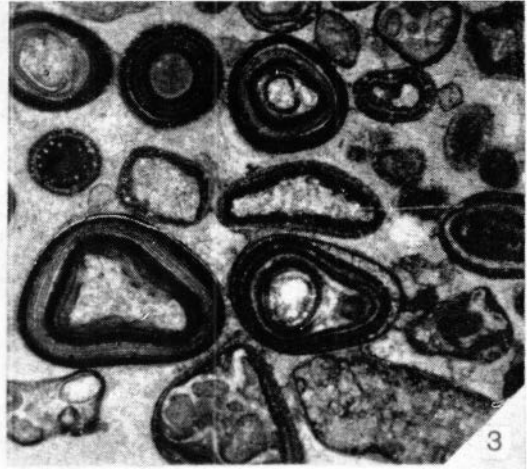
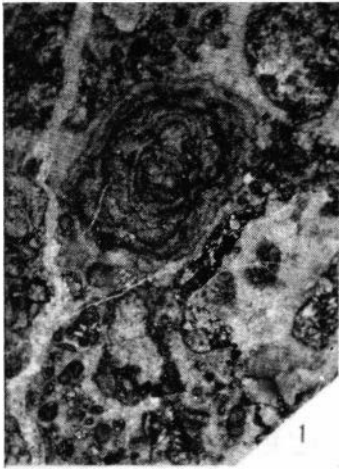


ТАБЛИЦА IX

Ф и г. 1. *Osagia delicata*, f. п.

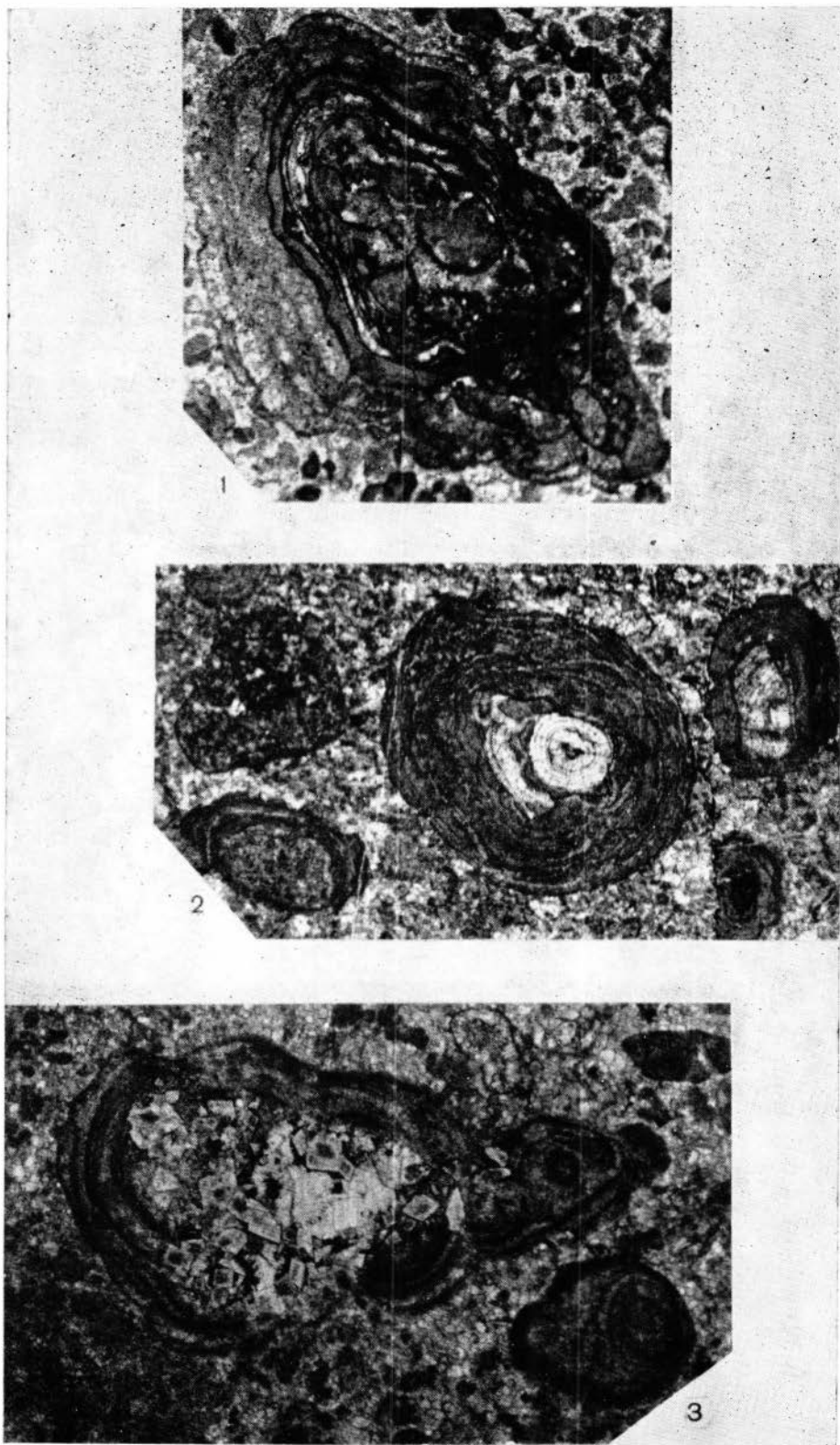
Типовой экземпляр, $\times 11$, № 309, шлиф 353-А. Нижний кембрий, верхняя часть жержульской свиты разреза верховьев р. Базанхи.

