

**ТЕКТОНИЧЕСКИЕ
КОМПЛЕКСЫ
СИБИРИ
И ИХ ЛАТЕРАЛЬНЫЕ
РЯДЫ**

НОВОСИБИРСК-1980

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

34/3

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ СИБИРИ И ИХ ЛАТЕРАЛЬНЫЕ РЯДЫ

(К Атласу тектонических карт
и опорных профилей Сибири)

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

НОВОСИБИРСК-1980



УДК 551.24 (571.1/5)

В статьях сборника с позиции составления «Атласа тектонических карт и опорных профилей Сибири» систематизируется материал и освещаются актуальные вопросы тектоники карельского, байкальского, каледонского и раннегерцинского мегакомплексов. В основе статей — анализ вертикальных и латеральных рядов ассоциаций формаций, слагающих геосинклинальные, орогенные и плитные тектонические комплексы в рамках выделяемых мегакомплексов Сибири.

Сборник представляет интерес для широкого круга специалистов в области региональной геологии и тектоники Сибири.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

К. В. Боголепов, В. С. Сурков, Б. М. Чиков, А. Л. Яншин

ОТВЕТСТВЕННЫЕ РЕДАКТОРЫ:

К. В. Боголепов, Б. М. Чиков

РЕЦЕНЗЕНТЫ:

ст.н.с., канд. геол.-мин. наук **Ф. П. Леснов** (Ин-т геологии и геофизики СО АН СССР; доцент, канд. геол.-мин. наук

А. М. Боровиков (Новосибирский гос. ун-т)



Институт геологии и геофизики СО АН СССР, 1980 г.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Одной из важнейших задач составления «Атласа тектонических карт и опорных профилей Сибири» является построение объемной модели структуры верхней части земной коры с помощью шести тектонических карт по срезам (Боголепов, 1979), представляющим собой относительно изохронные поверхности и соответствующим рубежам основных тектонических перестроеек на большой части региона. На картах предполагается изобразить современную структуру отдельных мегакомплексов — систем геологических тел на уровне тектонических комплексов, заключенных между выбранными поверхностями картографирования. Для решения этой задачи необходимо провести целенаправленное обобщение имеющихся геологических и геофизических данных на новой методической основе — выявлении реально существующих природных ситуаций не только на поверхности, но и на глубине.

Предлагаемый читателю второй сборник продолжает серию публикаций, посвященных предварительному синтезу геологических данных, накопленных различными коллективами исследователей Сибири. Предшествующий сборник объединял статьи, характеризующие вертикальные ряды главных тектонических комплексов отдельных регионов Сибири; он показал принципиальную возможность корреляции разнотипных отложений в рамках обособляемых мегакомплексов. Публикуемые статьи с разной степенью детальности характеризуют тектонику дорифейских рифейских, вендско-нижнепалеозойских и среднепалеозойских об разований Сибири в целом. Основное внимание здесь уделяется анализу условий и последовательности формирования тектонических комплексов, их соотношениям в пространстве, анализу вертикальных и латеральных рядов ассоциаций формаций. Этот прием позволяет уже на предварительных стадиях исследований по программе «Атласа...» дать обобщенную характеристику байкальского (А. К. Башарин и др.), каледонского (Н. А. Бер-

зин) и раннегерцинского (А. Л. Матвеевская и др.) мегакомплексов. Краткий очерк строения позднегерцинского мегакомплекса опубликован Б. М. Чиковым в сборнике «Главные тектонические комплексы Сибири» (1979), а тектоника мезозойско-кайнозойских образований Сибири была достаточно подробно освещена в ранее изданных исследованиях (Боголепов, 1967; Очерк тектоники мезозоя Центрально-Альпийского складчатого пояса, 1974 и др.).

Сохраняя общую целевую направленность, статьи сборника различаются композицией и выбором проблемных вопросов, в них особо подчеркивается специфика характеризуемых мегакомплексов. Внимание читателей привлекается к дискуссионным вопросам методики исследования, корреляции отложений и региональной геологии — в первую очередь это относится к представлениям о тектонике карельского и докарельских мегакомплексов (Ч. Б. Борукаев).

Редколлегия считает целесообразным публикацию предварительных сообщений уже на этапе составления макетов региональных карт «Атласа...». Это позволит своевременно проводить дискуссию и вносить необходимые коррективы в построения, постоянно совершенствовать итоговую модель строения осадочно-метаморфической оболочки Земли.

К. В. Боголепов, Б. М. Чиков

Ч. Б. Борукаев

**ВОПРОСЫ ТЕКТОНИКИ
ДОРИФЕЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ СИБИРИ
(в связи с составлением «Атласа тектонических карт
и опорных профилей Сибири»)**

Программой работ по составлению «Атласа...» (Боголепов, 1978) предусмотрено включение в комплект «Карты карельского и докарельского мегакомплексов». Задача составления карты тектоники дорифейских образований для столь большой и разнородной в тектоническом отношении территории принципиально нова. Если ранее карты подобного типа составлялись только для территорий древних платформ (Тектоника..., 1975, Докембрей..., 1977а и др.)

или их щитов то на запланированной карте в единой легенде для всей площади должны быть представлены дорифейские образования как на древних платформах, так и в складчатых поясах и фундаментах эпигерцинских плит.

Ряд особенностей будет отличать названную карту от других карт комплекта. Последние должны отражать структуру лишь одного этажа, отвечающего одному из классических циклов складчатости, наряду с которым в грубой легенде будет изображено «основание». В то же время на карте дорифейского среза в общей легенде с примерно равной детальностью должны быть показаны, по крайней мере, два мегакомплекса: карельский и докарельский (или докарельские?).

Площадь участков выходов дорифейских пород на поверхность едва ли превышает 5% от общей территории (рис. 1). Число скважин, вскрывших дорифейский фундамент под чехлом плит, не достигает и сотни. Тектоническая природа дорифейских толщ является предметом острых дискуссий, особенно в последние десятилетия.

Все это выделяет карту из комплекта и ставит перед составителями ряд принципиальных вопросов, требующих специального разрешения. Некоторые из них поднимаются и обсуждаются в настоящем обзоре.

К настоящему времени площади выходов дорифейских пород на поверхность полностью покрыты среднемасштабной съемкой. Результаты съемочных работ отражены в многотомной серии «Геология СССР». Однако съемка проводилась в основном в 50-х и начале 60-х годов, когда многие методические воп-

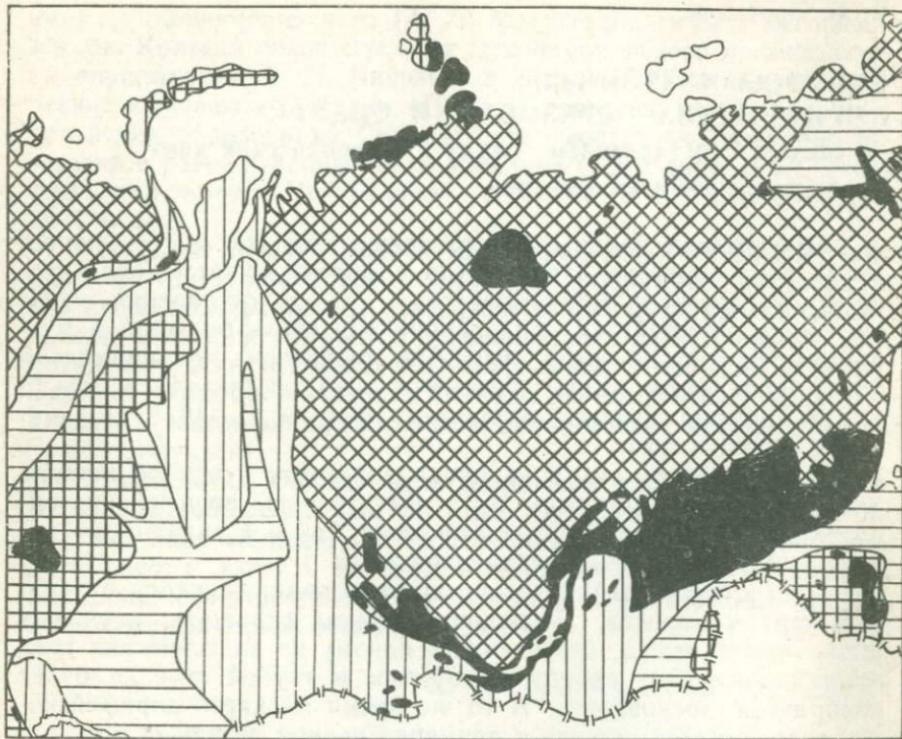


Рис. 1. Схема предполагаемого распространения дорифейских толщ на территории Сибири

Районы, где дорифейские толщи: 1 — выходят на поверхность; 2—4 — распространены под толщей рифея-фанерозоя (2 — повсеместно; 3 — широко в массивах и сближенных блоках; 4 — в изолированных блоках); 5 — отсутствуют или глубоко переработаны

росы изучения дорифейских толщ не были решены. Последующие тематические и крупномасштабные съемочные работы дополнили и существенно изменили представления об общей структуре нижнего и среднего докембия. Изменилась стратиграфическая шкала докембия и даже принципы ее построения. Естественно, что новые данные и представления должны быть учтены при составлении «Атласа...», хотя это и затруднит использование относительно старых материалов.

При решении проблем тектоники дорифейских образований Сибири особое значение имеют материалы по геологии Алданского щита, крупнейшего в Сибири выхода нижнедокембрийских толщ на поверхность. Схема расчленения дорифейских образований Алданского щита в качестве «проекта эталонной легенды «Атласа тектонических карт Сибири» разработана В. И. Кицулом, А. Ф. Петровым и А. Н. Зедгенизовым (1979) совместно с К. Б. Мокшанцевым и И. М. Фрумкиным. Напомним ее в общих чертах.

Карельский мегакомплекс выделяется в составе удоканского и маймаканского структурно-вещественных комплексов и их аналогов. Он сложен вулканогенными, карбонатными и терригенными толщами, будучи метаморфизован в условиях низкой ступени амфиболитовой фации лишь в своей нижней части, тогда как в верхних частях метаморфизм много слабее. Мегакомплекс в целом отнесен к типу дейтероорогенных.

Докарельская часть разреза щита подразделена на два мегакомплекса: субганский и алданский. В составе верхнего из них — субганского — различаются олондинский осадочно-вулканогенный и борсалинский гнейсово-сланцевый комплексы. Олендинский комплекс, метаморфизованный зонально в условиях от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций, рассматривается в качествеproto- или дейтероорогенного. Степень метаморфизма борсалинского комплекса несколько выше (эпидот-амфиболитовая и амфиболитовая фации), и он отнесен к классу протогеосинклинальных илиprotoорогенных.

Алданский мегакомплекс в целом характеризуется ареальным метаморфизмом в условиях гранулитовой фации. В его составе выделены джелтулинский карбонатсодержащий, иенгрский кварцитсодержащий и проблематичный «комплекс основания». Природа последнего не определена, а два остальных отнесены к классу протогеосинклинальных.

Схема распространена авторами на всю территорию Алданского щита, включая Джугджуро-Становую «складчатую область» (хотя на схеме, приложенной к статье, эта область выделена особо). Ее отдельные элементы публиковались ранее (Дук, Кицул, 1975; Петров, 1976; Докембрий..., 1977а, и др.), но предложенный вариант во многом существенно отличается от предшествующих. В дальнейшем изложении мы будем обращаться к этому проекту неоднократно.

Объем «карельского мегакомплекса»

Карелий (S.S) был выделен в 1925 г. на Балтийском щите П. Эскола. По объему от соответствовал ятулию В. Рамсея — толще чередования пакетов кварцита-песчаников и вулканитов основного состава, залегающей в брахиформных и приразрывных синклиналях и перекрывающей с резким несогласием и корой выветривания в основании складчатый геосинклинальный вулканогенно-сланцевый комплекс. М. А. Гилярова (1977), последовательно придерживающаяся взглядов на такой объем карелия, отнесла ятулий к образование орогена без геосинклинальной подготовки.

К. О. Кратц (1963) существенно расширил объем карелия, включив в него как доятулийские вулканогенно-сланцевые толщи (лопий, сумий, сариолий), так и послеятулийские (суйсар). В его трактовке карелий отвечал крупному полному геосинклинальному циклу, охватывавшему в возрастном отношении нижний и средний протерозой (т.е. интервал 2600—1650 млн. лет назад).

Л. И. Салоп (1973) придает глобальное значение ребольской складчатости, разделявшей лопий и сумий, и, сопоставляя ее с кенорской, отделяет лопий от карельского комплекса. Последний он относит к мезопротерозою в интервале (2600—2800)—(1900—2000) млн. лет.

Таким образом, объем «карельского мегакомплекса» определяется неоднозначно даже в тектонотипической области (табл. 1). Проблема усложняется тем, что при ее решении смешиваются тектонические, литостратиграфические и геохронологические аспекты. Поскольку для целей составления «Атласа» тектонический аспект представляется ведущим, попробуем оценить материалы по геологии Балтийского щита с этих позиций.

Наиболее значимая граница разделяет кристаллический цоколь щита и комплекс супракrustальных отложений, слагающих зеленокаменные пояса (гимольская, паандовская, хаутоварская и др. серии). Радиометрическое датирование показало, что обоим комплексам, несмотря на их заведомую разновозрастность, отвечают цифры в интервале 2900—2700 млн. лет. Ю.Д. Пушкирев и его соавторы (1978) связывают с этим рубежом этап метаморфизма в андалузит-силиманитовой фации пониженных давлений и «вспышку геохимической активности», приведшую к гомогенизации изотопной системы. В свете этого все полученные ранее более древние датировки комплексов (Салоп, 1973, и др.) они считают недостоверными. Поэтому в геохро-

Таблица 1

Объем карельского комплекса Балтийского щита в трактованиях разных исследователей

<i>К.О. Кратц (1963), Ю.И. Лазарев (1977)</i>	<i>Л.И. Салоп (1973)</i>	<i>М.А. Гиллярова (1977)</i>
ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ		
1750	1900 - 2000	Вепсская серия
		бесовецкая серия
		Онежская серия
		Свирьско-Озёрская серия
		Сарвалийская серия
		Тунгудско-Надвайцкая (Суминская) серия
1900		
		Гимольская серия
2700	2600 - 2800	
	~ 3500	
КАРЕЛЬСКИЙ КОМПЛЕКС	КАРЕЛЬСКИЙ КОМПЛЕКС	ДОКАРЕЛИЙ
АРХЕЙ	АРХЕЙ	

нологическом аспекте граница цоколя и супракrustальных толщ может быть определена лишь условно, на основании далеких сопоставлений в интервале 3300—3600 млн. лет. Л. И. Салоп (1973) постоянно подчеркивает первостепенное значение этой границы, разделяя ею архей и протерозой своей геохронологической схемы.

Ребольская складчатость, сопровождавшая «вспышку геохимической активности» и состоявшая из двух фаз, смяла вулканогенно-сланцевые толщи в систему сложных складок. Каждой фазе отвечала эпоха гранитообразования, причем в раннюю формировались плагиограниты, а в позднюю — микроклиновые граниты (Лазарев, 1977). Однако считать эту складчатость завершающей вряд ли можно, ибо никаких признаков связанных с ней моласс не обнаруживается. Сланцевые толщи сумия, залегающие на лопии с несогласием, продолжают формационный ряд геосинклинального типа (Кратц, Чернов, 1971), занимая в нем уровень флишевой формации. Ряд завершается ятулем, который обычно относится к орогенным комплексам. Периоды, несогласия, проявления складчатости и метаморфизма определяют внутри ряда границы низшего ранга в сравнении с рубежами, отделяющими ряд от ниже- и вышележащих толщ. Верхняя граница комплекса при включении в него всех толщ, относимых к орогенным, отвечает рубежу 1750 ± 50 млн. лет (возраст плутонов рапакиви).

Очевидно, что время формирования указанного ряда можно рассматривать в качестве крупного, полного и завершенного этапа тектонического развития Балтийского щита. Именно он был отнесен в шкале Комиссии АН СССР 1964 г. к раннему и среднему протерозою. Переоценка возрастных рубежей, связанная с накоплением новых данных и совершенствованием радиогеохронологических методов датирования, не должна влиять на давно укоренившиеся представления о тектоническом единстве ряда.

Вместе с тем термин «карельский мегакомплекс» в применении к охарактеризованному формационному ряду представляется неудачным ввиду его многозначности и нарушения правила приоритета. Видимо, в силу этой причины МСК забраковал термин «карелий», предложенный Уфимским Всесоюзным совещанием 1977 г. (Общие..., 1979). В схеме общей периодизации тектонической истории Земли, предложенной автором (Борукав, 1977), указанный этап отвечает дейтерогею.

Сопоставляя схему В. И. Кицула и соавторов с последовательностью структурно-вещественных комплексов Балтийского

щита, нетрудно заметить, что субганский мегакомплекс отвечает лопиою и сумиою, а «карельский» — ятулию, суйсару и вепсию. Радиометрические данные не противоречат такому сопоставлению основанному на тектонических признаках. Если принять предложенную трактовку строения дорифейских супракrustальных толщ Балтийского щита, то и все дорифейские толщи, залегающие на алданском кристаллическом основании, надо объединить в один мегакомплекс. Конечно, в этом случае отвечающий мегакомплексу этап развития (около 1500 млн. лет) будет существенно отличаться от каледонского, герцинского и мезозойского, но примерно соответствовать продолжительности байкальского (около 1000 млн. лет).

Вопросы геологии алданского мегакомплекса

Вне зависимости от решения вопроса об объеме «карельского мегакомплекса» алданский мегакомплекс на карте дорифейской структуры Сибири будет входить в состав «основания». Однако на этой карте представляется целесообразным показать структуру «основания» в более детальной шкале, чем на других. Это особенно важно, поскольку алданский мегакомплекс отвечает одному из наиболее ранних этапов развития Земли — протогею. В то же время ряд вопросов геологии мегакомплекса сейчас решается крайне неоднозначно и заслуживает обсуждения.

Стратиграфическая последовательность. Наиболее широко распространенной схемой расчленения алданского мегакомплекса, или алдания, является схема, разработанная Д. С. Коржинским (1936). В разрезе по р. Тимптон он выделил следующие толщи (снизу вверх):

1. Иенгрская (кварцитодержащая). Высокоглиноземистые гнейсы и кварциты, переслаивающиеся с гиперстенодержащими гнейсами и плагиосланцами, а также амфиболитами.

2. Тимптонская (чарнокитовая). Преимущественно биотитгиперстеновые гнейсы двупироксеновые амфиболиты и плагиосланцы.

3. Джелтулинская (мраморно-гнейсовая). Известковистые (главным образом, диопсидовые) плагиосланцы и гнейсы, амфиболиты, гиперстеновые гнейсы и плагиосланцы, мраморы.

Предполагалось, что схема расчленения может быть распространена на всю территорию Алданского щита, включая зону Становника Джугджура. Д. С. Коржинский полагал, что на основной части щита алданий ареально метаморфизован в

гранулитовой фации, а в зоне Становика—Джугджура гранулитовые комплексы позже подверглись регрессивному метаморфизму в условиях амфиболитовой фации. Ревизия стратотипической области, проведенная Р. Ф. Черкасовым (1978), полностью подтвердила справедливость основных выводов Д. С. Коржинского.

Приведенная схема использовалась в ходе всех последующих геологических работ на щите. Однако в большинстве случаев ее применение было некорректным: при сохранении названий толщ резко изменялся их объем, первоначальная вещественная характеристика, по-разному оценивались соотношения в разрезе. Появились сообщения о доиенгрских (чекчайская свита Г. М. Друговой и др., горбыляхская свита Ю. К. Дзевановского и др., курультино-гонамский комплекс В. А. Кудрявцева, сутамский комплекс М. З. Глуховского и Е. В. Павловского) и последжелтулинских (ыллымахская свита Р. Ф. Черкасова, унгринский комплекс В. И. Кицула и К. А. Лазебник) членах алданского разреза. Из состава алдания был выделен самостоятельный более молодой становой комплекс (Ю. К. Дзевановский, А. Н. Неелов и др.).

Наряду с этим были обнаружены принципиально важные факты, существенно дополняющие данные Д. С. Коржинского. Выявлены участки прогрессивного метаморфизма алданского мегакомплекса в условиях амфиболитовой фации (Геология..., 1959, и др.). Установлены различия в общем характере строения мегакомплекса, что привело к представлениям о первично-блоковой структуре щита, о наличии на его территории «протофациальных зон» (Черкасов, 1978). В итоге появилось огромное число схем литостратиграфического расчленения, часто взаимоисключающих,

При всем многообразии этих схем среди них можно условно выделить две большие группы. Многие исследователи (Ю. К. Дзевановский, Л. И. Салоп, Е. А. Кулиш, Л. В. Травин, отчасти В. А. Кудрявцев и др.), следуя взглядам А. А. Арсеньева (1939), считают, что разрез мегакомплекса в целом последовательно наращивается в направлении с запада на восток. Его мощность определяется огромными цифрами, доходящими до 40 и более тыс. м, а строение представляется чрезвычайно сложным, полициклическим. Другие исследователи (Р. Ф. Черкасов, А. М. Лейтес, М. З. Глуховский, В. И. Шульдинер, В. И. Кицул и др.) полагают, что разрезы разных блоков имеют общую направленность, должны сопоставляться друг с другом с учетом некоторых фациальных различий и в сумме образуют

мегакомплекс умеренной (7—12 тыс. м) мощности. Схемы второй группы, разрабатывающиеся преимущественно в последнее десятилетие, по выражению К. Б. Мокшанцева, являются попытками возврата к идеям Д. С. Коржинского.