Ф и г. 2. *Osagia delicata*, f. п.

$\times 5$, шлиф 1020. Нижний кембрий, верхняя часть жержульской свиты водорадела рек Жержул и Бултусук.

Ф и г. 3. *Osagia delicata*, f. п.

$\times 20$, шлиф 466. Нижний кембрий, верхняя часть жержульской свиты разреза верховьев р. Базанха.



Ф и г. 1, 2. *Sculponea elorica*, f. n.

Типовой экземпляр, 1 — $\times 5$; № 309, шифр Г-80. Нижний кембрий, еловская подсвита унгутской свиты, р. Мана, правый берег, в 2 км выше устья р. Бол. Унгут. 2 — $\times 55$, № 309, шифр Г-80. Увеличенный снимок концевой части жезлика, находящейся в центре фиг. 1. Видна нечеткая параллельная слоистость и скопление водорослей *Gyrodonta* на границе темного и светлого слоя (ориентировка снимков изменена).

Ф и г. 3. *Vesicularites callosus*, f. n.

Типовой экземпляр, $\times 20$, № 309, шифр 2566-Г. Нижний кембрий, баранчикская подсвита унгутской свиты разреза верховья р. Базанха (к северу от пос. Верх. Базанха).

Ф и г. 4. *Vesicularites adunctus*, f. n.

Типовой экземпляр, $\times 15$, № 309, шифр 1978. Нижний кембрий, баранчикская подсвита унгутской свиты разреза нижнего течения р. Жеркул.