С самых общих позиций схемы второй группы кажутся более достоверными. В обоснование этого можно привести следующие соображения. Синхронные алданскому мегакомплексу образования известны на всех древних платформах Мира (Докембрий..., 1977б) и в этой или иной мере уже изучены. Однако ни в одном случае их разрез не характеризуется полицикличностью и не имеет мощности, соизмеримой с мощностью всей земной коры. «Уникальность» алданского мегакомплекса в этом плане маловероятна, тем более, что структурно-вещественное сходство многих древнейших толщ постоянно отмечается в литературе с давних пор. Уязвимым местом рассматриваемых схем является то, что доказательства фациальных взаимопереводов в глубокометаморфизованных, интенсивно дислоцированных нижнедокембрийских толщах очень затруднены. Однако детальные съемочные работы, сопровождавшиеся прослеживанием региональных маркирующих горизонтов (Черкасов, 1973), показали принципиальную возможность выявления таких взаимопереводов.

Предложенный В. И. Кицулом и соавторами для «Атласа» вариант тяготеет к схемам второй группы.

Ранее (Дук, Кицул, 1975; Докембрий..., 1977а, и др.) В. И. Кицул с соавторами разрабатывали схему двучленного расчленения мегакомплекса с выделением комплексов «основания» и «покровного». В составе нижнего из них различались кварцитсодержащая и бескварцитовая формации, развитые соответственно западнее и восточнее зоны Тыркандинского разлома. К верхнему комплексу относились толщи, содержащие карбонатные и метаморфизованные карбонатные породы. На этом уровне по характеру разреза выделено три «фациальных типа». Судя по разъяснениям, верхний комплекс вполне отвечает «мраморно-гнейсовой» джелтулинской серии, а нижний включает иенгрскую и тимptonскую, фациально замещающие друг друга.

В новом варианте покровный комплекс с той же характеристикой назван джелтулинским. Нижний же комплекс разделен на два: иенгрский (кварцитсодержащий) и новый проблематичный «комплекс основания». В последний включены эндербиты, чарнокиты и гранито-гнейсы, а также ультраосновные и основные кристаллосланцы, плагиогнейсы и амфиболиты. Часть толщ, включенных в данный комплекс, относилась ранее к тимptonской серии (которая, следовательно, на отдельных участках

как бы меняется с иенгрской местами в разрезе), часть — к доиенгрским образованиям. Из приведенного перечня видно, что комплекс не характеризуется вещественным единством. При более детальном рассмотрении выясняется, что он объединяет две существенно разные формационные единицы (гранито-гнейсы и эндербит-чарнокиты, с одной стороны, и амфиболиты, основные кристаллосланцы и плагиогнейсы — с другой). Предполагается, что комплекс входит в состав инфраструктуры, в обоснование чего приводятся структурные соображения. Вопрос безусловно, заслуживает дальнейшего глубокого изучения, поскольку в предложенном варианте состав «протокоры» определяется неоднозначно. По-видимому, на данной стадии изученности неясны и контуры выходов «комплекса основания» на поверхность, ибо на сопровождающей статью схеме отражен очень глубокий предджелтулинский размыт, хотя признаки его далеко неочевидны.

Представляется, что для расчленения кристаллических толщ Алданского щита на карте наиболее приемлемым является первый вариант В. И. Кицула и соавторов с выделением нижнего (без специфической вещественной характеристики) и верхнего (карбонатсодержащего) комплексов. При этом главные структурные формы щита достаточно рельефно выявляются в рисовке, а расчленение будет удобным для корреляции комплексов с одновозрастными толщами других районов Сибири. Как мы увидим далее, этот вариант может иметь и удовлетворительную тектоническую интерпретацию.

Стиль складчатых деформаций. Этот вопрос чрезвычайно подробно рассмотрен Р. Ф. Черкасовым (1977). Им показаны различия линейной, линейно-купольной и купольной моделей интерпретации складчатого стиля мегакомплекса, оценены их достоинства и недостатки, предложена перекрестная модель. Суть модели заключается в том, что структура алданского мегакомплекса представляется в виде складок двух преобладающих простираний (меридионального и широтного), пересекающихся и разделяющихся друг друга на звенья. В модель введены ранги складок по размерам, что позволяет просто и убедительно интерпретировать многоугольные изометрические формы, ранее считавшиеся простыми куполами, чашами и овалами. Важно отметить, что складки тех и других простираний считаются одновозрастными. Систематизация огромного числа замеров элементов залегания пластов, проведенная Р. Ф. Черкасовым, показывает, что преобладают меридиональные тренды.

В последние годы опубликованы результаты проведенного В. Л. Дуком с соавторами (Дук и др., 1975; Структурная..., 1977, и др.) детального анализа кристаллических толщ Алданского щита. В этих работах складчатость щита характеризуется как чрезвычайно сложная, полициклическая, многоактная.

Интенсивно продолжающимися исследованиями уже охвачены достаточно большие площади.

Сейчас еще трудно оценивать результаты применения нового метода, хотя некоторые из них (например, вывод о более сложной структуре верхнеалданской и нимнырской свит, чем федоровской) представляют большой интерес. Вероятно, структурный метод чрезвычайно полезен при проведении детальных съемок и разведки перспективных участков. Однако уже сейчас ясно, что размещение главных тектонических комплексов определяется лишь одним — тремя из многих последовательных этапов складчатости. Например, для района междуречья Курунг—Хоонку — Эгете—Тимптон современная структура в наибольшей степени определена деформациями II этапа I-го цикла (Д₃, Дук, Кицул, 1975) *. Именно на этом этапе возникают одновременно широтные и меридиональные складки (Дук и др., 1975), на которые указывает Р. Ф. Черкасов, и крупные куполовидные структуры. Деформации I этапа, по данным В. Л. Дука, диагностируются с трудом, а все более поздние лишь осложняют структуру. По-видимому, модель наложенной складчатости не опровергает, а существенно дополняет перекрестную модель.

В то же время структурный анализ не следует переоценивать. Прямое сопоставление и синхронизация однотипных складок изолированных участков вряд ли корректны. Поэтому, вероятно, число этапов, следующих после «главных» и весьма многочисленных, без труда может быть сокращено. Заслуживают внимания представления многих исследователей (Р. Ф. Черкасов, А. В. Лукьянов и др.) о том, что модель наложенной складчатости в недостаточной мере учитывает явления пластического течения при метаморфизме и гранитизации, которые искажают региональную картину и создают хаотическую структуру локальных участков.

Интересные соображения по поводу складчатой структуры щита высказаны Ю. Ф. Малышевым (1977), проведшим геологическую интерпретацию геофизических данных. По его заключению, анализ магнитных и гравитационных аномалий высоких

* В связи с появлением новых данных по более обширным площадям номенклатура складок в разных работах В. Л. Дука и соавторов несколько меняется.

уровней наблюдений показывает преобладание меридиональных и широтных простираций при преимущественно секущем характере последних. Следовательно, первичная складчатость алдания могла иметь меридиональную ориентировку. Такая структура характерна для относительно глубоких (глубже 5 км) горизонтов коры, тогда как в верхнем отмечены проявления наложенной купольной тектоники. Явление горизонтальной расслоенности структуры, обнаруженное в этом исследовании, представляет большой интерес.

Очень вероятным кажется, что складчатая структура щита вообще не укладывается в единую модель, а ее стиль меняется от блока к блоку.

Положение зоны Становика - Джугдзура. Мы уже упомянули две противоположные точки зрения по этому вопросу. Д. С. Коржинский включал зону в Алданский щит, Ю. К. Дзевановский, А. Н. Неелов и др. — исключали, считая самостоятельной и более молодой. Решение вопроса связано с проблемой природы станового комплекса.

Исследователи, выделявшие становой комплекс как самостоятельный и более молодой, чем алданский, показывали на своих схемах выступы достанового основания, представленные породами гранулитовой фации метаморфизма (Неелов, 1968, и др.). По мере проведения крупномасштабных съемок находки таких реликтов увеличиваются, а площади выступов «растут». Так, выделены крупные Чогарский, Сивакано-Токинский, Брянтинский, Дамбукинский, Могочинский и др. блоки, нацело сложенные гранулитовыми комплексами алданского возраста, частично диафторированными. Более или менее крупные площади выходов пород преимущественно амфиболитовой фации располагаются в Иликтинской и Купуринской частях зоны. Однако развитые здесь одноименные серии довольно уверенно сопоставляются с разными интервалами разреза алданского мегакомплекса (Глуховский, Ставцев, 1973).

Считается, что по характеру метаморфизма и составу пород становой комплекс отвечает олекминскому и батомскому. В последние годы оба этих комплекса все чаще ставят на уровень верхней (джелтулинской, тимптоно-джелтулинской) части алданского мегакомплекса, поскольку вышележащие борсалинский и чумиканский комплексы характеризуются иным типом структуры и зональным метаморфизмом. Подобные же черты присущи джелтулакской серии, выполняющей одноименный грабен среди поля развития станового комплекса.

В. Л. Дук (Структурная..., 1977) показал, что в пределах

зоны комплексы, содержащие реликтовые парагенезы гранулированной фации и не содержащие их, смяты конформно. Наиболее ранними диагностируемыми здесь являются складки II F₃ — главные складки Иенгрского блока. Главные складки Станового пояса IV F₂ имеют запад-северо-западное простиранье крутих осевых поверхностей. Деформация IV D₂ связана с метаморфизмом в амфиболитовой фации.

Все эти данные приводят к выводу, что зону Становика—Джугджура следует рассматривать как часть Алданского щита. Особенности структуры и истории развития Станового блока позволяют отнести его к зонам диасхизиса (Докембрий..., 1977б). Структурное положение блока и многие черты его строения и развития близки к таковым провинции Гренвилл Канадского щита.

Вопросы корреляции комплексов

Хронологическая корреляция (синхронизация) дорифейских комплексов возможна лишь на основе радиометрических данных. К настоящему времени нижний и средний докембрий Сибири изучены радиометрическими методами неравномерно. Имеющиеся данные неоднократно обобщались (Геохронология..., 1968; Геохронология..., 1973, и др.). Однако подавляющее большинство датировок получено K—Ar методом и относится к классу недостоверных. Этим вызван известный скептицизм исследователей в отношении возможностей самого метода, его применимости для целей синхронизации. Надо заметить, что в последние годы радиогеохронологи все большее внимание уделяют более точным U—Th—Pb и Rb—Sr методам, их изохронным вариантам и тщательной геологической интерпретации изотопных данных. В результате получен ряд «реперных» датировок (Изотопная..., 1979).

Вопросы корреляции рассматривались на Всесоюзном совещании по разработке унифицированных стратиграфических схем Средней Сибири (Новосибирск, 1979 г.). Участники секций нижнего докембра пришли к общему мнению, что на настоящей стадии изученности корреляция дорифейских толщ может осуществляться на основе вещественного состава, степени и характера метаморфизма, положения в разрезе и особенностей структуры комплексов. Очевидно, что такая корреляция по своей сути является тектонической и вполне отвечает задачам составления «Атласа...». Поэтому унифицированные схемы Совещания

должны лечь в основу карты дорифейского среза как согласованные на межведомственном уровне.*

Толщи алданского возраста уверенно распознаются по ареальному развитию пород однородной гранулитовой (двупироксеновой) фации метаморфизма. Помимо алданского комплекса в полном объеме (включая его полный аналог — омнинский комплекс) это шарыжалгайская, канская, далдынская, верхнеанабарская и хапчанская серии, вероятно, нядбакинская, дальси-чанская и няннагинская свиты Охотского массива и, по крайней мере, часть карской серии Таймыра и т.п. В ряде случаев по отсутствию или широкому развитию карбонатных метаморфолитов удается выделить аналоги иенгрской и тимиттоно-джелтулинской серий. Однако этот признак оказывается делящим далеко не всегда. Например, даже в олекминской серии, сопоставленной с тимиттоно-джелтулинской соседнего блока, карбонатных пород почти нет.

К аkitканскому надгоризонту отнесены грубообломочные, иногда красноцветные толщи, часто тесно ассоциирующиеся с вулканитами кислого и среднего состава. В частности, в него включены аkitканская, кебектинская, маймаканская, улканская, калбазыкская, губинская, тейская серии. Возможно, этому же уровню отвечают билякчанская, часть сублукской, лаптевская серии и т.п. При выделении толщ надгоризонта наибольшие затруднения возникают при их разграничении с вышележащими рифейскими образованиями. Несогласия и размыты близ этого рубежа многочисленны, радиометрические и палеонтологические данные не представительны. Т. А. Дольник (Нижняя..., 1978) предла^{га}ет определять нижнюю границу рифея в одном из опорных районов — Байкало-Патомском нагорье и Западном Прибайкалье — по появлению в разрезе преобладающих мономинеральных кварцевых кластолитов и высокоглиноzemистых сланцев.

Сложнее положение с двумя надгоризонтами — субганским и удоканским, заключенными между охарактеризованными. Ранее они часто объединялись в один нижнепротерозойский этаж (Федоровский, Лейтес, 1968, и др.). Выделение субганского надгоризонта в объеме позднего архея обусловлено его возрастной характеристикой (древнее 2800—2600 млн. лет), тогда как по структурно-вещественным признакам (прежде всего, по степени и характеру метаморфизма пород) он больше тяготеет к вышележащим протерозойским толщам. В силу этих причин положение

* Принятые совещанием надгоризонты (см. рис. 2) полностью соответствуют предложенными ранее (Борукаев и др., 1969) геохронологическим подразделениям — алданию, становию, удоканию и улканнию.

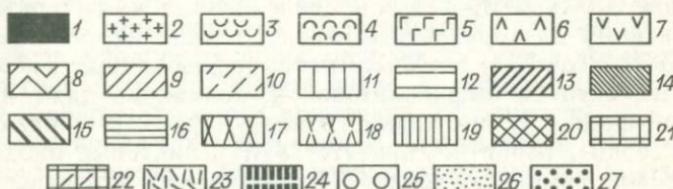
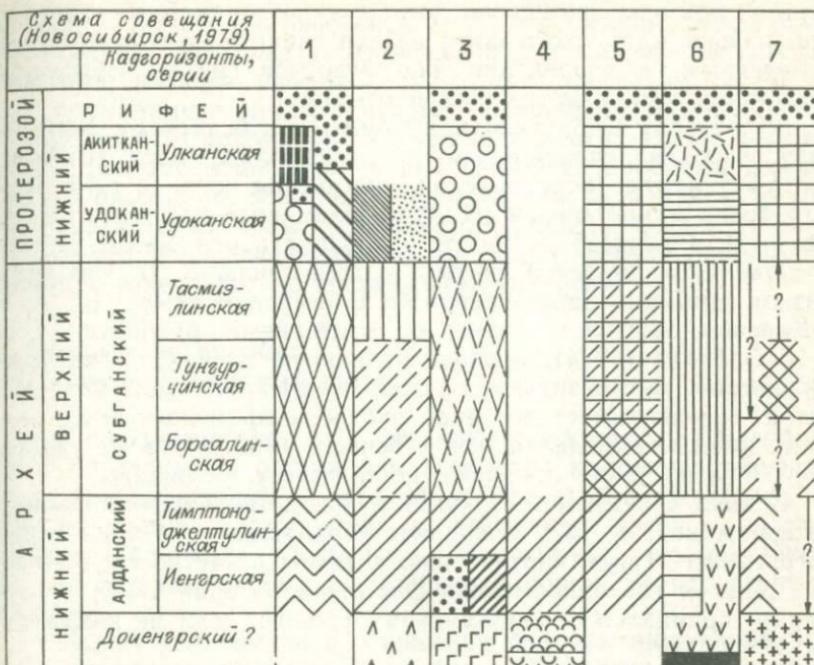


Рис. 2. Сопоставление вариантов тектонической интерпретации дорифейских толщ Алданского щита

Комплексы /структурно-вещественные/:

- 1 — меланократового фундамента;
- 2 — сиалической коры /основания/;
- 3 — лунной и 4 — нукlearной стадии;
- 5 — базитового фундамента;
- 6 — симатической и 7 — океанической коры;
- 8 — пермобильной стадии;
- 9 — протогеосинклиналии;
- 10 — зоогеосинклиналии;
- 11 — тафрогеосинклиналии;
- 12 — переходной коры;
- 13 — геосинклиналии;
- 14 — парагеосинклиналии;
- 15 — многогеосинклиналии;
- 16 — переходной стадии;
- 17 — прототафрогенный;
- 18 — троговый;
- 19 — рифтогенные шовных прогибов;
- 20 —protoорогенный;
- 21 и 22 — дейтероорогенные (22 — «нижний»), 23 — вулкано-плутонические и поздних моласс;
- 24 — тафрогенный;
- 25 — протоплатформенный;
- 26 — субплатформенный;
- 27 — платформенный.

Схемы тектонической интерпретации по: 1 — Л. И. Салопу (1973); 2 — В. А. Кудрявцеву (1973); 3 — М. З. Глуховскому и А. Л. Ставицу (1973); 4 — М. З. Глуховскому и Е. В. Павловскому (1973); 5 — А. Ф. Петрову (1976); 6 — А. М. Лейтесу и В. С. Федоровскому (1977); 7 — В. М. Кицулу и др. (1979).

границы архея и протерозоя даже в стратотипическом для Сибири районе Алданского щита нельзя считать окончательно установленным, а корреляция надгоризонтов сильно затруднена отсутствием четкой методической основы.

В пределах Сибирской платформы к субганскому надгоризонту отнесены осадочно-вулканогенные толщи, часто содержащие джеспилиты (борсалинская, енисейская серии и т.п.). Граница архея и протерозоя на Алданском щите намечена на рубеже, где в разрезе начинают преобладать осадочные породы, в основании икабийской свиты. По сообщению А. Д. Ножкина, близкая ситуация наблюдается на Енисейском кряже (в Ангаро-Канском выступе). Теми же критериями руководствуется А. И. Забияка (1974), проводя названную границу между трехвожинской метабазитовой серией и воскресенской аспидной свитой. Неясно, имеет ли такой рубеж геохронологическое значение, но для выделения вещественных комплексов он удобен, целесообразен, а его признаки, по-видимому, устойчивы.

Однако в некоторых случаях руководствоваться указанным критерием нельзя, ибо вулканиты появляются и в удоканском надгоризонте. Такая картина наблюдается, в частности, в Игарском районе, где одноименная спилит-диабазовая свита, по-видимому, принадлежит акитканскому уровню, если не низам рифея.

На территории Центрально-Азиатского складчатого пояса разделение архея и протерозоя проведено по иным признакам. К субганскому надгоризонту отнесены толщи пестрого (не специфического) состава, зонально метаморфизованные в условиях до верхней ступени амфиболитовой и, возможно, даже до гранулитовой фации. В некоторых из них (например, в низах дербинской серии), вероятно, присутствуют реликтовые парагенезы гранулитовой фации. В удоканский надгоризонт объединены осадочные и вулканогенно-осадочные толщи, залегающие на подстилающих несогласно и метаморфизованные в различной степени, но в целом слабее. Это например, сарминская, туманшетская, возможно, курайская серии и т.п.

Таким образом, разделение архея и протерозоя на территории Сибири оказалось задачей очень трудной. Как мы показывали ранее (Докембrij..., 1977б; Борукаев, 1977), это связано с особенностями строения и развития в дейтерогее континентальных блоков Евразии в сравнении с таковыми Лаврогондии (Лаврентии и Гондваны). В пределах последней рассматриваемая граница, закрепленная в ряде геохронологических шкал в качестве крупнейшего историко-геологического рубежа, имеет

четкое тектоническое выражение. На территории же Евразии ей отвечает «вспышка геохимической активности», но тектоническое ее значение невелико.

Надо заметить, что принятые Совещанием корреляционные схемы нижнего докембрия еще не сняли многих актуальных вопросов. Помимо отмеченных к ним относятся проблемы доиенгрских образований, возможности выделения надалданского уровня гранулитовых толщ (слюдянского борсалинского). Эти и другие вопросы расчленения и корреляции требуют особого внимания в ходе работ по составлению «Атласа».

Тектоническая природа комплексов Алданского щита

В программе работ по составлению «Атласа...» (Боголепов, 1978) предложена общая для всех карт комплекта тектоническая классификация, в которой предусмотрено выделение геосинклинальных,protoорогенных, дейтероорогенных и платформенных (плитных) комплексов. Естественно, что применение единой легенды весьма желательно с общих методологических позиций.

Между тем именно в отношении природы нижнедокембрийских комплексов геологи в наибольшей степени расходятся во мнениях. На рис. 2 представлены лишь некоторые из существующих схем тектонической интерпретации последовательности комплексов Алданского щита, опубликованные в последние годы. Любопытно, что при общем числе дорифейских комплексов в схемах, равном 38, к ним применено 27 терминов.

Особенно сложна ситуация с определением природы древнейших глубокометаморфизованных комплексов. В методологическом плане вопрос рассматривался нами ранее (Докембрий..., 1977б). Было показано, что представление всех комплексов осадочной оболочки в терминах учения о геосинклиналях как наиболее развитой тектонической концепции вполне возможно. Повторим здесь лишь одно дедуктивное суждение. С позиций нынешнего дня предполагается, что «сущность геосинклинального процесса заключается в структурном и вещественном преобразовании океанической коры в континентальную» (Пейве и др., 1976, с. 7). Возникновение первых порций континентальной коры за счет дифференциации мантийного вещества принимается геологами и астрономами единодушно. Столь же ясно, что ныне выходы древнейших комплексов приурочены к участкам распространения зерной континентальной коры. Следовательно,

никаких оснований для рассмотрения их в качестве «догеосинклинальных» и т.п. нет. Можно спорить лишь о механизме (зонная плавка, гранитизация, анатексис и палингенез или др.) и времени (саамская, кенорская или карельская эпохи) такого преобразования. С учетом вещественного состава и площадного распространения комплексов их надо отнести к паневгеосинклинальным.

В. И. Кицул и соавторы (1979) указывают на некоторые особенности алданского мегакомплекса, могущие быть дополнительным свидетельством его геосинклинальной природы. Основные кристаллосланцы и ортоамфиболиты иенгрского комплекса отвечают толеитовым базальтам, а тимптоно-джелтулинского — щелочным базальтам и андезитам. Такая направленность вулканизма характеризует, как известно, ряды геосинклинального типа. Карбонаты, присущие джелтулинскому комплексу, отвечают средним частям таких рядов.

Некоторые исследователи, однако, считают высокоглиноzemистые сланцы и кварциты иенгрского комплекса метаморфизованными продуктами переотложенных кор выветривания. На этом основании предполагается принадлежность толщ к типу платформенных и, следовательно, существование в протоге структурных областей типа платформ (Глуховский, Ставцев, 1973). Выделяются и особые формы — литоплиты (Дзевановский и др., 1970). Широко распространены взгляды о «лунной» и «нуклеарной» догеосинклинальных стадиях развития Земли (Павловский, 1975, и др.).

По-видимому, среди составителей карты единодушия по затронутому вопросу достичь не удастся. Поэтому, может быть, не следует определять природу алданского мегакомплекса, обозначив его нейтральным термином «кристаллическое основание». Это тем более целесообразно, что формационные единицы внутри комплекса, видимо, целиком будут показаны без «снятия» метаморфизма, в чем изображение этого мегакомплекса будет отличаться от изображения других.

Восстановление латеральных рядов в пределах алданского мегакомплекса — задача очень трудная. Сам принцип корреляции комплексов, включаемых в один надгоризонт, предопределяет объединение однотипных геологических тел. Ясно, что на нынешней стадии изученности задача может быть решена только в самых грубых чертах.

Привлекает внимание попытка Р. Ф. Черкасова (1977) выделить на территории Алданского щита фациальные зоны разных порядков — фемические и салические. Намеченные им наи-

более крупные зоны примерно совпадают с «блоками» других исследователей и с «тектоническими областями и зонами», выделенными А. М. Лейтесом и В. С. Федоровским (1977), хотя эти авторы придерживаются иных взглядов на строение алданского мегакомплекса. Очевидно, что такая зональность отражает объективные закономерности. Однако, при решении задачи все же необходимо уточнить методические основы районирования мегакомплекса.

В других, меньших по площади, выходах мегакомплекса на поверхность зональности и латеральных изменений не отмечалось. Видимо, на большей части территории выступы придется индексировать только знаком формационного типа. Латеральные ряды формаций при этом четко выявлены быть не могут, ибо в подавляющем большинстве случаев нельзя уверенно определить, находятся ли разные формации на одном стратиграфическом уровне.

Геологами, изучающими Алданский щит, крайне противоречиво решается вопрос о тектонической природе толщ, включенных ныне в субганский надгоризонт (рис. 2). В. И. Кицулом и соавторами (1979) он рассматривается в качестве единого мегакомплекса, природа которого определена неоднозначно. Вероятнее, однако, что толща неоднородна, а разные ее части принадлежат к разным классам тектонической классификации. К тому же разрезы разных грабенов существенно отличаются друг от друга как по полноте, так и по вещественному составу. Строение толщи наиболее подробно рассмотрено А. Ф. Петровым (1976) для западной части Алданского щита.

Борсалинская серия представлена терригенно-вулканогенной формацией. Она сложена преимущественно биотитовыми гнейсами, иногда содержащими гранат и роговую обманку, с горизонтами кварцитов, часто железистых. В подчиненном количестве встречаются амфиболиты, слюдяные сланцы и др. Общая мощность составляет 2—3 тыс. м. Зональный метаморфизм достигает нижней ступени амфиболитовой фации. В последние годы в составе серии обнаружены коматиты (личное сообщение В. Д. Габышева). Серия залегает в вытянутых в субмеридиональном направлении (Борсалинский, Темулякитский и др.) и изометричных (Тарагай-Хайнский и др.) грабенах. Возможным формационным аналогом толщи является дёс-леглиерская серия, содержащая железорудные пласты, хотя возрастные их соотношения окончательно неясны.

По формационному типу и, в частности, по присутствию пород-индикаторов (коматиты, джеспилиты), борсалинская се-

рия полностью соответствует нижним членам комплексов, выполняющим «зеленокаменные пояса» фундаментов различных древних платформ (группам Онвервахт, Киватин, Себакви II, Калгурли-Кулгарди, сериям конкско-верховцевской, михайловской, бергаульской, паандовской и др.). По своим характеристикам все эти толщи наиболее близки к эвгеосинклинальным. Их залегание в современной структуре в грабенах, правда, не редко трактуется как первоначальная локализация в рифтогенных трогах. В то же время во многих районах Мира при детальной корреляции разрезов установлено, что на этапе седиментации комплексы имели ареальное распространение, а современные зеленокаменные пояса представляют собой реликты (мегаксенолиты) в областях, переживших региональную деформацию и гранитизацию (Key e.a., 1976). Некоторые петрохимические характеристики коматитов сближают их с вулканитами орогенных областей, но этот признак не может быть решающим при определении классификационной принадлежности серии.

К. Б. Мокшанцев и соавторы (Тектоника..., 1975, и др.), последовательно развивая концепцию направленности и необратимости геологического развития, относят к орогенному классу все толщи, заключенные между алданским мегакомплексом и нижними горизонтами рифейского чехла. Между тем в последние годы все более выявляется существенная роль деструктивного тектогенеза (Пейве и др., 1976; Хани, 1976, и др.), особенно свойственная ранним стадиям развития Земли.

Многие исследователи (Windley, 1973; Talbot, 1973; Синицын, 1979, и др.) разрабатывают в применении к докембрию идеи тектоники плит. У. Файф (Fyfe, 1974) предложил модель миниконтинентов, учитывающую главные закономерности строения нижнедокембрийского этажа и интерпретирующую развитие нижнедокембрийских структур. Модель является модификацией тектоники плит и предполагает раскол первичной сиалической коры в позднем архее, латеральные малоамплитудные смещения миниконтинентов и возникновение между ними зеленокаменных прогибов как следствие мелкоячейковой конвекции в мантии. В некоторых хорошо изученных зеленокаменных поясах уже установлены рифтовая, океаническая, островодужная и молассовая стадии развития прогибов и отвечающая им зональность (Hallberg e. a., 1976, и др.). Как видно, стадийность развития прогибов вполне отвечает геосинклинальному циклу.

Все это приводит к выводу, что борсалинскую серию и ее формационные аналоги целесообразно рассматривать в качестве нижних членов эвгеосинклинального ряда. Восстановление пер-

вичных ареалов распространения толщ не входит в задачу составителей «Атласа...», и все же некоторые признаки позволяют считать, что площади седиментации были много шире участков их современной локализации. Это, в частности, существующие представления о формировании железистых кварцитов киватинского типа (Формозова, 1971) в обстановках широких, преимущественно глубоководных прогибов.

В олондинскую (тунгурчинскую) серию включены разнофа-циальные образования. Если в стратотипическом разрезе преобладают андезитовые метапорфиры и амфиболиты с прослоями коматитов и кислых метаэфузивов, то в Саймаганском грабене — кварц-слюдяные сланцы и гнейсы, а в разрезах по р. Олёкме большую роль играют мраморы и метакарбонатные породы. Возможным аналогом серии является нижняя часть фосфатоносной карбонатной толщи, выполняющей Селигдарский изометричный грабен.* Судя по латеральным формационным рядам, серия отвечает островодужной стадии развития геосинклинали. Общая ее мощность достигает 3 тыс. м. Не исключено, что местами включаемые в серию толщи частично замещают борсалинскую по латерали.

Вышележащая тасмиэлинская серия представляет собой типичную молассу. Она распространена локально — в Тасмиэлинском, Олондинском и Тарагай-Хайнском грабенах. С нею сопоставляется также яргинская толща одноименного грабена. Во всех выходах в толще преобладают грубообломочные терригенные породы (конгломераты, гравелиты, песчаники), развиты слюдяные сланцы, встречаются пакеты метаэфузивов основного состава, реже кислого и среднего. Общая мощность достигает 2,5 тыс. м. Обычно серия залегает на подстилающих несогласно, но иногда несогласие не фиксируется.

Таким образом, толщи, включенные в субганский надгоризонт, образуют на Алданском щите вертикальный формационный ряд, аналогичный ряду ранних карелид Балтийского щита. Борсалинская серия отвечает лопию, тунгурчинская (олондинская) — сумию и тасмиэлинская — сариолию. Нижние серии надо отнести к геосинклинальному комплексу, тасмиэлинскую молассу можно рассматривать в качествеprotoорогенного. Заметим, что аналогичный вертикальный формационный ряд характерен для третьего крупного щита Евразии — Украинского, где его составляют коньско-верховцевская, криворожская и фрунзенская серии.

* Верхняя часть толщи принадлежит уже рифею.

Поздним карелидам Балтийского щита (ятулию, суйсару, вепсию) отвечают удоканский и маймаканский комплексы схемы В. И. Кицула и соавторов (1979). Отложению этих комплексов предшествовали формирование яргинского комплекса чарнокитовых и двуслюдянных гранитов и сиенитов и, вероятно, глубокий размыт. Поэтому отнесение обоих комплексов к дейтероогенным имеет известные основания. Однако решающим критерием в этом случае должен быть формационный, а не структурный.

Л. И. Салоп (1973), очень детально изучивший разрез удоканской серии, отнес ее к классу многоеосинклинальных. По его мнению, она отвечает трангрессивно-ретргессивному макроритму. Прослежен латеральный переход многоеосинклинальной толщи в эвгеосинклинальную Байкальскую геосинклинальную системы. Огромная мощность серии (около 12—15 тыс. м) и особенности ее строения, на наш взгляд, свидетельствуют в пользу справедливости такого решения. При этом кеменская подсерия, сложенная грубообломочными терригенными породами и сходная с молассой, может относиться кprotoорогенным образованиям.

Иная точка зрения сформулирована А. М. Лейтесом, М. В. Муратовым и В. С. Федоровским (1970). Они сочли удоканскую серию нижним горизонтом протоплатформенного чехла, а однотипный прогиб выделили в качестве новой тектонической категории — палеовулкогена. Впоследствии А. М. Лейтес и В. С. Федоровский (1977; Тектоника..., 1978) отказались от этих взглядов. Ныне они относят серию к образованиям переходной (т.е. геосинклинальной — Ч.Б.) стадии. М. В. Муратов (1979) недавно рассмотрел вопрос более подробно.

Против геосинклинальной природы удоканской серии, по мнению М. В. Муратова, говорят преобладание в ней обломочных пород (более свойственных платформенным толщам, чем многоеосинклинальным) и отсутствие связей с эвгеосинклиналями. Последнее можно отнести условно лишь к современной структуре, ибо в палеотектоническом плане именно такие связи давно установлены Л. И. Салопом. В том, что преобладающими породами в серии являются песчаники, заключается как раз интересная особенность наложенных геосинклиналей (терригенные геосинклиналии Л. П. Зоненшайна, 1969). Развитие таких энсиалических прогибов начинается сразу со зрелой, предорогенной (Хайн, 1973, с. 195) стадии, которой отвечают граувакковая, флишевая и известняковая осадочные формации. Очевидно, что кодарская и чинейская подсерии вполне могут быть со-поставлены с таковыми.

В разрезе угуйской серии, сопоставляющейся с удоканской,

последовательность напластования, общее строение и типы пород в общем сохраняются, но мощность резко сокращается, а содержание обломочных пород быстро возрастает в северном направлении. Такие соотношения можно трактовать как переход от миогеосинклинальных комплексов к дейтероорогенным в латеральном ряду. Близка к этой трактовке интерпретация Л.И.Сапола (1973), объединяющего Угуйский и подобные ему грабены в Олекминский авлакоген. Нельзя исключить также варианта, что угуйский комплекс отвечает в основном кеменскойprotoорогенной подсерии.

Улканский комплекс в объеме одноименной серии, бириндинской свиты и, возможно, горындинской серии (Петров и др., 1978) с резким угловым несогласием залегает на породах кристаллического основания. В его составе преобладают вулканиты пестрого состава (преимущественно кислого) со щелочной тенденцией и грубозернистые арковые песчаники, часто красноцветные (Гамалея, 1968; Константиновский, 1974). Тесная ассоциация порфировой и молассовой формаций очень характерна для краевых вулканических поясов и рассматривается в принятой для «Атласа...» классификации как дейтероорогенный комплекс. В схеме автора (Борукаев, 1977) такие толщи маркируют своеобразные эпохи кратонизации. Близкие взгляды высказывают А. М. Лейтес и В. С. Федоровский (1977), относящие комплекс к показателям зрелой континентальной земной коры.

Следует остановиться вкратце на вопросе о верхней границе толщ, которые должны быть показаны на рассматриваемой карте. В легенде, предложенной В. И. Кицулом и соавторами (1979), она проведена по кровле маймаканского комплекса, включающего в себя улканскую, уянскую и учурскую серии. Ю. Н. Гамалея (1968) относил две последние (в объеме бириндинской, гонамской и омахтинской свит) уже к платформенному чехлу. По его мнению, наиболее крупное несогласие разделяет элгэтэйскую и бириндинскую свиты. А. А. Константиновский (1974) большое значение придает несогласию, ограничивающему бириндинскую свиту сверху. Существенно, что выше этой границы из разреза исчезают вулканиты, появляются карбонаты, значительно изменяется характер слоистости. Улканский массив гранитоидов внедрен в элгэтэйскую свиту и, возможно, прорывает бириндинскую. М. А. Семихатов и С. Н. Серебряков (Нижняя..., 1978), приняв такую трактовку границы, показали, что вышележащие гонамская (совместно с конкулинской фацией) и омахтинская свиты принадлежат нижнему рифею. Видимо, такой вариант ограничения «карельского» мегакомплекса в настоящее время наиболее обоснован.

Расчленение протерозоя на карелий и рифей, принятые Уфимским совещанием 1977 г. (Общие..., 1979), имеет комплексное в том числе и тектоническое обоснование. Ранее стратиграфическое, тектоническое и геохронологическое значение разделяющей эти подразделения границы было исследовано М. А. Семихатовым (1974), который показал ее стабильность на территориях всех континентов. Очевидно, что нет никаких оснований искать для ограничения мегакомплекса сверху иную поверхность.

Таким образом, для территории Алданского щита можно предложить схему тектонического расчленения дорифейских метаморфических и вулканогенно-осадочных толщ (табл. 2), несколько отличную от схемы, разработанной В. И. Кицулом и соавторами. В предлагаемом варианте разрез подразделен на два мегакомплекса. Верхний из них состоит из двух неравнозначных ритмов, завершающихся орогенным комплексом. Разделяющая ритмы граница по своему рангу ниже границ мегакомплексов. «Карельскому мегакомплексу» в полном объеме сопоставлен становой ретрометаморфогенный комплекс, рассматривающийся в качестве дейтероорогенного.

Применить такую схему расчленения ко всем выходам дорифейских толщ на поверхность, а тем более для территорий, закрытых рифейскими и более молодыми толщами чехла, по-видимому, не удастся, и некоторые единицы неизбежно будут объединяться.

Вопросы изучения строения фундамента под чехлом Сибирской платформы

Только в последние три года появилось четыре новых схемы строения фундамента Сибирской платформы (Докембрий..., 1977а; Тектоника..., 1978; Бабаян и др., 1978; Савинский, Савинская, 1977). Эти схемы основаны на анализе новейших геофизических материалов и комплексной интерпретации данных. Интересные обобщающие работы, на территории Сибирской платформы проведены также Л. В. Витте и Э. Э. Фотиади (1977, и др.).

Названные схемы значительно отличаются друг от друга по методике построения, методике районирования и, видимо, методике интерпретации данных. Мы кратко рассмотрим их особенности с целью выяснения применимости к задачам составления карты дорифейского среза и постановки некоторых общих вопросов.

Схема К. А. Савинского и М. С. Савинской (1977) отражает

Таблица 2

Предлагаемый вариант тектонической интерпретации разреза дорифейских толщ Алданского щита

Много- компл- екс	Надгоризонт	Комплексы, этапы и их примеры		
	АКИТКАН- СКИЙ	Деитероорогенный (улканский комплекс)	K_D^6	
„КАРЕЛЬСКИЙ“	УДОКАНСКИЙ	Протоорогенный (кеменская подсерия)	K_0^5	Деитерооро- генный (чегуский ком- плекс)
		Миогвесинклинальный (чинейская подсерия и кодарская подсерия)	K_g^4	K_D^5
КРИСТАЛЛИЧЕСКОЕ ОСНОВАНИЕ	СУБГАНСКИЙ	Протоорогенный (тасмиэлинская серия)	K_0^3	
		Геосинклинальный		
		Верхний (тунгурчинская серия)	K_g^2	
		Нижний (борсалинская серия)	K_g^1	Деитероорогенный (ретрометаморфогенный) (стакновой)
ТИМПТОНО- ДЖЕЛТУ- ЛИНСКИЙ		Верхний (карбонатсодержащий)	A^2	
ИЕНГРСКИЙ		Нижний (? кварцитсодержащий)	A^1	

современное состояние земной коры в ее полном объеме. Для карты наибольший интерес в этой схеме может представить размещение блоков с океанической и субокеанической корой, которое может быть интерпретировано в плане соотношения мощностей сиалического фундамента и меланократового основания.

Схема М. П. Гришина (Докембрий..., 1977а) отличается наибольшей детальностью и, по-видимому, наиболее обоснована. На ней в пределах территории платформы выделены разновозрастные складчатые области, подразделенные, в свою очередь, на антиклиниории и синклиниории. Таким образом, при составлении схемы последовательно применена методика районирования по возрасту завершающей складчатости. Размещение структурно-вещественных комплексов не показано. Однако при выделении зон учтен набор слагающих их комплексов, а размещение в общих чертах контролируется распределением антиклиниориев и синклиниориев.

Схема Р. А. Гафарова и соавторов (Тектоника..., 1978) существенно отличается от предшествующей схемы Р. А. Гафарова (1976). В основу новой схемы положена методика районирования по времени становления континентальной коры. На ней показано размещение комплексов, отвечающих той или иной стадии развития коры. Представления о стадийности отвечают таковым, разрабатывающимся А. В. Пейве и др. (1976).

Схема К. Б. Мокшанцева и соавторов (Бабаян и др., 1978) также значительно отличается от более ранней схемы того же коллектива (Тектоника..., 1975). Здесь показано размещение разновозрастных комплексов, отнесенных к тому или иному классу тектонической классификации. Схема охватывает только восточную часть платформы. По методике и примененной классификации она наиболее близка к задачам составления «Атласа...».

Сравнительный анализ схем показывает, что в некоторых отношениях они близки. Все они, по сути, развиваются идеи, отраженные на ранней схеме Л. В. Булиной и Т. Н. Спижарского (1965). Это представления о крупных блоках фундамента, границы которых на всех схемах в общих чертах совпадают, которые отличаются друг от друга по физическим и структурным характеристикам, возникают и формируются разновременно. Во всех случаях предполагается, что структура чехла влияет на интенсивность аномальных полей, но рисунок последних определяется главным образом структурой фундамента. Независимого районирования аномальных полей, как правило, не проводится, а схемы отражают результаты «комплексной интерпретации» геолого-геофизических данных.

Последнее затрудняет оценку схем и, в частности, оценку их различий. Например, на схеме М. П. Гришина линейные интенсивные положительные магнитные аномалии трактуются как интрузивные тела основного состава. Большинство этих же аномалий интерпретируется Р. А. Гафаровым и др. как осадочно-вулканогенные и железисто-кремнистые комплексы рифтогенных шовных прогибов. Критерии выделения областей распространения орогенных комплексов на схеме К. Б. Мокшанцева и др. вообще не оговорены. Возможно, они показаны на участках локальных гравитационных минимумов, которые, однако, весьма расплывчаты и могут иметь иную природу. Трудно понять существенные изменения в схемах, составленных одним коллектиком в близкие сроки, даже если учесть различия в методиках районирования.

Примечательно, что практически все авторы схем ограничиваются районированием фундамента на территории платформы, не заходя в пределы смежных с ней «складчатых областей». Между тем издавна предполагается, что Верхоянская область является эпикратонной; установлено, что Ангаро-Канский «антеклиниорий» служит выступом фундамента платформы. Фундамент сохраняет свои главные черты в области Таймыра, а тем более — в Енисей-Хатангском прогибе. Очевидно, что в областях накопления мощных осадочных толщ геофизические методы теряют свою разрешающую способность.

Более того, анализ аномальных гравитационных и магнитных полей показывает, что такая способность резко уменьшается даже при сравнительно небольших (1—2 тыс. м) мощностях чехла. У разломов и флексураобразных перегибов, связанных со скачкообразным изменением мощности чехла, четкие линейные и гравитационные аномалии «расплываются», рисунок поля меняется. Такая картина наблюдается, в частности, в северной части Чульманской впадины, характеризующейся в целом пониженным и спокойным магнитным полем. Аналогичное изменение характера физических полей, но в больших масштабах, проявляется по разные стороны крупного Прибайкало-Котуйского разлома, который трактуется неоднозначно.

М. П. Гришин полагает, что разлом разделяет разновозрастные складчатые области фундамента — раннеархейскую Анабарскую и позднеархейскую Ангаро-Тунгусскую. Р. А. Гафаров (1976) называет последнюю Тунгусским катархейским массивом, т.е. существенно иначе определяет соотношения складчатых систем, разделяемых разломом. Однако не менее вероятным представляется более простой вариант резкого изменения в зоне

разлома мощности чехла (ее увеличения в западном крыле) и соответствующего изменения рисунка аномальных полей. Существенное влияние рассматриваемого разлома (трансазиатский линеамент, по В. И. Драгунову, 1965) на развитие структуры фанерозоя доказано, тогда как весьма древнее заложение лишь предполагается. Некоторые данные позволяют с неменьшими основаниями считать этот разлом новообразованием неогея.

Использование геофизических материалов для выявления структуры фундамента Сибирской платформы очень затруднено малым количеством вскрывших его скважин. Большинство таких скважин расположено в непосредственной близости от участков выхода фундамента на поверхность и поэтому мало добавляет к полевой информации. Корреляция физических и геологических границ на большей части территории плиты в значительной мере умозрительна, и каждая новая скважина способна произвести полный переворот в имеющихся представлениях.

Рассмотрим в качестве примера строение небольшого участка плиты на северо-западном отрезке р. Подкаменной Тунгуски. Здесь был проведен большой комплекс разнообразных геофизических исследований (Кузнецов и др., 1973) и выявлено наличие крупной Вельминской впадины с глубинами залегания фундамента в 5—12 км. Такой результат был получен при интерпретации гравитационного и магнитного полей и в основном подтвержден наиболее точным сейсмическим методом (рис. 3). Предполагалось, что граница фундамента и чехла как наиболее резкая в вещественном аспекте устанавливается достаточно уверенно.