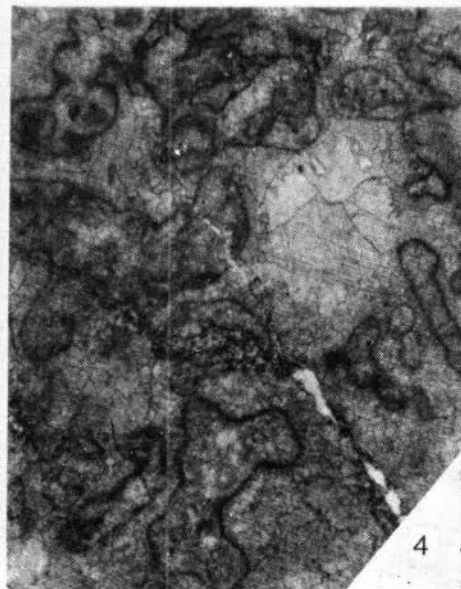
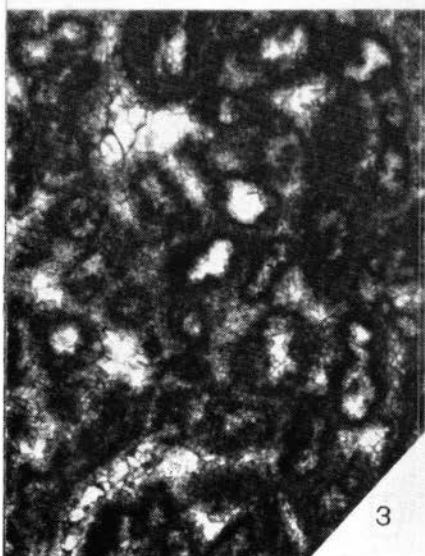
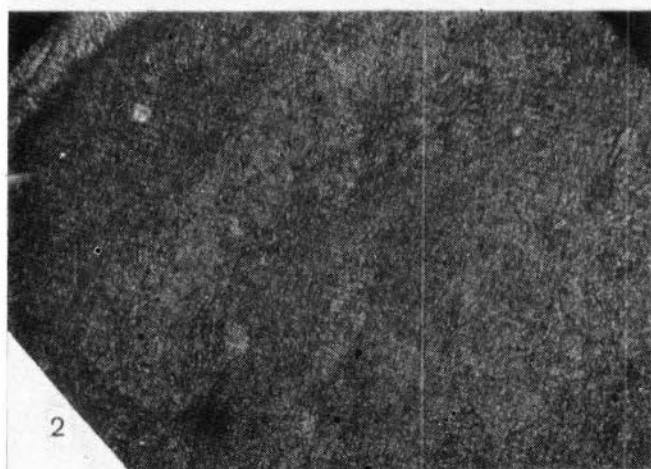
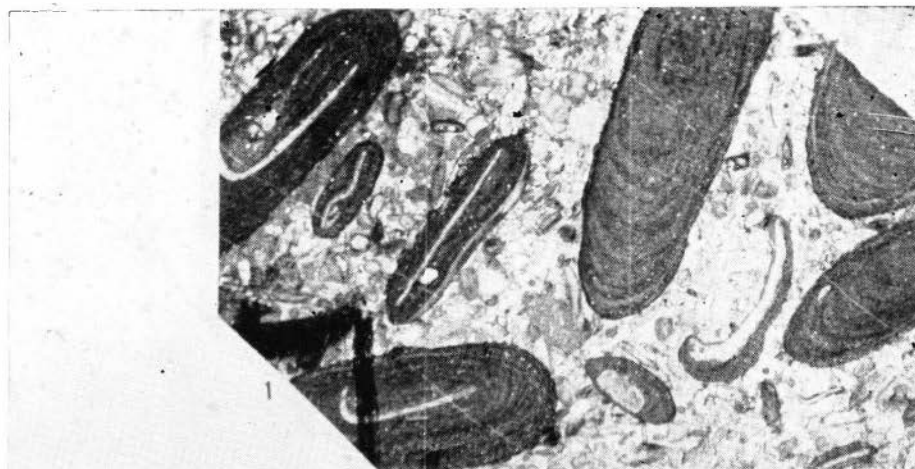


ТАБЛИЦА XI

Ф и г. 1. *Vesicularites kolbicus*, f. n.

Типовой экземпляр, $\times 20$, № 309, шлиф 674-б. Нижний кембрий, верхняя под-
свита крольской свиты среднего течения р. Колбы (д.г. Черемушный).

Ф и г. 2. *Vesicularites artus*, f. n.

Типовой экземпляр, $\times 20$, № 309, шлиф 210. Нижний кембрий, барацкинская
подсвита унгутской свиты разреза нижнего течения р. Жержул (руч. Вшивик).

Ф и г. 3. *Vesicularites artus*, f. n.

$\times 10$, шлиф 1966. Нижний кембрий, барацкинская подсвита унгутской свиты
р. Жержул.

Ф и г. 4. *Nubecularites caliginosus*, f. n.