Три недавно пробуренные скважины (Куюбинские 4 и 5, Байкитская) на глубинах 2—3 км вскрыли в этой «впадине» гнейсированные гранитоиды с возрастом 1500—1600 млн. лет (Гришин и др., 1976). Предполагается, что граниты входят в состав фундамента. Такая трактовка наиболее правдоподобна, хотя можно предложить еще, по крайней мере, две: 1) граниты внедрены в нижние горизонты чехла подобно Бердяушскому plutону Башкирского антиклиниория (в этом варианте трудно объяснить разgneйсованность гранитов) и 2) граниты интрудируют орогенную толщу фундамента, близкую по физическим характеристикам породам чехла. При таких интерпретациях впадина «сохраняется», хотя сомнительным остается «попадание» всех трех скважин в изолированные гранитные массивы.

В настоящее время с учетом данных бурения проведен повторный анализ геофизических данных (Гришин и др., 1976) и дана новая интерпретация. Место глубокой Вельминской впадины

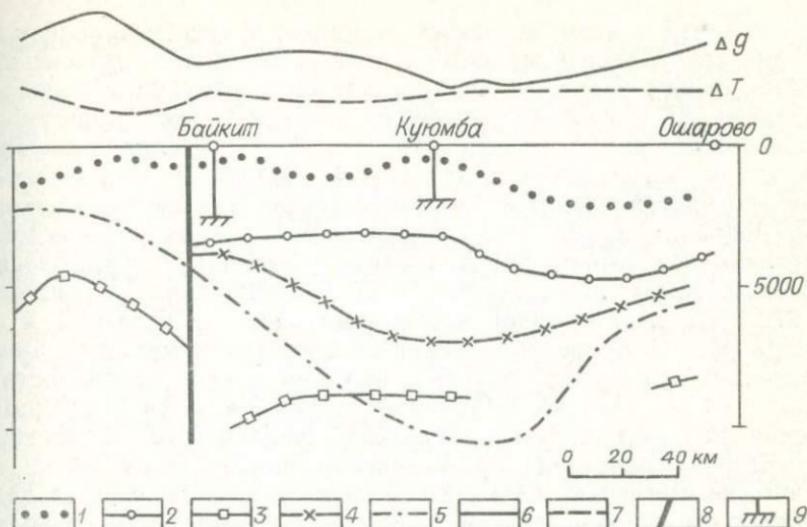


Рис. 3. Разрез верхней части земной коры по маршруту вдоль р. Подкаменной Тунгуски (по В. Л. Кузнецкову и др., 1973; упрощено и дополнено)

1 — линия равных скоростей по данным рефрактированных волн; 2 — глубины по отраженным волнам; 3 — глубины по преломленным волнам; 4—5 — глубины до кровли фундамента по данным интерпретации гравитационных и магнитных аномалий (4 — по В. И. Яскевичу и др., 5 — по Д. Б. Тальвирскому и др.); 6 — остаточные гравитационные аномалии; 7 — магнитные аномалии; 8 — зоны предполагаемых разломов; 9 — глубины залегания гранитов в скважинах

занял высокий Камовский свод, однако это не сняло вопроса о природе отмеченного В. Л. Кузнецовым и соавторами соответствие рельефа сейсмических границ и положительной гравитационной аномалии.

Этот случай показывает, что при нынешнем состоянии бурения геофизические методы, даже наиболее точные, не могут обеспечить «выявление и корреляцию глубинных геологических границ» (Боголепов, Чиков, 1979, с. 4), предусмотренные программой «Атласа...».

В иной плоскости ставится вопрос группой геологов и геофизиков СНИИГГиМСа (Коробейников и др., 1979, с. 82), которые полагают, что геофизические методы призваны «ощутимо сократить количество возможных вариантов интерпретации глубинного строения земной коры». В этом случае создается предварительная геологическая модель, рассчитывается ее физическое поле, и модельное поле сравнивается с наблюденным. Принципиальную роль играет геологическая модель, которая геофизическими методами лишь проверяется.

В связи с этим находится и вопрос о «вертикальной мощности» комплексов и мегакомплексов, которой в программе придается особое значение. Как следует из изложенного, непосредственное ее получение геофизическими методами практически невозможно. Б. М. Чиков (1979, с. 143), уделяя «основную роль при определении вертикальной мощности мегакомплекса или его частей» данным бурения и геофизическим исследованием, приводит пример полной корреляции стратиграфической и вертикальной мощностей в крупных впадинах Алтая-Саянской области, ссылаясь на данные В. П. Коробейникова и соавторов (1979). На деле никакой корреляции здесь не доказано, а иллюзия полной корреляции является следствием методики интерпретации, поскольку авторы экстраполируют поверхностную структуру до условно выбранной глубины в 8 км в предположении концентрического характера складчатости. В сложных структурах (например, на Алданском щите), такой метод, конечно, не применим. (Заметим, кстати, что исключение из дальнейших построений верхней 8-километровой пластины позволяет оценивать положение поверхностей К и М, но исключает возможность применения методики для определения поверхностей подавляющего большинства мегакомплексов). «Аналогичные сведения... по Сибирской платформе», упоминающиеся Б. М. Чиковым, связаны с определением стратиграфических мощностей по скважинам в условиях горизонтального залегания пластов, где другого результата и ожидать не приходится.

Из всего этого следует, что традиционные методы интерпретации геофизических данных не могут обеспечить удовлетворительного расчленения осадочной оболочки на мегакомплексы. Особенно большие затруднения возникают при попытках расчленения наиболее глубинных горизонтов, каковыми являются кристаллическое основание и карельский мегакомплекс. Очевидно, что в ходе работ по составлению «Атласа...» необходимо принять новые методические разработки с целью корректного использования геофизических данных. В основе таких разработок должны лежать геологические модели. Опыты подобных разработок уже начали проводиться (Витте, Ремпель, 1976; Сурков и др., 1977).

Главные особенности размещения дорифейских толщ на территории Сибири

Поставленный вопрос чрезвычайно сложен. Ясно, что ответ на него может быть получен лишь после составления оконча-

тельного варианта карты дорифейского среза. Поэтому в настоящем разделе очень кратко и в декларативной форме высказаны лишь некоторые соображения по остродискussionным проблемам. Обоснование большинства выводов приводилось автором ранее (Борукаев, 1976, 1977; Докембрий..., 1977б).

Вопрос о закономерностях размещения дорифейских толщ возник сравнительно недавно в связи с экспансией идеи неомобилизма и в частности тектоники плит. В применении к территории Сибири эти идеи наиболее последовательно проведены Л. П. Зоненшайном (1976). Его палинспастические реконструкции показывают на месте Урало-Монгольского складчатого пояса в рифе (по крайней мере, позднем) — раннем палеозое обширный Палеоазиатский океан. Образование океана связывается со спредингом. В ордовике возникла дополнительная зона спрединга на участке Западно-Сибирской плиты. Таким образом, на всей этой огромной территории дорифейские образования отсутствуют.

В то же время в палеозойских складчатых системах пояса расположены краевые и срединные массивы, влияние которых на процессы седиментации отмечается уже для рифея. Они широко распространены в Центральном Казахстане и поэтому объединены Л. П. Зоненшайном в Казахстанский блок (микроконтинент), обнаружены по геофизическим данным (Геология..., 1975) в пределах Западно-Сибирской плиты (Уват-Ханты-Мансиjsкий, Барнаульский и др.) и известны в большом количестве в Алтае-Саянской области. В большинстве они относятся к массивам байкальской консолидации, часто отмечаются явления наложенной палеозойской переработки. Видимо, и эти массивы рассматриваются как микроконтиненты. С позиций неомобилизма, континентальная кора формируется в каледонидах в позднем кембрии-ордовике, а в герцинидах и на большей части Западно-Сибирской плиты — в девоне-среднем карбоне (Пейве и др., 1976). Природа «фрагментов более древних кор» при районировании по времени становления континентальной коры обычно не расшифровывается.

Для нас наибольший интерес представляют два вопроса: 1) возраст массивов и 2) их относительная площадь в складчатых системах. Рассмотрим их на примере наиболее дискуссионного участка пояса — Западно-Сибирской плиты.

Буровыми скважинами на этой территории докембрийский фундамент вскрыт в единичных случаях (Геология..., 1975). Это гнейсы, различные кристаллические сланцы, кварциты, мраморы, доломиты, песчаники. Возраст достигает 960—1260 млн. лет,

хотя он определен преимущественно методом сравнительной дисперсии двупреломления. К – Аг возраст, полученный для некоторых образцов, очень редко показывает близкие значения, а обычно много ниже и отвечает позднему палеозою. В южной части плиты (Томское Приобье) в палеозойских plutонах обнаружены многочисленные ксенолиты биотит-амфиболовых гнейсов, относимых О. А. Шнипом (1977) к дорифею. На этом и других основаниях П. К. Куликов (1979), М. Я. Рудкевич и З. А. Латыпова (1979) и др. предполагают широкое распространение в фундаменте плиты доверхнерифейских толщ.

Принципиальная возможность наличия таких образований под чехлом плиты никем не отрицается, ибо на всех схемах выделяется Касский (Приенисейский, Касско-Няннагинский) погруженный край Сибирской платформы. Если его и включают в состав байкалид, то лишь в качестве более древнего переработанного массива.

При определении возраста массивов исследователи опирались в основном на материалы по тектонике обрамляющих плиту складчатых областей. До недавнего времени превалировали взгляды о широком развитии в этих областях проявлений байкальской складчатости. В последние годы появились данные, существенно меняющие такие представления. Как показали Ю. А. Зайцев и Т. Н. Хераскова (1977), в Центральном Казахстане движения байкальской эпохи (довендинские, внутривендские) принципиально отличны от завершающей складчатости. Они проявились в форме заложения новых геосинклиналей в результате раздробления более древнего фундамента. С. Н. Иванов (1979) убедительно обосновал отсутствие байкалид на Урале.

В. В. Хоментовский (1976), посвятивший венду специальное исследование и детально изучивший верхнедокембрийские и кембрийские толщи Сибирской платформы и ее обрамления, пришел к выводу, что байкальские движения не могут рассматриваться как завершающая складчатость (даже в ее тектонотипе). Он называет данную эпоху байкальской активизацией, отмечая, что она «практически не затронула прогибы эвгеосинклиналей, сквозное развитие которых продолжалось в венде и нижнем кембрии» (там же, с. 236). Н. А. Берзин (Докембрий..., 1977б) показал, что на территории Урало-Монгольского пояса в рифе — раннем кембрии шло непрерывное дробление и растяжение древней сиалической коры.

Из сказанного следует, что считать массивы фундамента Западно-Сибирской плиты байкальскими в настоящее время нет оснований и что они представляют собой реликты более древних структур.

Ю. А. Зайцев (1974) выделил в Центральном Казахстане среднерифейскую исседонскую завершающую складчатость. Примерно к этой же эпохе относит Ю. Е. Погребицкий (1971) формирование фундамента Таймырской области, что принято и на схеме А. В. Пейве и соавторов (1976). С этими взглядами согласуются приведенные выше датировки фундамента Западно-Сибирской плиты, полученные, правда, не очень надежным методом. Следовательно, среднерифейский возраст массивов не исключен. Кстати, П. К. Куликов определяет нижнюю границу байкальского этапа развития плиты в 1200 млн. лет.

Однако более вероятным кажется, что массивы представляют собой реликты дорифейской континентальной коры. В пользу этого пока могут быть приведены лишь косвенные соображения.

Уват – Ханты-Мансийский массив прямо продолжает на север структуры каледонид Центрального Казахстана. Кокчетавский массив, безусловно, консолидирован до начала рифея и в каледонской геосинклинали играл уже роль жесткого блока. Сходен с ним по строению и истории развития массив Улу-Тау. Широко развитая здесь майтюбинская порфириодная толща акитканского уровня может рассматриваться как показатель становления континентальной коры (на Кокчетавском массиве ей соответствует кууспекская свита). Оснований существенно омолаживать возраст Уват-Ханты-Мансийского массива по сравнению с названными, по-видимому, нет.

При анализе тектоники докембрия Австралии (Борукаев, 1976) было показано, что плита Большого Артезианского бассейна расположена на участке широкого распространения массивов дорифейской консолидации, разделенных рифейско-нижне-палеозойскими складчатыми ветвями. Отсюда было сделано предположение о сходном характере строения фундамента других эпигерцинских плит. Большое количество дорифейских массивов выделено под чехлом Туранской плиты (Сёмов, 1976). На территории Западно- и Среднеевропейской молодых платформ дорифейские толщи выступают на поверхность. Вряд ли Западно-Сибирская плита исключение в этом ряду.

Обзор материала в глобальном масштабе (Докембрий..., 1977б) показал, что рифею предшествовала панконтинентальная кратонизация. Именно в такие эпохи участки, претерпевшие ранее завершающую складчатость, приобретают *зрелую* кору континентального типа. Возможно также, что они объединяются в единый суперконтинент Пангею (Борукаев, 1977), дробление которого на блоки разных размеров приводит к образованию платформ и массивов.

Второй из поставленных вопросов относится как раз к оценке размеров дробления и растяжения такого сиалического панциря.

Наиболее отчетливо интересующие нас взаимоотношения можно наблюдать в Алтае-Саянской области. В ее части, прилежащей к Сибирской платформе, дорифейские образования выходят на поверхность в глыбах (Арзыбайской, Бельско-Китайской, Джуглымской, Дербинской). Далее в глубь складчатой области число выступов сокращается, и они разбросаны среди полей более молодых образований. В. В. Волков и Л. М. Парфенов (1970) составили палинспастическую схему для рифейского этапа развития этой территории в предположении заложения геосинклинальной области на раздробленном жестком фундаменте. Они отметили сходство противолежащих контуров карбонатных геосинклиналей, разделенных сравнительно узкими терригенными и вулканогенными Совмещение карбонатных блоков привело к компактной структуре. Из этого следует, что терригенные и вулканогенные линейные геосинклинали возникли в результате раздвига жестких блоков. Относительная площадь последних на рассматриваемой территории составляет в современной структуре 60—70%. Авторы полагают, что цоколь массивов сложен гнейсовыми толщами, аналогичными цоколю Сибирской платформы.

На палинспастической схеме Л. П. Зоненшайна (1976) для этой же территории и того же этапа развития показано океаническое пространство. Ось спрединга расположена вдоль оси Западного Саяна, причем обозначены даже изохроны спрединга. Последние установлены на основании анализа возраста гипербазитов. Однако последние работы Н. А. Берзина (1979) показывают, что гипербазиты Алтае-Саянской области являются включениями в меланжево-олистостромовой ассоциации, а, следовательно, датировать спрединг не могут. Оси спрединга образуют чрезвычайно прихотливый рисунок, не имеющий аналогов в современных океанах. Различия в типах геосинклинальных прогибов не разъяснены. Поэтому реконструкция В. В. Волкова и Л. М. Парфенова представляется более обоснованной.

В пределах Горного и Рудного Алтая выходы дорифейских пород резко уменьшаются по площади, а число массивов с предполагаемым дорифейским фундаментом сокращается. Наконец, в Обь-Зайсанской и Чингиз-Тарбагатайской системах дорифейское основание, по-видимому, вообще отсутствует.

На наш взгляд, такая картина свидетельствует о дроблении и растяжении дорифейского сиалического основания, последова-

тельно усиливающимся в направлении от Сибирской платформы к Обь-Зайсанской системе. Лишь последняя может сопоставляться с малым океаническим бассейном. Симметричный описанному ряд структур можно наметить в направлении от Казахстанского массива к Чингиз-Тарбагатайской системе.

Другим районом, строение которого вызывает дискуссии в изложенных аспектах, является территория, ранее относившаяся к Колымскому срединному массиву. Ныне присутствие здесь дорифейских образований большинством исследователей отрицается. Не рассматривая вопроса подробно, заметим только, что наиболее обоснованной представляется гипотеза М. С. Маркова и соавторов (1979), выделяющих на этой территории рифтовые зоны со вскрытием меланократового фундамента в пределах областей раскрытия дорифейской континентальной коры. Реликты такой коры показаны в Иньяли-Дебинской зоне.

Изложенное отражено в графической форме на рис. 1. Между областями сплошного развития дорифейских образований (Сибирская платформа и др.) и областями их отсутствия или глубокой переработки (Уральская, Обь-Зайсанская эвгеосинклинали и др.) возможны переходы различных типов. Следует иметь в виду, что эти особенности мегаблоковой структуры являются результатом развития территории в неогее.

* * *

Представляется, что поднятые в обзоре вопросы требуют предварительного решения перед разработкой легенды карты дорифейского среза. Предложенные решения выдвигаются на обсуждение. Автором обзора не затронуты важные вопросы метаморфизма и магматизма, поскольку они требуют специального рассмотрения.

ЛИТЕРАТУРА

- Арсеньев А. А. К стратиграфии архея долины р. Олекмы (Восточная Сибирь). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1939, № 6, с. 61—78.
- Бабаян Г. Д., Мокшанцев К. Б., Уаров В. Ф. Земная кора восточной части Сибирской платформы. — Новосибирск: Наука, 1978. — 56 с.
- Берзин Н. А. Меланжево-эпистостромовая ассоциация Хемчикско-Систигхемской зоны Тувы. — В кн.: Главные тектонические комплексы Сибири. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1979, с. 104—129.
- Боголепов К. В. Система условных обозначений и методические рекомендации по составлению «Атласа тектонических карт и опорных профилей Сибири». — Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1978. — 16 с.

- Боголепов К. В., Чиков Б. М.** Предисловие. — В кн.: Главные тектонические комплексы Сибири. Новосибирск, Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1979, с. 3—7.
- Борукаев Ч. Б.** Докембрий Австралии и Новой Зеландии. — В кн.: Докембрий континентов. Австралия и Африка. Новосибирск, Наука, 1976, с.5—107.
- Борукаев Ч. Б.** Схема общей периодизации тектонической истории Земли. — Геол. и геофиз., 1977, № 12, с. 3—11.
- Борукаев Ч. Б., Косыгин Ю. А., Парфенов Л. М.** Принципы тектонического районирования докембра. — Геол. и геофиз., 1969, № 1, с. 3—15.
- Булина Л. В., Спижарский Т. Н.** Тектоническое районирование фундамента Сибирской платформы. — Геол. и геофиз., 1965, № 12, с. 21—31.
- Витте Л. В., Ремпель Г. Г.** О методике геологического моделирования магнитных полей. — Геолигеофиз., 1976, № 6, с. 99—103.
- Витте Л. В., Фотиади Э. Э.** Строение и эволюция земной коры дорифейских платформ территории СССР. — Геол. и геофиз., 1977, № 12, с. 12—27.
- Волков В. В., Парфенов Л. М.** Схема докембрийской тектоники Алтае-Саянской области. — В кн.: Вопросы тектоники докембра континентов. М., Наука, 1970, с. 108—115.
- Гамалея Ю. Н.** Формационный анализ и история развития юго-восточной части Сибирской платформы в докембре. — Геотектоника, 1968, № 6, с.34—45.
- Гафаров Р. А.** Сравнительная тектоника фундамента и типы магнитных полей древних платформ. — М.: Наука, 1976. — 270 с.
- Геология докембра Алданского горно-промышленного района** /Другова Г. М., Климов Л. В., Крылова М. Д. и др. — М.: Изд-во АН СССР, 1959. — 329 с.
- Геология нефти и газа Западной Сибири** /Конторович А. Э., Нестеров И.И., Салманов Ф. К. и др. — М.: Недра, 1975. — 680 с.
- Геохронология докембра Сибирской платформы и ее складчатого обрамления.** — Л.: Наука, 1968. — 332 с.
- Геохронология СССР. Т. I. Докембрь.** — Л.: Недра, 1973. — 351 с.
- Гилярова М. А.** Основные черты геологии Балтийского щита. — В кн.: Вопросы региональной геологии. Л., Изд-во Ленинградского ун-та, 1977, вып.2, с. 87—91.
- Глуховский М. З., Ставцев А. Л.** Тектоника и основные этапы развития Алданского щита. — В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М., Наука, 1973, с. 65—75.
- Глуховский М. З., Павловский Е. В.** К проблеме ранних стадий развития Земли. — Геотектоника, 1973, № 2, с. 3—7.
- Гришин М. П., Лотышев В. И., Ремпель Г. Г., Сурков В. С., Фотиади Э.Э** Морфология современной эрозионно-тектонической поверхности фундамента Тунгусской синеклизы и прилегающих районов Сибирской платформы. — В кн.: Геофизические исследования в Сибири. Новосибирск, Изд. СНИИГиМС, 1976, с. 3—8.
- Дзевановский Ю. К., Миронюк Е. П., Лагздина Г. Ю.** История геологического развития Алданского щита. — В кн.: Тектоника Сибирской платформы. М., Наука, 1970, с. 132—142. (Тектоника Сибири, т. III).
- Докембрь континентов. Древние платформы Евразии** /Богданова С. В., Богданов Ю. Б., Вергунов Г. П. и др. — Новосибирск: Наука, 1977а. — 312 с.
- Докембрь континентов. Основные черты тектоники** /Борукаев Ч. Б., Башарин А. К., Берzin Н. А. — Новосибирск: Наука, 1977б. — 263 с.
- Драгунов В. И.** Транссибирский. Трансазиатский, Кольско-Монголо-Алтайский линеаменты и некоторые вопросы минерагении. — В кн.: Материалы к совещанию «Общие закономерности геологических явлений». Л., Изд. ВСЕГЕИ, 1965, вып. 2, с. 55—57.

Дук В. Л., Кицул В. И. Изучение докембрия Алданского щита методами структурной и метаморфической петрологии. — В кн.: Структурная и метаморфическая петрология раннего докембраия Алданского щита. Якутск, 1975, с. 5—19.

Дук В. Л., Салье М. Е., Байкова В. С. Структурно-метаморфическая эволюция и флогопитоносность гранулитов Алдана. — Л.: Наука, 1975. — 226 с.