$\times 20$, шлиф 14-б. Нижний кембрий, нижняя подсвита крольской свиты разре-
за приустьевой части р. Колбы.

Ф и г. 5. *Nubecularites caliginosus*, f. n.

Типовой экземпляр, $\times 15$, № 309, шлиф Б-7. Нижний кембрий, нижняя под-
свита крольской свиты, правобережье р. Колбы в 2 км выше устья.

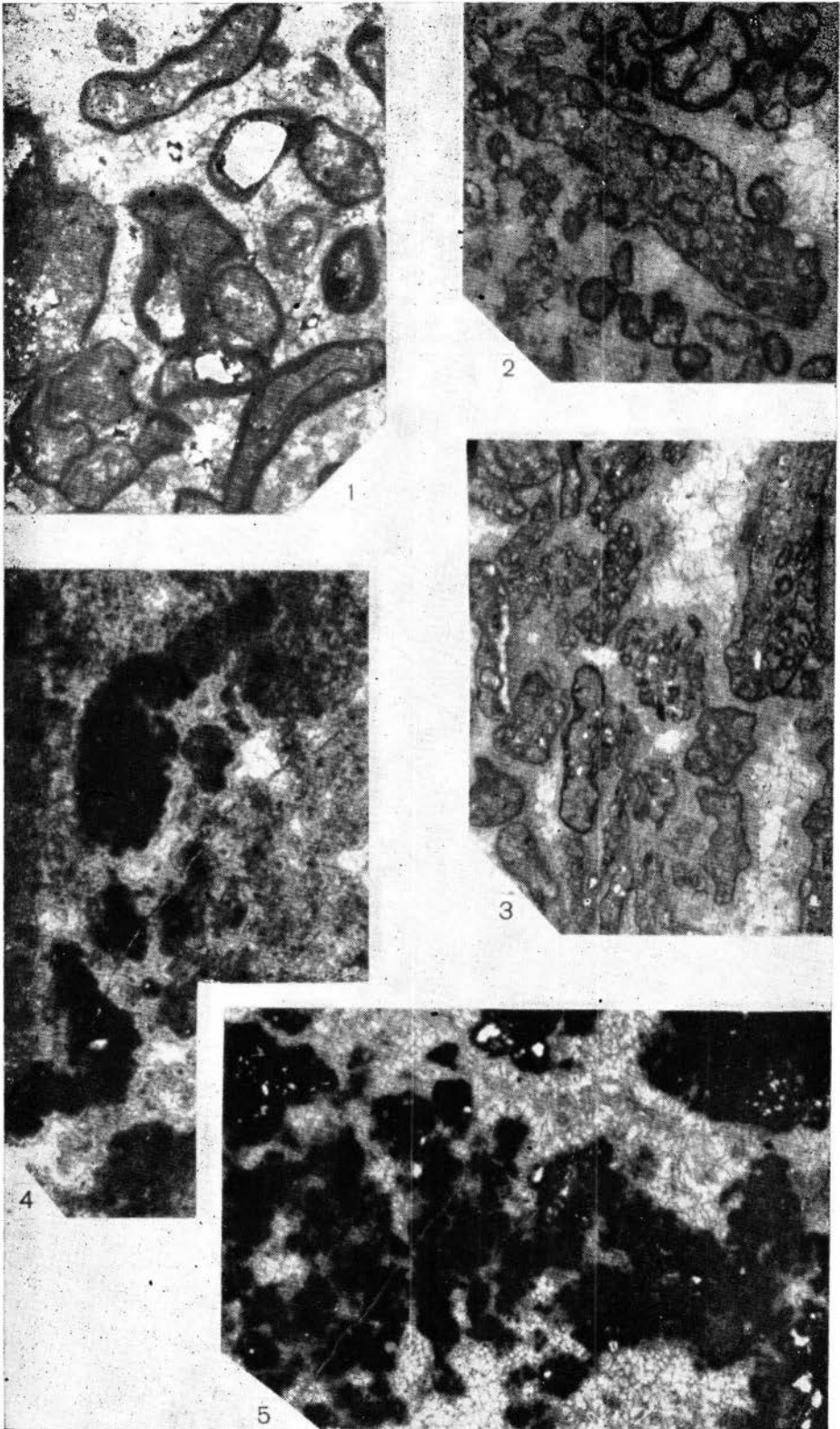


ТАБЛИЦА XII

Ф и г. 1. *Ungulia* sp. nov.