Забияка А. И. Стратиграфия докембраия Северо-Западного Таймыра. — В кн.: Проблемы геологии докембраия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Л., Изд. ВСЕГЕИ, 1974, с. 183—198.

Зайцев Ю. А. О выделении среднерифейской исседонской складчатости в Казахстане. — Вестн. МГУ. Геология, 1974, № 3, с. 32—52.

Зайцев Ю. А., Хераскова Т. Н. Венд Центрального Казахстана и проблема байкальской складчатости. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана. М., Наука, 1977, с. 67—90.

Зоненшайн Л. П. О многоеосинклиналях — Геотектоника, 1969, № 4, с. 35—46.

Зоненшайн Л. П. Реконструкции палеозойских океанов. — В кн.: Дрейф континентов. М., Наука, 1976, с. 28—71.

Иванов С. Н. О байкалидах Урала и природе метаморфических толщ в обрамлении эвгеосинклиналей. — Свердловск: Изд. УНЦ АН СССР, 1979. — 78 с.

Изотопная геохронология докембраия. — Уфа: Изд. БФ АН СССР, 1979. — 175 с.

Кицул В. И., Петров А. Ф., Зедгенизов А. Н. Структурно-вещественные комплексы Алданского щита. — В кн.: Главные тектонические комплексы Сибири. Новосибирск, Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1979, с. 16—31.

Константиновский А. А. Улканский и Билякчанский среднепротерозойские грабены юго-востока Сибирской платформы. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 4, с. 72—84.

Коржинский Д. С. Петрология архейского комплекса Алданской плиты. — Л.—М.: ОНТИ, 1936. — 76 с.

Коробейников В. П., Сурков В. С., Щеглов А. П. Тектонические комплексы Алтае-Саянской области. — В кн.: Главные тектонические комплексы Сибири. Новосибирск, Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1979, с. 81—103.

Кратц К. О. Геология карелий Карелии. — М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1963. — 210 с.

Кратц К. О., Чернов В. М. Геологические формации и некоторые особенности палеотектоники раннего протерозоя Балтийского щита. — В кн.: Проблемы литологии докембраия. Л., Наука, 1971, с. 5—21.

Кудрявцев В. А. Тектоника нижнего докембраия западной части Алданского щита. — В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М., Наука, 1973, с. 30—35.

Кузнецов В. Л., Бгатова Г. Ф., Гуров В. А., Зайцев Ю. Г., Никитина В. Ф. Сейсмические исследования фундамента Сибирской платформы вдоль р. Подкаменной Тунгуски. — Геол. и геофиз., 1973, № 4, с. 108—114.

Куликов П. К. Структурные этажи Западно-Сибирской плиты. — В кн.: Тектоника территории СССР. — М., Наука, 1979, с. 128—140.

Лазарев Ю. И. Балтийский щит. — В кн.: Докембрый континентов. Древние платформы Евразии. Новосибирск, Наука, 1977, с. 9—83.

Лейтес А. М., Федоровский В. С. Важнейшие этапы становления континентальной земной коры юга Сибирской платформы в раннем докембреии. — Геотектоника, 1977, № 1, с. 3—23.

Лейтес А. М., Муратов М. В., Федоровский В. С. Палеоавлакогены и их место в развитии древних платформ. — Докл. АН СССР, 1970, т. 191, № 6, с. 1366—1369.

- Малышев Ю. Ф.** Геофизические исследования докембрия Алданского щита. — М.: Наука, 1977. — 128 с.
- Марков М. С., Пущаровский Ю. М., Тильман С. М., Федоровский В. С., Шило Н. А.** Тектоника Востока Азии и дальневосточных морей. — Геотектоника, 1979, № 1, с. 3—21.
- Муратов М. В.** Раннепротерозойский (афебский) этап развития древних платформ и его роль в истории их формирования. — Геотектоника, 1979, № 2, с. 3—28.
- Неелов А. Н.** Палеотектоника докембрия Сибирской платформы и некоторые закономерности развития докембрийских подвижных областей. — В кн.: Геология докембрия. Л., Наука, 1968, с. 41—51.
- Нижняя граница рифея и строматолиты афебия.** — М.: Наука, 1978. — 198 с.
- Общие вопросы расчленения докембрия СССР.** — Л.: Наука, 1979. — 164 с.
- Павловский Е. В.** Происхождение и развитие земной коры материков. — Геотектоника, 1975, № 6, с. 3—14.
- Пейве А. В., Яншин А. Л., Зоненшайн Л. П., Книппер А. Л., Марков М. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Пущаровский Ю. М., Шлезингер А. Е., Штрейс Н. А.** Становление континентальной земной коры Северной Евразии (в связи с составлением новой тектонической карты). — Геотектоника, 1976, № 5, с. 6—23.
- Петров А. Ф.** Докембрийские орогенные комплексы запада Алданского щита. — Новосибирск: Наука, 1976. — 120 с.
- Петров А. Ф., Тимофеев В. Ф., Лубяновский В. М., Рожин С. С.** К стратиграфии докембрия Батомгского блока Алданского щита. — В кн.: Бюлл. НТИ ЯФ АН СССР. Геология и полезные ископаемые Якутии, декабрь 1978. — Якутск: Изд. ЯФ АН СССР, 1978, с. 3—6.
- Погребицкий Ю. Е.** Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы. — Л.: Недра, 1971. — 248 с.
- Пушкарев Ю. Д., Кравченко Э. В., Шестаков Г. И.** Геохронологические реперы докембрия Кольского полуострова. — Л.: Наука, 1978. — 136 с.
- Рудкевич М. Я., Латыпова З. А.** Доюрские формации и структурные этажи Западно-Сибирской плиты. — В кн.: Главные тектонические комплексы Сибири. Новосибирск, Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1979, с. 67—80.
- Савинский К. А., Савинская М. С.** Основные типы земной коры Сибирской платформы по данным региональных геофизических исследований. — Геол. и геофиз., 1977, № 12, с. 28—36.
- Салоп Л. И.** Общая стратиграфическая шкала докембрия. — Л.: Недра, 1973. — 309 с.
- Семихатов М. А.** Стратиграфия и геохронология протерозоя. — М.: Наука, 1974. — 302 с.
- Семов В. Н.** Срединные массивы юга СССР (геолого-геофизическая характеристика). — В кн.: Тектоника срединных массивов. М., Наука, 1976, с. 160—174.
- Синицын А. В.** Проблема происхождения докембрийских зеленокаменных поясов. — Геотектоника, 1979, № 6, с. 3—19.
- Структурная эволюция метаморфических комплексов /Казаков А. Н., Миллер Ю. В., Дук В. Л., Харитонов А. Л.— Л.: Наука, 1977. — 159 с.**
- Сурков В. С., Коробейников В. П., Щеглов А. П., Жеро О. Г., Морсин П. И.** Объемное тектоническое районирование складчатых поясов. — В кн.: Геолого-геофизические исследования в Сибири. Новосибирск, Изд. СНИИГГиМС, 1977. с. 5—20
- Тектоника фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформы.** — М.: Наука, 1978. — 210 с.

Тектоника Якутии /Мокшанцев К. Б., Горнштейн Д. К., Гусев Г. С. и др.— Новосибирск: Наука, 1975.— 198 с.

Федоровский В. С., Лейтес А. М. О геосинклинальных трогах в раннем протерозое Олекмо-Витимской горной страны.— Геотектоника, 1968, № 4, с. 114—127.

Формозова Л. Н. Типы формаций докембрия, содержащих железные руды.— Литол. и полезн. ископ., 1971, № 5, с. 22—39.

Хайн В. Е. Общая геотектоника.— М.: Недра, 1973.— 511 с.

Хайн В. Е. Деструктивный тектогенез и его глобальное проявление.— В кн.: Тектоника и структурная геология. Планетология. М., Наука, 1976, с. 5—13.

Хоментовский В. В. Венд.— Новосибирск: Наука, 1976.— 271 с.

Черкасов Р. Ф. Основные черты археид Алданской флогопитоносной провинции в связи с проблемами тектонического районирования.— В кн.: Методы составления тектонических карт. Новосибирск, Наука, 1973, с. 148—156 (Тектоника Сибири. Т. VI).

Черкасов Р. Ф. Археиды Алдана: хаос куполов или перекрестная складчатость.— В кн.: Раннедокембрийские комплексы Дальнего Востока. Владивосток, 1977, с. 19—40.

Черкасов Р. Ф. Алданский архей на стратотипической территории (долина р. Тимптон).— В кн.: Стратиграфия и осадочная геология докембрия Дальнего Востока. Владивосток, 1978, с. 19—49.

Чиков Б. М. Общие черты строения позднегерцинского мегакомплекса Сибири и некоторые вопросы его картографического изображения.— В кн.: Главные тектонические комплексы Сибири. Новосибирск, Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1979, с. 139—146.

Шнип О. А. О докембрийских породах фундамента южной части Западно-Сибирской плиты.— Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 1, с. 156—159.

Fyfe W. S. Archaean tectonics.— Nature, 1974, v. 249, N 5455, p. 338.

Hallberg J. A., Carter D. N., West K N. Archaean volcanism and sedimentation near Meekatharra, Western Australia.— Precambrian Res., 1976, v. 3, N 6, pp. 577—595.

Key R. M., Litherland M., Hepworth J. V. The evolution of the Archaean crust of north-east Botswana.— Precambrian Res., 1976, v. 3, N 4, pp. 375—413.

Talbot C. J. A plate tectonic model for the Archean crust.— Phil. Trans. Roy Soc. Lond., 1973, v.A 273, N 1235, pp. 413—427.

Windley B. F. Crustal development in the Precambrian.— Phil. Trans. Roy. Soc. Lond., 1973, v. A 273, N 1235, pp. 321—341

А. К. Башарин, А. П. Щеглов, А. В. Абрамов,
В. П. Арсентьев, Р. Т. Богнибова, Г. С. Гусев,
В. П. Коробейников, Г. Л. Митрофанов, В. С. Сурков,
Ф. Ф. Третьяков

БАЙКАЛЬСКИЙ МЕГАКОМПЛЕКС ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ И АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ

Байкальский мегакомплекс по стратиграфическому объему совпадает в первом приближении с рифейским стратоном и ограничивается подошвой венда сверху и подошвой позднего докембрия снизу. Образования мегакомплекса обнажены в краевых и меньше в центральных частях Сибирской платформы, в Верхояно-Колымской, Байкало-Витимской, Алтае-Саянской и Таймырской складчатых областях.

Наиболее полные разрезы, в которых присутствуют отложения нижнего, среднего и верхнего рифея, известны в Байкало-Витимской, Верхояно-Колымской складчатых областях и на восточной половине Сибирской платформы. В других регионах Сибири известны породы среднего и верхнего рифея, а нижний или не вскрыт, или не доказан.

В одних районах вендские и рифейские образования литологически составляют непрерывные разрезы, а в других между ними фиксируются несогласные контакты. Почти на всей территории Сибири структурно они составляют единый комплекс.

Обратные соотношения наблюдаются с подстилающими верхнедокембрийскими образованиями. Во многих регионах рифейские толщи залегают с резким структурным несогласием на архейских и нижнепротерозойских высокометаморфизованных и сложноскладчатых образованиях. В редких же регионах рифейские отложения и литологически, и структурно составляют часть единого разреза с нижележащими, как правило, слабо или совсем неметаморфизованными породами.

В процессе работы над «Атласом...» предполагается уточнить конкретные соотношения как верхней, так и нижней границ байкальского с примыкающими к нему мегакомплексами.

Целью данного обзора является попытка разбиения отложений рифейского стратона на составляющие его тектонические комплексы (геосинклинальные, плитные и т.д.) и ассоциации формаций. Кроме того, одной из задач статьи является привлечение внимания исследователей к спорным и требующим решения вопросам стратиграфического объема, тектонической природы

и внутреннего строения тех или иных конкретных комплексов. Ряд таких вопросов уже поставлен на прошедших рабочих совещаниях по геологии Таймыра и юга Средней Сибири*.

Обзор рифейских образований удобнее провести по крупным структурным единицам — Сибирской платформе и окружающим ее складчатым поясам. Такое размещение материала определяется традициями районирования современной структуры Восточной Сибири.

Напомним читателям, что строение байкальского мегакомплекса, — размещение в нем тектонических комплексов, их формационная и структурная характеристика, типы геологических границ между комплексами, — определяются только с позиций их современной структуры. Другими словами, карта тектоники байкальского мегакомплекса Сибири будет представлять собой карту современной структуры рифейских толщ с повсеместно «снятыми» более молодыми отложениями и со схематически показанным фундаментом.

СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА

За последние два десятилетия в печати появилось достаточно большое количество публикаций, обобщающих результаты геологических работ по верхнему докембрию Сибирской платформы в целом или по крупным ее частям (Докембрийская тектоника..., 1964; Замараев, 1967; Салоп, 1973; Семихатов, 1974; Древняя..., 1975; Тектоника Якутии, 1975; Малич, 1975; Хоментовский, 1976; Докембрий континентов. Основные..., 1977; Докембрий континентов. Древние..., 1977; Тектоника фундамента..., 1978; Ипатов, 1978 и др.). Эти публикации, освещавшие геологию позднего докембрая с разных уровней изученности, с разных методических позиций и разных сторон, показали, что некоторые особенности в строении рифейских толщ принимаются почти однозначно всеми исследователями, а другие трактуются крайне противоречиво. Например, сейчас, по-видимому, не подлежат сомнению и могут считаться закономерностями следующие положения:

— к началу формирования байкальского мегакомплекса не только территория Сибирской платформы в тех контурах, какими она очерчивается сейчас, но и значительные площади об-

* См. решения совещаний редколлегии «Атласа тектонических карт и опорных профилей Сибири» от 18—20 дек. 1979 (г. Новосибирск) и от 5—7 фев. 1980 г. (г. Иркутск).

рамляющих ее рифейско-фанерозойских складчатых сооружений представляли собой высокоподнятый и подвергающийся интенсивной денудации Палеосибирский кратон — своеобразный континент, сформированный дорифейскими складчато-геосинклинальными комплексами;

— чехольные образования на кратоне начинали формироваться обычно в узких линейных (авлакогенах, трогах), реже изометричной формы, прогибах, как правило, небольших по размерам;

— по мере развития как линейные, так и изометричные прогибы резко расширялись (особенно в среднем рифее), определяя тем самым трансформацию их в синеклизы и сужая размеры горстовых (щитовых) областей;

— на большей территории платформы чехол формировался только в венд-раннепалеозойское время, окончательно оконтурив щиты, антеклизы и другие положительные элементы в ее структуре;

Перечисленные закономерности бесспорно показывают, что с раннего рифея (а местами может быть и несколько раньше) начинается раздробление цоколя Палеосибирского кратона, региональное погружение кратона в целом, что приводит к обособлению древней Сибирской платформы и перикратонных геосинклинальных систем (Косыгин и др., 1968) или внешних зон геосинклинальных складчатых поясов (Докембрий континентов. Основные..., 1977).

Анализ распределения современных выходов рифейских образований на поверхности и анализ мощностей этих образований на территории Сибирской платформы показывает, что линейные прогибы в теле чехла образуют своеобразную сетку из двух ортогональных систем, сходную с той, которая впервые для Русской платформы была описана А. А. Богдановым (1976).

Наличие такой сетки особенно наглядно видно на реконструкциях, выполненных Н. С. Маличем (1975, рис. 5) в целом для платформы и Ю. И. Ипатовым (1978, рис. 2, 3, 4) для ее северной половины.

Среди противоречиво трактующихся вопросов следует, на наш взгляд выделить два главных и взаимосвязанных:

— выделение формаций и их вертикальных и латеральных рядов;

— тектоническая трактовка отдельных структурных элементов, этажей, их структурных планов.

Особенно разноречиво трактуются формации нижнего рифея. Например, ряд исследователей рассматривают нижнерифейские

образования (учурская, мукунская серии) как молассовую ассоциацию, местами (Учурский прогиб) тесно связанную структурно и литологически с нижележащими дорифейскими толщами, и объединяют их или в маймаканский комплекс (Нужнов, 1968), или в маймаканский структурный ярус (Тектоника Якутии, 1975; Докембрий континентов. Древние..., 1977). Н. С. Малич (1975) эти же образования рассматривает как платформенные, сформировавшиеся в начальной (трансгрессивной) стадии тектоно-седиментационного цикла и состоящие из двух рядов формаций. Последние выделяются им по литологическим критериям. А. И. Салоп (1973), так же как С. В. Нужнов (1968) и К. Б. Мокшанцев с соавторами (Тектоника Якутии, 1975; Докембрий континентов. Древние..., 1977), во-первых, структурно связывает учурскую серию с нижележащими дорифейскими образованиями, во-вторых, рассматривает ее в составе своеобразных субплатформенных тафрогенных формаций.

Существуют и другие точки зрения на формационное деление и объем формационных рядов рифейских образований (Келлер и др., 1968; Келлер, 1973; Семихатов, 1974 и др.).

Представляется, что значительная доля в несогласованности формационного разбиения рифейских образований платформенного чехла падает на недостаточную еще разработанность методов формационного анализа, его внутреннюю противоречивость и терминологические трудности.

Общепризнано, что все многообразие осадочно-вулканогенных формаций можно уложить в платформенный, орогенный и геосинклинальный ряды. (См., например, Херасков, 1967). Существуют также некоторые тектонические формационные наборы или, по меньшей мере, формации-индикаторы, которыми, собственно, и определяется принадлежность включающих их толщ к платформенному ряду. Считается, например, что для орогенного формационного ряда крайне характерно наличие молассовых (молассоидных) толщ, среди которых преобладают грубообломочные красноцветные, часто с субщелочными вулканитами образования. Но, как показал Н. П. Херасков (1967), молассовые отложения могут присутствовать и на платформах, и в геосинклиналях. Ясно, что они не во всех случаях свидетельствуют об орогенных процессах в их классическом понимании*. Отсюда возникает «неудобство» использования метода

* В связи с этим следует напомнить, что Н. П. Херасковым было выделено четыре подкласса орогенных формаций, в том числе катаплатформенные, что позволило в дальнейшем разделить орогенные комплексы на прото- и дейтероорогенные, из которых последние включают ката- и метаплатформенные формации (Ред.).

формационного анализа, ярко проявляющееся, например, в трактовке учурской серии. С одной стороны, грубость состава слагающих ее пород, их красноцветность, субконтинентальность происхождения, локальность формирования, наличие редких базальтоидных покровов говорят в пользу принадлежности этих образований к молассам. С другой стороны, мономиктовый и олигомиктовый состав пород, довольно хорошая их сортированность, маломощность слоистых толщ, слагаемых этими породами, их почти идеальное горизонтальное залегание говорят о том, что речь идет о платформенных чехольных образованиях. В зависимости от того, какой точке зрения отдает предпочтение автор (авторы), учурская серия попадает или в орогенный, или в платформенный ряд формаций. Некоторые исследователи, спрашивали усматривая множественность подходов в формационном анализе и чувствуя их «классическую несовместимость», предлагают объединить их в новый тафрогенный ряд формаций, а структуры, им выполненные, рассматривать как тафроструктуры (например, тафросинеклизы А. Л. Ставцева, 1965).

Отмеченная проблема требует своего разрешения.

В пределах Сибирской платформы нижнерифейские отложения достоверно известны только в двух районах — на юго-восточной окраине Алданского щита и в пределах Анабарской антиклизы.

В первом районе они слагают Учурскую, Токинскую и Маркюэльскую впадины (Константиновский, 1974). Две первые из них ориентированы в северо-северо-западном, а последняя в северо-восточном направлениях.

Не исключено, что Маркюэльская впадина, продолжаясь под более молодым чехлом в северо-восточном направлении, а Учурская, продолжаясь в юго-восточном направлении, соединяются с Юдомо-Майским миогеосинклинальным прогибом. Наиболее мощный разрез (около 1500 м) приурочен к центральной части Учурского прогиба. В других местах он не превышает первых сотен метров. Отложения нижнего рифея представлены здесь преимущественно обломочными мономиктового или олигомиктового состава породами с крупными линзами и пачками карбонатных пород (омахтинская фация). Предполагается, что современные контуры нижнерифейских прогибов близки к седиментационным, так как по периферии их отмечается значительное погружение обломочного материала, его более слабая окатанность и сортированность.

На севере, в пределах Анабарского блока, по одним реконструкциям, нижнерифейские толщи слагают крупные по разме-

рам поля, слабо дифференцированные на меридионально ориентированные прогибы и поднятия (Келлер и др., 1968; Семихатов, 1974; Малич, 1975). По другим реконструкциям (Ипатов, 1978), нижнерифейские прогибы разъединены выступами кристаллического основания. Мощности нижнерифейских отложений в центральных частях большинства выделенных Ю. И. Ипатовым (1978) прогибов превышают 1000 м, быстро уменьшаются к бортам и во многих случаях выклиниваются.

В разрезе нижнерифейских отложений этого региона наряду с обломочными моно- и олигомиктовыми образованиями широко развиты карбонатные толщи.

Нижнерифейские образования предполагаются и под более молодыми отложениями Тунгусской синеклизы (Малич, 1975; Ипатов, 1968 и др.), но прямых доказательств этому в настоящее время не имеется.

Средне-верхнерифейские образования распространены на территории Сибирской платформы гораздо шире нижнерифейских. По-видимому, осадки этого возраста не отлагались только на Алданском щите и в пределах Тунгусско-Анабарского блока (Келлер и др., 1968; Малич, 1975). В целом средне-верхнерифейское осадконакопление наследует закономерности нижнерифейского, трансгрессивно выходя далеко за пределы зон распространения последнего. Наследуются и зоны наибольших мощностей, которые колеблются от первых сотен метров на бортах прогибов до 1000—2000 м в центральных частях. Не исключено, что в начале среднего рифея закладывается ряд новых прогибов (Уринско-Вилюйский, Иркинеевский и др.), выполненных отложениями значительной мощности (до 2000 м) (Келлер и др., 1968; Семихатов, 1974 и др.).

В средне-верхнерифейском этаже преобладают карбонатные и тонкообломочные терригенные породы преимущественно олигомиктового и реже полимиктового состава. В общем они группируются в осадочно-литологические трансгрессивные циклы, обычно начинающиеся олигомиктовыми и мономиктовыми породами, и через них более тонкообломочные разновидности и глинистые образования заканчиваются мощными карбонатными пачками.

Интузивные ассоциации формаций представлены преимущественно габбро-диабазовой и щелочно-ультраосновной. В первую входят дайки и силлы габброидов и диабазов, во вторую — кольцевые расслоенные массивы с карбонатитами.

Таким образом, в рифейских чехольных образованиях Сибирской платформы отчетливо намечается два этажа, разделен-

ные крупным перерывом, но характеризующиеся одинаковым структурным рисунком. Нижний этаж сложен преимущественно терригенной, а верхний — карбонатно-терригенной ассоциацией формаций. Представляется, что ассоциации формаций, слагающие учурскую и подобные ей толщи, следует рассматривать как молассовые катаплатформенные, слагающие плитный комплекс*.

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНО-СКЛАДЧАТЫЕ ПОЯСА

В складчатом обрамлении Сибирской платформы, в той ее части, которая входит в территорию карт «Атласа...», присутствуют элементы трех крупных геосинклинально-складчатых поясов — Арктического, Тихоокеанского и Урало-Монгольского. Элементом Арктического пояса, в котором широко развиты рифейские образования, является Таймырская складчатая система. Верхояно-Колымская складчатая область традиционно относится к Тихоокеанскому поясу. Байкало-Витимская и Алтае-Саянская (вместе с Енисейским кряжем) входят в состав крупного и очень неоднородного Урало-Монгольского пояса.

Таймырская складчатая система испытывает сейчас своеобразный «кризис» в изучении. Как показали результаты рабочего совещания (декабрь 1979 г.), полученные за последние годы данные заставили пересмотреть сложившиеся представления о геологии докембрия Таймыра. В стратиграфии, например, Западного Таймыра получены настолько принципиально новые данные, что ряд авторов вынуждены были «отказаться от предшествующих местных стратиграфических схем» (Соболевская и др., 1978, с. 63). Аналогичная картина вырисовывается для центральной и восточной частей Таймыра (Беззубцев и др., 1977, 1978).

К сожалению, новые данные получены еще только по небольшим, назовем их «опорными», районам. Поэтому понятны и осторожность авторов, когда они начинают экстраполировать полученные по опорным районам результаты на весь Таймыр, и оговорки о возможных многих вариантах корреляционных схем (Беззубцев и др., 1977, 1978).

Независимо от того, какая из предлагаемых сейчас стратиграфических схем позднее подтвердится, основываясь только на результатах изучения опорных районов, можно сделать некоторые предварительные выводы.

* Вопрос о включении катаплатформенных формаций в состав «плитного комплекса» является спорным и требует дальнейшего обсуждения (Ред.).

Прежде всего обращает на себя внимание неширокое по сравнению с ранее рисуемым на картах распространение дорифейских образований и «молодость» самих рифейских толщ (Соболевская, Лазаренко, 1965; Погребицкий, 1971; Беззубцев и др., 1977; Соболевская и др., 1978; Беззубцев и др., 1978). Многие толщи, ранее считавшиеся древними, содержат либо проблематику верхнего (среднего) рифея, либо фауну нижнего палеозоя. Таким образом, напрашивается вывод, что байкальские прогибы на Таймыре заложились не раньше среднего рифея на дорифейском высокометаморфизованном и сложноскладчатом кристаллическом основании.

Заложение прогибов начиналось формированием (около 500 м) обломочных пород кварцевого состава, которые вверх сменяются мощными, местами до 4500 м, карбонатными образованиями. Последние, в свою очередь, согласно сменяются мощными толщами, в которых в различных пропорциях содержатся обломочные и вулканогенные породы. В некоторых разрезах из обломочных преобладают песчаники, алевролиты и сланцы, в других — гравелиты и конгломераты (Беззубцев и др., 1977, 1978). Состав обычно олигомиктовый или полимиктовый, но присутствуют пласти кварцевых мономиктовых пород. Среди вулканитов описаны кислые, средние и основные породы как лавового, так и вулканомиктового происхождения. В разных разрезах соотношение между кислыми, основными и средними разновидностями различно. Местами преобладают кислые, местами — основные вулканиты.

Примечательным является наличие на Таймыре зон, в которых откартированы разные структурные соотношения с вышележащими вендско-палеозойскими толщами. Так, для Западной (Ленивенско-Челюскинской) зоны описываются непрерывные разрезы от рифея до ордовика включительно (Соболевская и др., 1978; Беззубцев и др., 1978). Заметим, что верхний (?) рифей в этих разрезах представлен ритмично построенными терригенными толщами, которые некоторые авторы относят к флишу (Забияка, 1974).

В Центральной и Восточной (Шренк-Ленинградской) зонах доказано четкое угловое несогласие между рифейскими и нижнепалеозойскими отложениями (Соболевская, Лазаренко, 1965; Беззубцев и др., 1977, 1978).

Неясным и крайне спорным для Таймыра остается вопрос о тектонической принадлежности рифейских образований. Большие мощности отложений, разнородный вулканизм, неравномерные, но достаточно интенсивные складчатость и прогressiveный

зеленосланцевый метаморфизм склоняют отнести их к геосинклинальным и даже, возможно, некоторые разрезы к эвгеосинклинальным комплексам. Но присутствие в разрезе кварцевых пачек мощных карбонатных толщ, грубообломочных пород континентального происхождения, возможное отсутствие интрузивного магматизма в рифее не исключают их частичной принадлежности к платформенному и орогенному, в частности прото-орогенному, комплексам.

В Верхояно-Чукотской складчатой области мезозоид рифейские образования обнажены в Туора-Сисском выступе, на Полоусненском (Уяндинском и Приколымском блоках), Охотском и Омолонском массивах, в Юдомо-Майском прогибе (табл. 1).

Верхняя граница мегакомплекса во всех указанных структурах совпадает с подошвой юдомского комплекса и его аналогов и выражена в большинстве районов четким стратиграфическим несогласием. Только в центральной зоне Юдомо-Майского прогиба отмечается тесная литологическая связь юдомского комплекса с рифейскими отложениями (Беэр, 1965; Башарин, 1967).

Нижняя граница мегакомплекса менее определена. В Горностахской антиклинали Юдомо-Майского прогиба ниже заведомо нижнерифейских образований вскрыты терригенные неметаморфизованные, нескладчатые или слабоскладчатые толщи (табл. 1). От рифейских образований они отделены только поверхностью размыва, по значению и выражению сходной с поверхностями размыва, расположенными как выше, так и ниже по разрезу. Структурных несогласий между ними не наблюдается (Волкодав и др., 1978а). Аналогичная ситуация наблюдается на юге Юдомо-Майского прогиба, где нельбачанская и биликчанская осадочно-вулканогенные толщи перекрываются (с перекывом) несомненно нижнерифейскими образованиями учурской серии (Константиновский, 1974), хотя сами толщи некоторые авторы относят даже к архею (Коген и др., 1976).

Неметаморфизованные досреднерифейские (?) трахилипарицы и трахибазальты давно выделялись на юге Приколымского поднятия (Фурдуй, 1962). Недавно Ф. Ф. Третьяковым они обнаружены и на севере этой структуры. Условия их локализации пока неясны, но можно предполагать, что они формировались в грабене, разделяющем Колымский и Омолонский блоки континентальной земной коры.

Структурные критерии, вещественный состав, мощности досреднерифейских неметаморфизованных образований указывают на формирование их в отдельных узких, протяженных и глубоких изолированных грабенах, имеющих много общего с фанерозойскими рифтами.

Таблица I

Стратиграфические подразделения рифей в Верхоянско-Колымской складчатой области

Крупные стратиграфические подразделения		Местные стратиграфические подразделения (свиты) по районам					
	Южная часть Едомо-Майского прогиба, по Б.С. Неволину и др. (1978), Комар и др. (1977), Коген и др. (1976)	Северная часть Едомо-Майского прогиба, по И.Г. Волкодаву и др. (1978а, б), И.Г. Шаповаловой и В.А. Ян-кин-шину (1974)	Туора-Сисский выступ, по И.Г. Шаповаловой (1974)	Охотский массив, по Вл.А. Комару и В.Т. Работнову (1976)	Омолонский массив, по Вл.А. Комару и В.Т. Работнову (1976)	Приколымский прогиб, по Вл.А. Комару и В.Т. Работнову (1976) с изменениями	Полоусиенское поднятие (ундинийский блок), по Г.А. Гребенникову и др. (1974)
Верхний рифей	Устьябринская, джалабатинская, канадская, игничанская, нельзянская, мильконская, кумакинская, ципандинская, малитинская, кондерская, тоттинская	Далмидинская, джоронская, мало-сахаринская, канадская, игничанская	Сиетчанская	Сибегалская	Ольдинская	Спиридоновская	Томмотская серия
Средний рифей	Челаинская, мальская	Нельзянская, мильконская, кумакинская, ципандинская, малитинская, кондерская, уктинская	Налегерская, асалахская, уктинская	Дорбиканская, уютакская	Зарослинская, началинская	Чубукулакская	
Нижний рифей	Энинская, омахтинская, гонамская	Белореченская, дымская, трехгорная				?	Неметаморфизованние эфузивы?
Нижний протерозой	Нельбачанская, быликчанская (?)	Пионерская (?)					

К сожалению, в Верхояно-Колымской области неясны не только нижняя, но и границы внутри рифейского стратона. Из табл. 1 видно, что одни авторы верхний рифей начинают с кондерской (тоттинской, мускельской + бикской) свиты, оставляя в среднем рифеев только челясинскую и маильскую свиты. Другие же к среднему рифею относят все свиты вплоть до нельканской включительно. Решение этого вопроса крайне важно, так как юдомо-майский разрез является эталонным для Северо-Востока СССР и с ним коррелируются слабо палеонтологически и радиометрически обеспеченные разрезы Верхояно-Колымской области.

В байкальском мегакомплексе Верхояно-Колымской складчатой области может быть выделено два структурных этажа: нижний (нижнерифейский) и верхний (средне-верхнерифейский). В составе последнего можно выделить два подэтажа, соответствующие двум наиболее крупным осадочным циклам (табл. 2).

В чехлах срединных массивов Верхояно-Колымской складчатой области нижнерифейские отложения отсутствуют. В разделяющих их складчатых зонах они устанавливаются только в своде Горностахской антиклинали и на юге Юдомо-Майского прогиба. В Горностахской антиклинали вскрыта примерно 3000-метровая часть (мощность неполная) терригенно-карбонатного (с примесью вулканогенного материала) разреза (Волкодав и др., 1978а).

Средне- и позднерифейские отложения, развитые на срединных массивах Северо-Востока СССР, и отложения, слагающие чехол Сибирской платформы практически не отличимы (Комар, Работнов, 1976; и др.). Только в прогибах, разделяющих блоки кратонов (срединные массивы), накапливались мощные (до 7000 м) терригенные и карбонатные толщи, часто содержащие многочисленные дайки, силлы и покровы щелочных пород основного состава. Эти прогибы по форме и выполняющим формациям (табл. 2) занимают промежуточное положение между миогеосинклиналями и рифтогенными впадинами (Гринберг и др., 1979). В частности, в верхах терригенного рифейского разреза кроме мощных олигомиктовых образований появляется значительное количество зеленоцветных, ритмично построенных (флишоидных?) толщ (Башарин, 1967; Шаповалова, Ян-жин-шин, 1974; Волкодав и др., 1978б).

Представляется, что уже в дорифейское время начинается достаточно отчетливое структурно-формационное обособление Верхоянско-Колымской области от Сибирской платформы. В структуре первого региона начинают преобладать миогеосинкли-

Таблица 2

Основные типы формаций, комплексов и структурных форм в байкальском мегакомплексе
Верхояно-Колымской складчатой области

Структурные этажи	Структурные ярусы	Туора-Сисский выступ, Юдомо-Майский и Приколымский прогибы		Срединные массивы	
		Формации	Типы тектонических комплексов и структурных форм	Формации	Типы тектонических комплексов и структурных форм
Верхний	Позднери-фейский	Карбонатная и ритмично-терригенная с примесью вулканогенного материала	Миогеосинклинальный; рифтогенные узкие прогибы и поднятия	Терригенная	Плитный; "плиты" и "щиты"
	Среднери-фейский	Карбонатно-терригенная с примесью вулканогенного материала	Миогеосинклинальный; пологие прогибы и поднятия	Карбонатно-терригенная	Плитный; "плиты" и "щиты"
Нижний	Раннери-фейский	Карбонатно-терригенная	Миогеосинклинальный; рифтоподобные узкие прогибы и горсты		

нальные прогибы, сочетающиеся с расположеннымми между ними крупными блоками — будущими срединными массивами, — в том числе в настоящее время погруженными (Хромский, Адычанский и др.) и частично перекрытыми чехлом маломощных отложений. В структуре же платформ, как мы видели выше, начинают формироваться авлакогены, а также будущие синеклизы, антеклизы и более мелкие структурные формы, сложенные плитными комплексами.

Интузивный рифейский магматизм Верхояно-Колымской складчатой области сходен с таковым Сибирской платформы и представлен габбро-диабазовой и щелочно-ультраосновной ассоциациями формаций.

Тектоническое развитие байкальского мегакомплекса в пределах Верхояно-Колымской складчатой области не завершилось складчатостью и орогенезом. Более того, в каледонскую тектоническую эру на этой территории происходили тектонические процессы, во многом сходные с байкальскими.

В Байкало-Витимской складчатой области рифейские, в том числе и нижнерифейские, толщи развиты наиболее широко. Учитывая это, а также то, что байкалиды были выделены впервые здесь, эту систему можно считать тектонотипом байкальского мегакомплекса Сибири.

Как и в других регионах, при анализе структуры Байкало-Витимских байкалид имеются свои трудности. Если в других регионах рифейские образования часто перекрыты более молодыми толщами и это затрудняет реконструкцию, то на этой территории они в значительной части уничтожены рифейскими и послерифейскими гранитоидными батолитами, из которых наиболее крупным является Баргузинский. Практически в Забайкалье, например, проблематичные рифейские отложения картируются только в виде немногочисленных разного размера ксенолитов, по которым трудно создать более или менее достоверную модель структуры байкальского мегакомплекса.

Во многих местах Байкало-Витимской складчатой области спорными являются нижняя и верхняя границы рифейского стратона. В данной статье в соответствии с решением Иркутского рабочего совещания (Иркутск, февраль, 1980 г.), объем рифея принят таким, каким его приняло Всесоюзное совещание в Новосибирске (ноябрь, 1979) с соответствующими поправками, рекомендованными вышеупомянутым рабочим совещанием.

Соотношение рифейских толщ с подстилающими и перекрывающими образованиями, как и в других, описанных выше складчатых системах, характеризуется двумя типами: согласными и

структурно-несогласными. На севере Акитканского хребта, например, отложения чайской серии (свиты) согласно залегают на подстилающей домугдинской. В большинстве же других участков Байкало-Витимской области, там, где вскрыты нижнерифейские контакты, байкальский мегакомплекс и структурным планом, и набором формаций резко отличается от добайкальских мегакомплексов.

В структуре Байкало-Витимской складчатой области отмечаются три крупные различающиеся между собой наборами тектонических комплексов и слагающими их ассоциациями формаций структурно-формационные зоны: Байкало-Патомская, Байкало-Муйская и Баргузино-Витимская.

Байкало-Патомская зона включает Прибайкалье и Патомское нагорье вместе с Мама-Бодайбинским районом. В этой зоне достаточно четко выделяется два структурных этажа: нижнерифейский и средне-верхнерифейский.

Нижнерифейский этаж (анайская, чайская, тепторгинская серии и их аналоги) построен довольно сложно. В первом приближении здесь можно выделить три подзоны: Анайскую, Чайско-Уранскую и Патомскую. Анайская и Патомская построены однотипно и характеризуются преимущественным развитием мономиктовых и олигомиктовых обломочных пород, высокоглиноzemистых сланцев, локально развитых метавулканитов основного состава и, по-видимому, связанных с последними железистых пород (Головенок, 1964; 1967; Салоп, 1964; Мац, Бухаров, 1967; Салоп и др., 1974; Дольник, 1978 и др.). Тектоническая принадлежность этой ассоциации не очень ясна. Обычно ее считают платформенной, хотя это и требует уточнения.

Чайско-Уранская подзона характеризуется широким развитием терригенных и в меньшей степени карбонатных толщ с мощными пачками вулканитов основного и кислого состава. Особенно широко вулканиты кислого состава представлены на западе Акитканского хребта, меньше на северо-западном и юго-восточном склонах Чуйского антиклиниория (Салоп и др., 1974; Булгатов, 1977; Митрофанов, 1978 и др.). Если справедлива корреляция чайской серии с хибеленской свитой, как это полагает В. Д. Мац и А. А. Бухаров (1967), то толщи преимущественно кислых вулканитов в больших количествах присутствуют в Байкальском хребте.

Среди обломочных пород здесь, наряду с преобладающими мономиктовыми, присутствуют в значительных количествах оли-

гомиктовые и полимиктовые конгломераты, песчаники и алевролиты, кремнистые сланцы и туфы, редко карбонаты. Мощность нижнерифейских толщ увеличивается здесь до 2500—4500 м.

Тектоническая принадлежность этой ассоциации формаций определяется неоднозначно. С одной стороны, набор осадочных пород в ассоциации таков, что она мало чем отличается от отложений тепторгинской серии: большое количество мономиктовых кварцевых пород, наличие высокоглиноземистых сланцев, особенно в верхах чайской серии. Все это говорит о том, что чайская серия является продуктом той же тектонической обстановки, что и тепторгинская серия. С другой стороны, обилие конгломератов, иногда валунных с галькой местных вулканогенных пород, широкое развитие пестроцветных и красноцветных образований, указывающих на континентальность их происхождения, большие мощности и интенсивная вулканическая деятельность говорят о сходстве этой ассоциации с орогенной группой формаций. Наконец, эти разрезы латерально переходят в разрезы Байкало-Муйской зоны, с которыми, как мы увидим ниже, первые имеют определенное сходство. Таким образом, если принимать этот аспект во внимание, то описанная ассоциация формаций сформировалась в геосинклинальной обстановке. По-видимому, здесь действуют те же трудности применения формационного анализа, которые мы отмечали, когда описывали нижний рифей на платформе. Условно, мы отнесем пока описанную ассоциацию формаций к геосинклинальному комплексу, но это решение требует дальнейшего уточнения. В этом геосинклинальном комплексе намечается терригенная, базальтовая и риолитовая ассоциации формаций.

Верхний этаж (байкальская, патомская, ондокская и др. серии и свиты) имеет более однородную по площади формационную характеристику. Почти повсеместно он сложен терригенной и карбонатной ассоциациями формаций, достигающих местами 8000—10 000 м мощности. В верхних частях этажа терригенная ассоциация формаций во многих местах приобретает флишоидный облик (кочергатская, валюхтинская и др. свиты). Реже в этаже присутствуют вулканиты.

Толщи верхнего этажа зонально метаморфизованы преимущественно в фации зеленых сланцев. Метаморфизм заметно усиливается в южной части зоны (Салоп и др., 1974 и др.).

Учитывая карбонатно-терригенный состав и интенсивную дислоцированность слагающих толщ, а также большие мощности отложений, этот комплекс несомненно можно отнести к миогеосинклинальному.

В байкальском мегакомплексе Байкало-Патомской зоны широко развиты гранитоидные ассоциации формаций (мамско-оронский, конкудеро-мамаканский и др. комплексы). В этой зоне частично размещены интрузии диорит-габбро-дунитовой ассоциации, типичными представителями которой является Довыренский и Чайский массивы (Салоп, 1967; Леснов, 1972; Грудинин, 1979; Перевалов и др., 1979 и др.).

Байкало-Муйская зона построена сложно и неоднородна как по вертикали, так и по латерали. В ее пределах достаточно отчетливо намечается несколько тектонических комплексов и структурных этажей, сложенных отличающимися ассоциациями формаций.

В нижнем структурном этаже, входящем в эвгеосинклинальный тектонический комплекс, различают два типа разреза, соответствующие двум ассоциациям формаций. Представителем первого типа может служить разрез килянской свиты (6500—7000 м), сложенный зеленокаменно измененными осадочно-вулканогенными отложениями. Преобладают вулканиты андезит-базальтового состава, которые выполняют структуры типа трогов. Кислые вулканиты развиты ограниченно, тяготеют к краевым частям этих трогов и относятся к плагиопорфирам. Среди осадочных толщ присутствуют тонкослоистые известково-кремнистые сланцы, серые пелитоморфные известняки, зеленые туфы, туфосланцы, туфопесчаники, переслаивающиеся как между собой, так и с пачками вулканитов.

Региональный метаморфизм не превышает зеленосланцевой фации, и переход к амфиболитовой наблюдается только вблизи рифейских и палеозойских гранитоидных интрузий. Местами аналоги килянской свиты превращены в зеленые апопорфировые сланцы, состоящие из альбита, хлорита, кварца, эпидота, актинолита. С ними ассоциируют габбро, габбро-диабазы Муйского комплекса и ультраосновные породы. Первый тип разреза может быть приравнен к спилит-диабазовой ассоциации формаций.

Второй тип разреза вулканогенно-осадочный (до 3000 м) является латеральным аналогом первого и расположен на межтроговых блоках внутри Байкало-Муйской зоны. Сложен он кремнистыми черными («углистыми») микросланцами (фтанитами), туфами основного состава, туффитами, туфогенными и вулканомиктовыми сланцами, алевролитами и карбонатно-кремнистыми сланцами с отдельными горизонтами сильно измененных эффузивов основного и среднего состава (парамская, горбылокская свиты и их аналоги). В местах замещения данного типа разреза килянской свитой в разрезе увеличивается коли-

чество вулканогенных пород. Этот тип разреза напоминает отдаленно кремнистую ассоциацию формаций, принадлежащую эвгеосинклинальному тектоническому комплексу.