Голотип, $\times 10$, № 309, шлиф 80-1. Нижний кембрий, еловская подсвита унгутской свиты, р. Мана, правый берег, в 2 км выше устья р. Бол. Унгут.

Ф и г. 2, 4. *Ungulia* sp. nov.

$\times 10$, шлиф 33-10. Нижний кембрий, еловская подсвита унгутской свиты, р. Мана, выше устья р. Бол. Унгут.

Ф и г. 3. *Ungulia* sp. nov.

$\times 10$, шлиф 804-4. Нижний кембрий, еловская подсвита унгутской свиты, р. Мана выше устья р. Бол. Унгут.

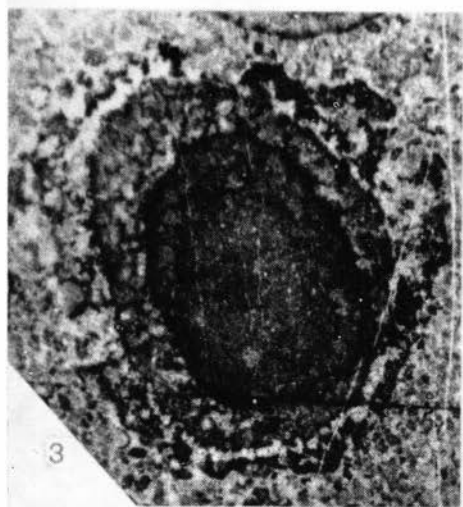
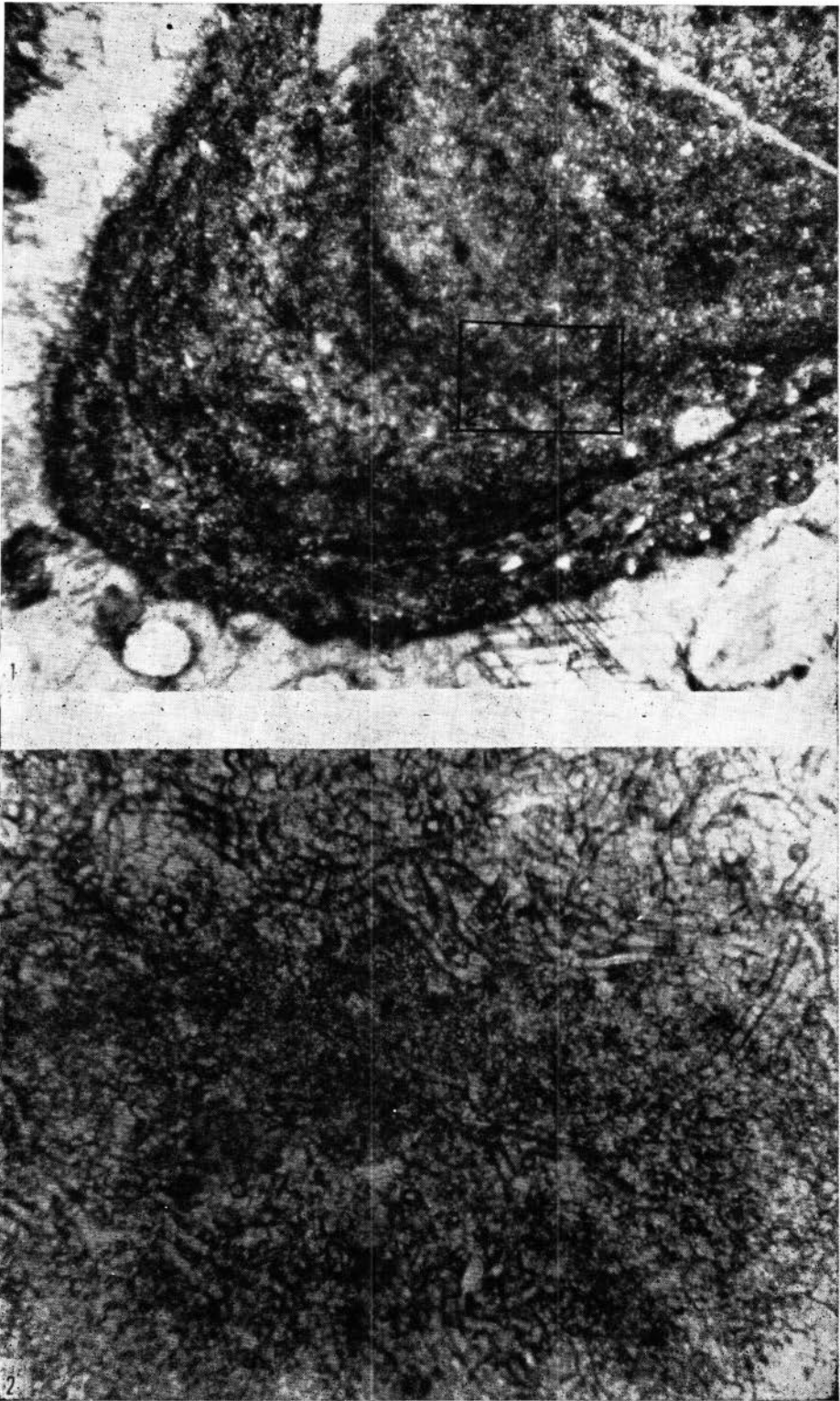


ТАБЛИЦА XIII

Sculponea elovica f. n., шлиф Я-195, нижний кембрий, еловская подевита унгутской свиты, р. Мана, правый берег, 2 км выше устья р. Бол. Унгут.

Ф и г. 1. $\times 50$. Характер слоистости периферической части желвака.

Ф и г. 2. $\times 150$. Фрагмент фиг. 1. Темный слой (середина снимка), сложенный нелиноморфным карбонатом и светлые слои почти полностью сложены водорослями *Girvanella*.



ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава 1. К истории геологического изучения	6
Глава 2. Стратиграфия	15
2.1. Дабайкальские отложения	16
2.2. Байкальский и юдомский комплексы	19
2.2.1. Ангадойский горизонт	—
2.2.2. Анастасьинский горизонт	42
2.3. Нижний кембрий	68
2.3.1. Унгутский горизонт	—
2.3.2. Жерзудский горизонт	94
2.3.3. Синерский горизонт	117
2.4. Средний кембрий	120
2.5. Верхний кембрий — ордовик	121
Глава 3. История геологического развития	125
Заключение	138
Приложения	149
Магматизм Манского прогиба (В. П. Яцук)	—
Микрофоссилии Манского прогиба (В. Г. Пятилетов)	175
Микрофитолиты докембрия и кембрия восточной части Манского прогиба (М. С. Якин)	186
Литература	191
Фототаблицы и объяснения к ним	197

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МАНСКОГО ПРОГИБА И ЕГО ПОЛОЖЕНИЕ В САЯНО-АЛТАЙСКИХ «БАЙКАЛИДАХ»

Ответственные редакторы:

Борис Сергеевич Соколов, Михаил Абрамович Жарков

Редактор издательства *Л. И. Шпаковский*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Художник *И. А. Пискун*
Технический редактор *А. В. Сурганова*
Корректоры *О. А. Малева, С. В. Балиова*

ИБ № 9823

Сдано в набор 10. 11. 77 г. Подписано к печати 16.05.78. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. МН 01544. Бумага 70 × 108^{1/16} машинелованная. 12 печ. л. + 2 п.л. на мел. бум., 19,6 усл. печ. л.+4 вкл., 20 уч.-изд. л. Тираж 1000 экз. Заказ № 764. Цена книги 3 р. 20 коп.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Сталиславского, 25.