Нижний этаж насыщен интрузивными комплексами, среди которых выделяются муйский, кедровский и парамский (Митрофанов, 1978).

Муйский комплекс объединяет интрузии габбро-плагиогранитовой ассоциации формаций, в которую входят массивы габбро габбро-диабазов, габбро-диоритов с присутствием перидотитов, дунитов, габбро-пироксенитов, а также небольшие по размерам тела плагиогранитов, гранодиоритов и диоритов. Комплекс тесно связан со спилит-диабазовой ассоциацией формаций и характерен для трогов Байкало-Муйской зоны.

К этим же структурам тяготеет парамский комплекс, в который включаются тела гарцбургитов или развитых по ним серпентинитов и более редкие тела дунитов, лерцолитов, верлитов и пироксенитов. Не исключено, что этот комплекс является протрузивным, на что указывают следующие факты. В настоящее время он располагается в полях развития верхнерифейской самодуровской свиты, как бы «прорывая» последнюю. В то же время галька его отмечается в базальных горизонтах этой свиты.

Кедровский интрузивный комплекс развит в межтроговых блоках Байкало-Муйской зоны и относится к габбро-анортозитовой ассоциации формаций. Интрузии этой ассоциации представлены обычно крупными межпластовыми расслоенными телами габбро-анортозитового состава с повышенной щелочностью.

Верхний структурный этаж Байкало-Муйской зоны, в отличие от других регионов складчатых областей, сложен осадочно-вулканогенными толщами только среднего рифея. Условно в нем можно выделить три типа разреза, составляющие единый латеральный ряд. В центральных частях Байкало-Муйской зоны разрез существенно вулканогенный (буромская, орловская и др. свиты). По латерали вулканиты меняются от дацитового и риолитодацитового состава (среднее течение р. Цыпа, северный склон Делюн-Уранского хребта) до андезитового и андезит-базальтового с участием осадочно-пирокластических пород (южный склон Делюн-Уранского хребта). Вскрытая мощность разрезов от 500 до 2300 м.

В бассейне р. Горбылок и на левобережье р. Цыпы разрез несколько меняется. В основании здесь залегает грубообломочная толща (мухтунная свита), перекрытая сланцево-известняковой (нерундинская свита) формацией. Общая мощность около 2200 м. Местами в нем появляется значительное количество

вулканогенных пород: кристалло- и литокристаллолактических туфов дацитовых порфиров, зеленых туфо- и лавобрекций андезит-дацитового состава, туфоконглобрекций с большим количеством обломков черных кремнистых сланцев, покровов метаандезитов.

В Мамско-Бодайбинском районе этаж сложен преимущественно граувакковыми (шуминская свита) и сланцево-известковыми (уряжская и др. свиты) отложениями, относящимися уже к терригенной ассоциации формаций.

В составе верхнего этажа, по данным Г. Л. Митрофанова (1978), выделяются верхнетулунинский субвулканический комплекс (андезит-дацит-липаритовая ассоциация) и бамбуйский интрузивный комплекс (суббатолитовая гранодиорит-гранитовая ассоциация).

Эвгеосинклинальный комплекс Байкало-Муйской зоныкрыт верхнерифейским орогенным комплексом, сложенным субаэральными вулканогенными и осадочно-вулканогенными образованиями (падринская, жанокская и др. свиты). Две трети разреза комплекса сложены туфогравелитами, липаритовыми порфирами, андезит-базальтовыми порфиритами, агломератами, игнимбритами. Средняя треть комплекса представлена серыми косослоистыми кварцевыми песчаниками. Общая мощность комплекса от 800 до 2600 м.

По направлению к краевым частям Байкало-Муйской дугообразной зоны вулканиты почти целиком замещаются сероцветными и пестроцветными молассового облика терригенными породами (сырыхская и др. свиты) мощностью до 2000 м.

Описанный комплекс, по-видимому, дейтероорогенный, так как залегает с азимутальным несогласием на эвгеосинклинальном тектоническом комплексе и на прорывающих и протруdiрующих его габброидах и гранитоидах, а также на нижнепротерозойских и архейских образованиях. В свою очередь, дейтероорогенный комплекс перекрывается трансгрессивно венд-кембрийскими отложениями.

Необходимо отметить, что структурные несогласия, зафиксированные в рифейских отложениях Байкало-Муйской зоны, при выходе из нее или исчезают, или замещаются перерывами, что доказывает автономность истории формирования структуры вышеупомянутой зоны. Последняя состоит из сочетания небольших по размерам трогов (грабенов) и межтроговых блоков, образующих ортогональную сетку с северо-западными и северо-восточными простиляниями (Митрофанов, 1978). Этим намечается четкая аналогия со структурными рисунками Сибирской платформы и Северо-Востока СССР.

В орогенном комплексе присутствуют интрузивные и вулкано-плутонические ассоциации (Митрофанов, 1978). В южной части Байкало-Витимской зоны выделяется двухфазный жанокский вулкано-плутонический комплекс, представленный липаритовыми и трахилипаритовыми порфирами, фельзитами, дайками биотитовых лампрофиров, лейкократовых лампрофировых гранитов и гранит-порфиров. В Северо-Муйском и Делюн-Уранском хребтах широко развита падринская вулкано-плутоническая ассоциация, состоящая из орловского субвулканического и большепадринского фельзит-гранодиоритового интрузивных комплексов.

В Баргузино-Витимской складчатой зоне рифейские толщи выделяются проблематично в виде ксенолитов в гранитоидных полях, часто сильно переработанных kontaktовым метаморфизмом. В разрезе этих толщ преобладают гнейсы, амфиболиты и кристаллические сланцы, хотя в значительных количествах сохранились метаобломочные и карбонатные породы (Салоп, 1964, 1974; Булгатов, 1976, 1978 и др.). Можно предполагать, что в Баргузино-Витимской зоне в рифе формировалась толщи, близкие к тем, которые лучше всего сохранились и описаны под названием катерской серии в бассейне р. Катера (Салоп, 1974; Митрофанов, 1978 и др.).

В основании катерской серии залегают толщи (укупкитская и няндонинская свиты) граувакковых песчаников, гравелитов, туфопесчаников и туфоконгломератов с пачками филлитов и карбонатов. Отмечаются покровы измененных липаритов и кератофиров. В верхах ее преобладают алевролиты и сланцы, увеличивается количество пачек кварцевых песчаников. Наряду с кислыми появляются основные метавулканиты. Общая мощность этой терригенной ассоциации 4500—8000 м (Салоп, 1974).

Терригенная группа формаций согласно перекрывается карбонатной ассоциацией формаций (баргузинская и янчуйская свиты) общей мощностью до 5500 м (Салоп, 1974). В карбонатном разрезе в виде прослоев и пачек присутствуют графистые сланцы, кварцевые песчаники, филлиты, серцитовые сидеритсодержащие сланцы. Выше с несогласием залегают венд-кембрийские толщи (Салоп, 1974; Митрофанов, 1978; Докембрий континентов. Складчатые..., 1978).

Отвечает ли описанный разрез всему объему рифея или только какой-то части, пока неясно. Г. А. Митрофанов (1978) не исключает возможность принадлежности укупкитской свиты к нижнему, няндонинской и баргузинской к среднему, а янчуйской к верхнему рифею. Если это так, то Баргузино-Витимская

зона является единственным районом Восточной Сибири, где байкальский мегакомплекс представлен единым цельным этажом, сложенным мощнейшим трансгрессивным комплексом отложений. Уместно при этом напомнить, что Баргузино-Витимская зона отвечает внутренней зоне Урало-Монгольского складчатого пояса и, возможно, имеет «право на уникальность». По мнению Е. И. Маркова (1979), в этом едином этаже (ярусе) проявлено не менее четырех генераций складчатых деформаций.

В то же время нельзя забывать, что еще совсем недавно катерская серия рассматривалась в составе кембрия (Салоп, 1974). Поставленная проблема важна и требует своего решения.

Можно предполагать, что Баргузино-Витимская зона продолжается к юго-западу в область Восточного Саяна и Тувы. Не исключено, что в этой зоне присутствуют троги (прогибы) с резко повышенными количествами в разрезе вулканитов основного и кислого состава, расчленяющие это огромное «миогеосинклинальное поле» на отдельные блоки, по аналогии с Байкало-Муйской складчатой зоной. Предпосылки для этого имеются (Салоп, 1964).

Выше мы уже упоминали, что в Баргузино-Витимской зоне исключительно широко развиты гранитоидные ассоциации формаций.

В Алтае-Саянской области и Енисейском кряже рифейские отложения составляют два самостоятельных тектонических комплекса.

Начало формирования нижнего (байкальского) комплекса относится к раннему рифею во многих случаях условно, так как раннерифейская органика известна только в известняках кувайской (Абрамов, Демьянова, 1970) и туманшетской (Древняя..., 1975) серий Восточного Саяна и джебашской серии Западного Саяна (Кепежинская и др., 1975). В остальных частях этого региона нижний рифей или неизвестен, или не доказан. Контакты байкальского комплекса и комплекса основания обычно дизъюнктивные и только в редких случаях наблюдаются стратиграфические резко несогласные их соотношения. Повсеместно на контактах отмечаются «скакки» степени метаморфизма и дислоцированности.

Средний и верхний рифей Алтае-Саянской области и Енисейского кряжа подтверждены органическими остатками и радиологическими определениями. На рубеже среднего и позднего рифея или в начале позднего фиксируется крупное несогласие, обязанное перестройке структурного плана региона. Большая верхняя часть верхнего рифея вместе с вендско-кембрийскими

толщами составляет более поздний — салаирский тектонический комплекс, располагаясь в его основании.

В пределах Алтая-Саянской области и Енисейского кряжа параллельно краю Сибирской платформы выделяется зона граничных структур; к западу ее сменяют эвгеосинклинальная зона и еще более удаленная от платформы миогеосинклинальная зона.

Зону граничных структур составляют выступающие из-под фанерозойского чехла миогеосинклинальные и орогенные структуры байкальского тектонического этапа, часто разобщенные выступами основания. На восточном склоне Енисейского кряжа этой зоне отвечает Ангаро-Тунгусский миогеосинклинальный мегасинклиниорий, смыкающийся с перекрытым платформенным чехлом Преденисейским передовым прогибом (А. В. Абрамов и др., 1980). Формации мегасинклиниория близки таковым западной части кряжа, отличаясь меньшей мощностью (5000—6000 м), практически отсутствием магматических образований, увеличением роли карбонатных пород за счет песчано-сланцевых и метаморфическими изменениями, не превышающими нижних ступеней зеленосланцевой фации. Пликативные деформации характеризуются широким развитием пологих брахиформных складок и упрощением структур в сторону платформы.

В Восточном Саяне эту зону составляют ряд орогенных прогибов (грабенов), туманшетский миогеосинклинальный мегасинклиниорий и выступы комплекса основания. Наиболее крупный Ийско-Урикский грабен сложен существенно осадочными породами с кислыми вулканитами в низах разреза. Выше вулканитов выделяется несколько осадочных ритмов молассоидного орогенного формационного ряда (Замараев, 1967). Верхний из них

— карагасский — залегает несогласно на предыдущих, охарактеризован позднерифейской органикой и содержит лавы, дайки и силлы Нерсинского комплекса, химизм которых соответствует траппам и щелочным базальтам.

Радиологические датировки нижележащих ритмов (ермосохинская и сублукская серии) разноречивы, допуская их средне-протерозойский возраст. Возможно, что сублукские кислые эфузивы следует сопоставлять с акитканской серией Прибайкалья.

Метаморфические изменения пород прогиба уменьшаются вверх по разрезу от эпидот-амфиболитовой до низких ступеней зеленосланцевой фации. Широко развитые в прогибе кислые интрузии рвут докарагасские серии. Складчатые дислокации сложные в низах разреза и относительно простые линейные в карагасской серии.

На Ийско-Урикский грабен наложен Присаянский прогиб, выполненный карагасской и оселочной сериями. Обе серии опускаются под отложения Канско-Тасеевской впадины. Геофизические поля в пределах последней могут быть обязаны широкому развитию здесь пород типа Нерсинского комплекса.

Туманшетский миогеосинклинальный мегасинклиорий слагается одноименной серией сложно дислоцированных и метаморфизованных в амфиболитовой фации карбонатно-терригенных отложений. На комплексе основания серия залегает резко несогласно и содержит раннерифейскую органику (Древняя..., 1975).

Эвгеосинклинальная зона в виде относительно узкой и протяженной полосы прослеживается геолого-геофизическими методами в центральной и юго-западной частях Восточного Саяна и по западной окраине Енисейского кряжа. В Восточном Саяне эвгеосинклинальный комплекс представлен кувайской серией и ее аналогами и имеет мощность около 6000—10 000 м; на Енисейском кряже — сухопитской и тунгусикской сериями общей мощностью — 6000 м. Геофизические поля не противоречат предположению о продолжении эвгеосинклинальной зоны под чехлом Западно-Сибирской плиты в район Туруханска и Игарки.

В современной структуре зона представляет собой сочетание линейных структурно-формационных зон и разделяющих их выступов основания. Структурно-формационные зоны выполнены вулканогенными и осадочными толщами, место которых в разрезе и относительная роль в составе комплекса меняются от места к месту. Наиболее насыщены вулканогенными образованиями крайне западные структурно-формационные зоны — Исааковская, Беретьская, Сисимо-Казырская, а разрез других зон характеризуется формационной пестротой и в некоторых — преобладанием осадочных пород.

Вулканиты западных структурно-формационных зон представлены базальтами, близкими по химическому составу океаническому типу. Их сопровождают кремнистые, песчано-сланцевые и карбонатные породы, тела габброидов и альпинотипных гипербазитов. В структуре эвгеосинклинальной зоны байкалид они представляют офиолитовые пояса. В восточных зонах наряду с базальтами, имеющими трапповый уклон химизма, встречаются высокоглиноземистые базальты, андезиты, дациты и липариты. Отмечено повышение к востоку щелочности и содержания кремнезема в составе вулканогенных продуктов (Миронов, Ножкин, 1978; Вулканические..., 1976).

Среди интрузивных ассоциаций, рвущих отложения восточных структурно-формационных зон эвгеосинклинали, преобладают гранитоиды, менее распространены габброиды, в том числе расслоенные.

Все отложения эвгеосинклинальной зоны метаморфизованы главным образом в зеленосланцевой фации и собраны в круто-крылья многопорядковые линейные складки. Метаморфизм и дислокации предшествовали внедрению гранитоидных интрузий. В зонах гранитизации метаморфизм усиливается до высоких степеней амфиболитовой фации.

Миогеосинклинальная зона охватывает обширные территории от Восточно-Саянского разлома на востоке до Иртышской зоны смятия на западе.

Геолого-геофизическими данными установлено, что зона состоит из системы изометрических слегка вытянутых в субширотном направлении устойчивых массивов (Тувино-Монгольский, Бийско-Барнаульский, Хакасский и др.) и расположенных между ними миогеосинклинальных прогибов, крупнейшим из которых является Саяно-Алтайский.

Саяно-Алтайский миогеосинклинальный прогиб сложен тонкообломочными ритмично-слоистыми терригенными толщами с редкими горизонтами известняков и кварцитов (типа джебашской, терехтинской свит и их аналогов). В восточной части прогиба появляются вулканогенные породы; количество вулканитов

здесь в целом наращивается к востоку. Имеются они и в его крайней западной части. Мощность толщ — 10 000—12 000 м. Для них характерны зеленосланцевый метаморфизм, локально возрастающий до амфиболитового, интенсивное рассланцевание, многопорядковая складчатость, осложняющая крупные брахиформные структуры, мигматит-анатектитовые поля и гранитные массивы.

Данные редких буровых скважин и интерпретация геофизических полей показывает, что скрытые под Западно-Сибирской плитой структурные элементы по своим вещественным характеристикам сходны с Алтае-Саянскими.

Бийско-Барнаульский и Хакасский устойчивые массивы в ранне-среднерифейское время составляли единое целое, хотя не исключено, что скрытая под Кузбассом и переработанная салайрскими событиями часть массива уже тогда обладала индивидуальными структурно-формационными особенностями. В байкальский этап на массивах формировался чехол существенно карбонатных отложений, прослоенных потоками основных и кислых субщелочных эффузивов. Условия седиментации, аналогич-

ные ранне-среднерифейским, сохранялись и позднее, вплоть до конца среднего кембрия. Складчатая структура чехла массивов развивалась конседиментационно, а события конца среднего и начала позднего рифея зафиксированы лишь только в виде локальных несогласий и перерывов, а также относительно резких литологических границ в формационно и структурно однородных разрезах.

В целом рифейско-кембрийские отложения чехла массива по характеру соотношений с комплексами основания, по ассоциациям формаций и условиями их накопления близки вендско-кембрийским отложениям Сибирской платформы, отличаясь от них большой мощностью, складчатой структурой, метаморфическими преобразованиями пород в зеленосланцевой фации, наличием вулканогенных пород и рвущих ультраосновных, основных и кислых интрузий.

Тувино-Монгольский массив обладал большей тектонической активностью по сравнению с вышеописанными. Наложенные на массив прогибы заполнены существенно песчано-сланцевыми отложениями, прослоенными пачками карбонатных и кремнистых пород. На локальных участках прогибов картируются вулканогенные толщи с приблизительно равным количеством базальтов и липаритов, а на Сангилене — песчано-сланцево-карбонатные отложения. В современной структуре советской и монгольской частей массива описанные образования представлены пара- и ортосланцами харальской, бийхемской и нарынской серий и их аналогами общей мощностью в 6000—8000 м. Складчатость, рассланцевание, метаморфизм зеленосланцевой фации, переходящий местами в амфиболитовую, поражающие образования чехла, имели место в допозднерифейское время.

Верхнерифейские и вендинские отложения по палеонтологическим, радиохронологическим и структурным данным уверенно выделяются в Енисейском кряже и большинстве районов Алтая-Саянской области. Существующие разнотечения в их стратиграфии и корреляции не могут принципиально изменить трактовку геологической истории и структуры этих отложений. Однако возраст метаморфических песчано-сланцевых толщ Горного Алтая (маралихинская и горноалтайская серии) и Западного Саяна (шигнетская и более древние серии), несогласно перекрытые раннеордовикской (аренигской) молассой, датируются или как средний кембрий-тремадок, или как поздний рифей-кембрий (возможно, и тремадок). Известные авторам новые структурно-стратиграфические и палеонтологические данные заставляют их принять последнюю точку зрения, хотя бесспорно стра-

тиграфия и хронология этих толщ нуждаются в дальнейшем углубленном изучении.

Салаирская геосинклинальная система в общем резко наложена на структуры байкальского этапа. Офиолитовые пояса Озерно-Кузнецкой зоны на границе миогеосинклинальной и эвгеосинклинальной областей салаирского этапа возникли в 500—1000 км западнее аналогичных структур байкалид, рассекая структуры байкальской миогеосинклинали, в том числе и расположенные в ней устойчивые массивы. Восточнее Кузнецко-Озерной зоны располагаются устойчивые массивы и блоки-выступы байкальского складчатого основания. Их разделяют узкие контрастно сочлененные с ними и между собой ортогеосинклинальные зоны салаирид, в том числе офиолитовые пояса.

Зону граничных структур салаирского тектонического этапа составляют орогенные прогибы в области завершенной складчатости. Возможно, к этой зоне следует относить некоторые структуры салаирид с угнетенным вулканизмом.

В низах разрезов орогенных прогибов расположены молассоидные формации и в верхах достаточно мощные карбонатные. Последнее обстоятельство оправдывает классификацию некоторых прогибов как миогеосинклиналей (Хоментовский, 1976). Молассы составляют зеленоцветные и красноцветные сланцы, песчаники и конгломераты. Типично обилие аркозовых и кварцевых разностей тонкообломочных пород и обилие галек подстилающих метаморфических сланцев и гранитоидов в конгломератах. Вулканические породы представлены средне-кислыми разностями. В некоторых прогибах Восточной Тувы терригенно-карбонатные отложения содержат базальтоиды, кремнистые породы и вмещают габроиды и гипербазиты. Синхронность интрузий и вмещающих пород доказана геологическими наблюдениями. Верхне-рифейско-вендинский возраст вмешения доказан присутствием органики в известняках (Коробейников и др., 1980). В Саянах и Туве орогенные отложения прорваны гранитоидными кембрийскими интрузиями и местами сложно дислоцированы и метаморфизованы.

В эвгеосинклинальной зоне салаирид различаются две части. В западной части ее выделяется Озерно-Кузнецкая зона, которая субмеридиональной полосой протягивается от Кузнецкого Алатау на юг и смыкается с Озерной зоной Монголии. В зоне вскрываются породы офиолитовой ассоциации. Время формирования офиолитовой ассоциации относится к позднему рифею-венду, хотя органика вмещающих толщ здесь надежно дает только вендинский возраст. Для Озерно-Кузнецкой

зоны характерны значительные мощности отложений (6000—8000 м), сложные пликативные и дизъюнктивные дислокации, наличие надвигов, меланжа и зеленосланцевой фации метаморфизма.

Восточная часть эвгеосинклинальной зоны, составлена из устойчивых массивов (Хакасский, Бийско-Катунский, Ондум-Буренский, Хамсаринский и др.) и разделяющих их эвгеосинклинальных (Северосаянский, Борусский, Куртушибинский и др.) и миогеосинклинальных (Центрально-Западносаянский) структурно-формационных зон. Аналогичный структурный рисунок геологическими и геофизическими методами устанавливается в северном, Западно-Сибирском и южном, Монгольском, ее продолжениях. Специфической особенностью зоны является чрезвычайно пестрый состав магматических продуктов и их большие объемы. Среди магматических пород известны представители всех петрохимических групп от ультраосновных до кислых и субщелочных. Для вулканитов в общем случае характерно повышение содержания калия и кремнезема к востоку, вплоть до появления среди них ортофиров и трахиолипаритов. (Вулканические..., 1976).

На Хакасском и Бийско-Катунском массивах обнажаются карбонатные и кремнисто-карбонатные с локально проявленными вулканитами формации, наращивающие аналогичные по составу ранне-среднерифейские толщи. На Хамсаринском и Ондум-Буренском массивах, отчлененных в позднем рифе от Тувино-Монгольского, складчатый чехол слагает вулканогенная андезит-дакитовая формация. Начало вулканизма здесь, возможно, относится к концу позднего докембрия, а окончание — к концу раннего кембрия. Габброидные и гранитоидные интрузивные комплексы формировались в раннем палеозое.

В эвгеосинклинальных зонах поздний рифей-венд представлен оphiолитовой ассоциацией, сильно дислоцированной, испытавшей метаморфизм в зеленосланцевой, а кое-где в глаукофан-лавсанитовой фациях. Мощность достигает 6000—8000 м. Время формирования контрастных базальтоидных ассоциаций относится преимущественно к кембрию, хотя не исключено, что низы их позднедокембрйские.

Центрально-Западносаянскую зону слагают существенно песчано-сланцевые толщи, претерпевшие зеленосланцевый метаморфизм.

В миогеосинклинальной зоне преобладают песчано-сланцевые отложения мощностью до 8—10 км, сложно дислоцированные и измененные в зеленосланцевой фации мета-

морфизма. В их нижних частях известны вулканиты базальто-вого ряда с океаническим типом химизма (Вулканические..., 1976). Как уже говорилось, докембрийский возраст этих отложений признается всеми.

Существенно карбонатная формация с позднерифейской—вендской органикой накопилась на Бийско-Барнаульском массиве, наследуя этим нижне-среднерифейский режим осадконакопления в его пределах.

Инtrузивные комплексы позднерифейского возраста в мио-геосинклинальной зоне неизвестны.

* * *

Обзор рифейских образований Восточной Сибири и Алтае-Саянской области показывает, что на их территориях байкальский мегакомплекс начал формироваться в различных районах в разное время: на Таймыре, по-видимому, не раньше среднего рифея, на севере Сибирской платформы, северной половине Северо-Востока СССР — в раннем рифее, на юго-востоке Сибирской платформы, в южной половине Северо-Востока СССР, в Байкало-Витимской горной стране несколько даже раньше рифейского времени. Открытым пока остается вопрос о начале заложения байкальской геосинклинали в Алтае-Саянской области и на Енисейском кряже, где выделение нижнерифейских толщ и взаимоотношение их с перекрывающими слоями пока остается спорным.

Неодновременно происходило и замыкание байкалид. Пожалуй, раньше всего они замкнулись в эвгеосинклинальных зонах Алтае-Саянской и Байкало-Витимской складчатых областей. Здесь выше эвгеосинклинальных комплексов среднерифейского возраста начали формироваться тектонические структуры орогенного верхнерифейского (местами совместно с веном и даже нижним палеозоем) комплекса. Эта смена тектонических обстановок сопровождалась некоторой перестройкой структурных планов. Местами замыкание произошло, по-видимому, в предвендское время (некоторые районы и зоны Алтае-Саянской области, Северо-Восток СССР), а местами оно не осуществилось и в раннем палеозое (север Таймыра, некоторые регионы Алтае-Саянской и Байкало-Витимской областей).

Таким образом, на территории Восточной Сибири и Алтае-Саянской области отчетливо проявляется закономерность, выражающаяся во временном «скольжении» границ тектонических комплексов.

Наиболее «многоэтажными» оказываются эвгеосинклинальные зоны, по-видимому, Алтае-Саянской и, несомненно, Байкало-Муйской складчатых областей. В них выделяется два этажа: нижнерифейский и среднерифейский. Верхний рифей, хотя и входит в другой тектонический комплекс, но, по-существу, образует третий структурный этаж.

Два этажа — нижнерифейский и средне-верхнерифейский отчетливо выделяются на платформе и по всему периметру ее внешнего складчатого обрамления.

По-разному построены внутренние миогеосинклинальные зоны. Баргузино-Витимская зона, по-видимому, сложена единым, формирующимся непрерывно в течение всего рифея этажом. В составе же внутренней миогеосинклинальной зоны Алтае-Саянской области, как предполагается, присутствуют два структурных этажа: нижне-среднерифейский и верхнерифейско-нижнепалеозойский. При этом необходимо учесть, что на части нижне-среднерифейского миогеосинклинального комплекса в позднем рифее начал формироваться новый эвгеосинклинальный комплекс. Это обстоятельство отличает указанную зону от всех других в исследуемом регионе.

Из ассоциаций осадочных формаций наиболее широко распространены терригенные, карбонатные и терригенно-карбонатные (карбонатно-терригенные); реже встречаются сланцево-кремнистые. Среди карбонатов примерно в равных количествах присутствуют как известняки, так и доломиты; обычно те и другие насыщены строматолитами. Для терригенных ассоциаций характерными являются мономиктовые и олиgomиктовые (в частности аркозовые) разновидности пород, ассоциирующие часто с высокоглиноземистыми сланцами. Характерно, что эти ассоциации пород составляют значительную часть осадочной составляющей разрезов не только плитных и миогеосинклинальных, но и эвгеосинклинальных тектонических комплексов. Полимиктовые и вулканомиктовые разновидности отложений в разрезах появляются реже; их роль несколько возрастает в верхних этажах рифея, где они часто выступают в виде флишевых или сходных с ними образований. Эти ассоциации формаций развиты преимущественно в эв- и миогеосинклинальных зонах (областях) и реже в окраинных зонах платформы. Кремнисто-сланцевые толщи тяготеют к эвгеосинклинальным зонам.

Среди вулканогенных образований наиболее широко распространены ассоциации основных пород, преимущественно разнообразных по минералогии и химизму базальтов. Они характерны как для всех складчатых зон, так и для плитных комп-

лексов платформ и срединных (устойчивых) массивов. Наибольшая же концентрация их, как правило, наблюдается в геосинклинально-складчатых комплексах.

В меньших количествах, но также достаточно широко распространены ассоциации кислых вулканитов. Они находятся, хотя и в разных пропорциях, во всех типах тектонических комплексов. Редко они отсутствуют совсем только в эвгеосинклинальных комплексах.

В незначительных количествах и с не очень ясной пока структурной приуроченностью выявляются в некоторых районах исследуемого региона ассоциации средних вулканитов.

Инtrузивными ассоциациями формаций наиболее богаты Алтае-Саянская и Байкало-Витимская складчатые области.

На платформе инtrузивные комплексы, кроме даек и силлов пород основного состава, а также небольших штоков ультраосновных пород, практически отсутствуют.

В Алтае-Саянской и Байкало-Витимской складчатых областях значительные массы ультраосновных, основных и кислых инtrузивных ассоциаций локализуются во всех этажах эв- и миogeосинклинальных зон (областей), а также в орогенных комплексах. При их зональном распределении преобладание той или иной инtrузивной ассоциации в соответствующем осадочно-вулканогенном вмещающем комплексе служило одним из критерий для выделения эв- и миogeосинклинальных зон (областей) и для отделения последних от орогенных комплексов.

Следует отметить, что во многих случаях наблюдаются прямые генетические связи между инtrузивными и вулканогенными ассоциациями, что говорит о необходимости выделения целостных вулкано-плутонических ассоциаций.

Наконец, в рифеев Восточной Сибири достаточно отчетливо проявляется необычный вертикальный формационный ряд. Необычность его заключается в том, что и плитный комплекс на платформе, и геосинклинальные комплексы в геосинклинальных системах начинаются с формаций, которые по большинству своих параметров сходны или даже идентичны с молассовыми формациями (учурская, мукунская, красная, чайская, парамская, туманшетская и др. свиты и серии). Они могут рассматриваться как деструктивный ряд формаций, характеризующий этап перехода одного геотектонического цикла в другой в областях с полициклическим типом развития.

ЛИТЕРАТУРА

- Абрамов А. В., Демьянова Г. П.** Строение и возраст кувайской серии в верховьях рек Казыра и Кижи-Хем (Восточный Саян). — В кн.: Материалы по региональной геологии Сибири. Новосибирск, 1970, с. 97—103.
- Башарин А. К.** Восточно-Верхоянская эпикратонная геосинклиналь. — М.: Наука, 1967. — 203 с.
- Беззубцев В. В., Коптев И. И., Мусатов Д. И., Мальцев Ю. М., Гончаров Ю. И., Шипицын В. А.** Взаимоотношения становской и колосовской свит верхнего докембрия Таймыра. — Сов. геол., 1977, № 7, с. 112—117.
- Беззубцев В. В., Мальцев Ю. И., Григорьев Ю. И., Коптев И. И., Шипицын В. А.** Новые данные по стратиграфии позднего докембрия Таймыра. — В кн.: Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия восточных и северных районов Сибири. Новосибирск, Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1978, с. 70—87.
- Беэр А. А.** Юдомо-Майский прогиб и его восточное обрамление в верхнем протерозое и нижнем палеозое. — Изв. АН СССР Сер. геол., 1965, № 4, с. 71—85.
- Богданов А. А.** Тектоника платформ и складчатых областей. — М.: Наука, 1976. — 340 с.
- Булгатов А. Н.** Рифейская орогенная система Забайкалья. — В кн.: Оrogenез в истории развития земной коры. Новосибирск, Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1976, с. 68—84.
- Булгатов А. Н.** Расчленение и корреляция довенских серий Прибайкалья и Забайкалья. — Геол. и геофиз., 1977, № 2, с. 92—102.
- Булгатов А. Н.** Соотношение метаморфических серий добайкальского и байкальского этапов развития в Средне-Витимской горной стране. — Геол. и геофиз., 1978, № 8, с. 116—119.
- Волкодав И. Г., Базилевская Р. В., Старников А. И.** Стратиграфия нижнего рифея Горностахской гряды (Юго-Восточная Якутия). — В кн.: Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия Восточных и Северных районов Сибири. Новосибирск, 1978а, с. 3—11.
- Волкодав И. Г., Старников А. И., Ян-жин-шин В. А.** Стратиграфия уйской серии позднего докембрия Сетте-Дабана. — Там же, с. 12—20.
- Вулканические ассоциации докембрия Урало-Монгольской провинции/ Белоусов А. Ф., Добрецов Н. Л., Додонова Т. А. и др.** — Новосибирск: Наука, 1976. — 85 с.
- Головенок В. К.** О возможности палеогеографических реконструкций в метаморфических толщах докембрия (по наблюдениям в Патомском нагорье). — Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 97, Л.: 1964, с. 91—110.
- Головенок В. К.** О платформенном этапе в развитии Байкальской горной области. — Сов. геол., 1967, № 12, с. 40—53.
- Гребениников Г. А., Работнов В. Т., Спектор В. Б.** К стратиграфии верхнего докембрия Селенянского кряжа. — В кн.: Докембрый и палеозой Северо-Востока СССР. Магадан, 1974, с. 14—15.
- Гринберг Г. А., Гусев Г. С., Мокшанцев К. Б.** Тектоника, формирование континентальной коры и полезные ископаемые Верхояно-Чукотской области. — В кн.: Тектоника территории СССР. М.: Наука, 1979, с. 197—207.
- Грудинин М. И.** Базит-гипербазитовый магматизм Байкальской горной области. Новосибирск: Наука, 1979. — 156 с.
- Докембрый континентов.** Древние платформы Евразии/ Богданова С. В., Богданов Ю. Б., Вергунов Г. П. и др.). — Новосибирск: Наука, 1977. — 321 с.

- Докембрий континентов.** Основные черты тектоники/ Борукаев Ч. Б., Башарин А. К., Берзин Н. А. — Новосибирск: Наука, 1977. — 272 с.
- Докембрий континентов.** Складчатые области и молодые платформы Восточной Европы и Азии/ Арсентьев В. П., Беккер Ю. Р., Благонравов В. А. и др. — Новосибирск: Наука, 1978. — 320 с.
- Докембрийская тектоника Сибири/** Косягин Ю. А., Башарин А. К., Берзин Н. А. и др. — Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1964. — 126 с.
- Дольник Т. А.** Нижний рифей Байкало-Патомского нагорья и Западного Прибайкалья. — В кн.: Нижняя граница рифея и строматолиты афебия. М.: Наука, 1978, с. 67—71.
- Древняя структура земной коры Восточной Сибири/** Замараев С. М., Мозукабзов А. М., Рязанов Г. В. и др. — Новосибирск: Наука, 1975. — 185 с.
- Забияка А. И.** Стратиграфия и осадочные формации докембрая северо-западного Таймыра. — Красноярск: 1974. — 126 с.
- Замараев С. М.** Краевые структуры южной части Сибирской платформы. — М.: Наука, 1967. — 247 с.
- Ипатов Ю. И.** Некоторые аспекты палеотектоники позднего протерозоя Сибирской платформы. — Геол. и геофиз., 1978, № 12, с. 93—106.
- Келлер Б. М.** Тектоническая история и формации верхнего докембрая. — М.: Изд. ВИНТИ, 1973. — 120 с. (Итоги науки. Общая геология, т. 5).
- Келлер Б. М., Королев В. Г., Семихатов М. А., Чумаков Н. М.** Основные черты палеогеографии позднего протерозоя СССР. — В кн.: Геология докембрая. Л.: Наука, 1968, с. 82—94.
- Кепежинская К. Б., Лепезин Г. Г., Тимофеев Б. В., Хильтова В. Я., Хлестов В. В.** Новые данные о времени осадконакопления метаморфических комплексов Горного Алтая и Западного Саяна. — Геол. и геофиз., 1975, № 11, с. 143—146.
- Коген В. С., Рунов Б. Е., Ставцев А. Л.** Новые данные по геологии и рудоносности Билякчанской зоны разломов (Южное Верхоянье). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 8, с. 113—123.
- Комар Вл. А., Работнов В. Т.** Верхний докембрь Северо-Востока СССР. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 8, с. 5—16.
- Комар Вл. А., Семихатов М. А., Серебряков С. Н.** Стратиграфическая шкала рифейских отложений Учуро-Майского региона. — Сов. геол., 1977, № 8, с. 32—49.
- Константиновский А. А.** Улканский и Билякчанский среднепротерозойские грабены юго-востока Сибирской платформы. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 4, с. 72—84.
- Коробейников В. П., Щеглов А. П., Сурков В. С., Исаков В. М.** Ареальные олиолиты Восточной Тувы и диапировая модель развития структурных элементов подвижных поясов. — Геол. и геофиз., 1980, № 9, с. 19—33.
- Косягин Ю. А., Башарин А. К., Берзин Н. А., Боровиков А. М., Борукаев Ч. Б., Вотах О. А., Парfenov Л. М.** Структуры ограниченный докембрейских платформ. — В кн.: Геология докембрая. Л.: Наука, 1968, с. 29—34.
- Леснов Ф. П.** Геология и петрология Чайского габбро-порфириит-дунитового никеленосного plutона (Северное Прибайкалье). — Новосибирск: Наука, 1972. — 228 с.
- Малич Н. С.** Тектоническое развитие чехла Сибирской платформы. — М.: Наука, 1975. — 215 с.
- Марков Е. И.** Структурная эволюция и метаморфизм верхнепротерозойских пород Катерского синклиниория (Северо-Восточное Прибайкалье). — В кн.: Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Улан-Удэ, 1979, с. 55—57.

Мац В. Д., Бухаров А. А. К стратиграфии верхнего докембрия западной окраины Байкальской горной области. — В кн.: Стратиграфия докембрия и кембрия Средней Сибири. Красноярск, 1967, с. 339—350.

Миронов А. Г., Ножкин А. Д. Золото и радиоактивные элементы в рифейских вулканогенных породах и продуктах их метаморфизма (Енисейский кряж). — Новосибирск: Наука, 1978. — 254 с.

Митрофанов Г. Л. Поздний докембрый и ранний палеозой центральной части Байкальской горной области/ Автореф. канд. дисс. — Иркутск: 1978. — 18 с.

Неволин Б. С., Потапов С. В., Ставцев А. Л. Верхний протерозой (рифей) и нижний кембрый юго-восточной окраины Сибирской платформы, Юдомо-Майского прогиба и Охотского срединного массива. — В кн.: Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия Восточных и Северных районов Сибири. Новосибирск, Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1978, с. 21—62.

Нужнов С. В. Региональная стратиграфическая шкала протерозоя Алданского щита. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Вып. 18. Якутск, Якут. кн. изд-во, 1968, с. 19—37.

Перевалов О. В., Потороченко А. Н., Шамес П. И., Яблоновский Б. В. Тектоно-магматические циклы северной части Байкальской складчатой области. — В кн.: Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Улан-Удэ, 1979, с. 42—43.

Погребицкий Ю. Е. Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы. — Л.: Недра, 1971. — 248 с.

Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. I. — М.: Недра, 1964. — 515 с.

Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. II.— М.: Недра, 1967. — 699 с.

Салоп Л. И. Общая стратиграфическая шкала докембрия. — Л.: Недра, 1973. — 309 с.

Салоп Л. И. О некоторых дискуссионных вопросах геологии Байкальской горной области. — Геол. и геофиз., 1974, № 1, с. 11—24.

Салоп Л. И., Травин Л. В., Шалек Е. А. К стратиграфии и тектонике докембрия южной части Байкальского хребта (о положении анайской серии в разрезе докембрия Западного Прибайкалья). — Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. Т.199. Л.: 1974, с. 144—172.

Семихатов М. А. Стратиграфия и геохронология протерозоя. — М.: Наука, 1974. — 298 с.

Соболевская Р. Ф., Кабаньков В. Я., Красиков Э. М. Новые данные по рифейско-палеозойскому терригенно-сланцевому комплексу Западного Таймыра. — В кн.: Новое в стратиграфии и палеонтологии докембрия Восточных и Северных районов Сибири. Новосибирск, Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1978, с. 63—69.

Соболевская Р. Ф., Лазаренко Н. П. Стратиграфия кембрия Восточного и Центрального Таймыра. — В кн.: Проблемы геологии и минеральных ресурсов Таймыра, Северной Земли и севера Средне-Сибирского плоскогорья. Л.: Недра, 1965, с. 35—57.

Ставцев А. Л. Новые принципы создания тектонической терминологии (на примере описания структур юго-восточной части Сибирской платформы для позднего докембрия). — Сов. геол., 1965, № 4, с. 49—62.

Тектоника фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформы. — М.: Наука, 1978. — 210 с.

Тектоника Якутии/ Мокшанцев К. Б., Горнштейн Д. К., Гусев Г. С. и др. — Новосибирск: Наука, 1975. — 198 с.

Фурдуй Р. С. Некоторые вопросы геологии и металлогении Приколымского поднятия. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Вып. 8, Якутск, 1962, с. 35—45.

Херасков Н. П. Тектоника и формации. — М.: Наука, 1967. — 404 с.

Хоментовский В. В. Венд. — Новосибирск: Наука, 1976. — 270 с.

Шаповалова И. Г. Стратиграфия и строматолиты рифейских отложений северной части Юдомо-Майского прогиба. — Новосибирск: Наука, 1974. — 140 с.

Шаповалова И. Г. Ян-жин-шин В. А. Стратиграфия рифейских отложений Сетте-Дабан. — В кн.: Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР. Магадан, 1974, с. 59—62.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ТЕКТОНИКИ ВЕНДСКО-НИЖНЯЕОЗОЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ СИБИРИ

Осадочные, вулканогенные и интрузивные образования венда, кембия, ордовика и силура, согласно «Решению совещания редколлегии Атласа тектонических карт и опорных профилей Сибири» от 10—12 мая 1978 г. включены в «каледонский мегакомплекс».

В основу выделения мегакомплекса положены не структурные, а хроностратиграфические критерии. Следовательно, мегакомплексы в данном случае должны пониматься не как тектонические единицы, повсеместно отделенные друг от друга периодами складчатости и поверхностями крупных несогласий, а как хроностратиграфические подразделения одинакового возрастного диапазона на всей площади.

Поскольку в качестве границ между мегакомплексами выбирались стратиграфические уровни, структурно наиболее отчетливо выраженные, то в отдельных районах эти мегакомплексы могут представлять собой обособленные по вертикали тектонические единицы. Исходя из сказанного, под «каледонским мегакомплексом» автор понимает условное хроностратиграфическое подразделение, полностью или частично соответствующее каледонскому этапу развития и выбранное для более дробного тектонического анализа образований определенного стратиграфического интервала.

В рассматриваемый отрезок времени на территории Сибири были сформированы тектонические комплексы всех типов: от «ультрагеосинклинальных», в основании которых сохранились фрагменты меланократового фундамента, до платформенных, залегающих на дорифейском кристаллическом основании или надстраивающих рифейские чехлы.

В вендско-раннепалеозойское время на территории Сибири существовали две тектонические единицы первого порядка: Сибирская платформа и Урало-Монгольский геосинклинально-складчатый пояс. Геосинклинальным поясом обрамлялась также платформа на севере и северо-востоке. Обширные площади в их пределах заняты осадочными, вулканогенно-осадочными, а местами и интрузивными формациями. Это наиболее распространенные и, пожалуй, самые разнообразные по своей тектонической

природе образования по сравнению с образованиями других выделенных рифейско-фанерозойских мегакомплексов. В сферу осадконакопления в каледонский этап были вовлечены не только геосинклинальные области, но и практически вся Сибирская платформа. Этим она существенно отличалась от Восточно-Европейской платформы, находившейся по другую сторону Урало-Монгольской геосинклинали и занимавшей в вендско-раннепалеозойское время более высокое гипсометрическое положение.

В дальнейшем при кратком обзоре тектоники каледонского мегакомплекса Сибири основное внимание будет уделено Сибирской платформе с ее обрамлением и Алтае-Саянской складчатой области, где интересующие нас образования наиболее широко распространены на поверхности.

Сибирская платформа

Вендско-нижнепалеозойский комплекс на Сибирской платформе образует почти сплошной чехол, отсутствующий лишь на Алданском щите, Анабарском массиве, Оленёкском поднятии и в сравнительно узких зонах вдоль южного и юго-западного обрамления платформы (Енисейский кряж, Восточный Саян, Прибайкалье, Байкало-Патомское нагорье). Широкое распространение его предполагается также под многоеосинклинальным эпикратонным комплексом мезозоид Северо-Востока и в последнее время устанавливается на Таймыре, на месте выделявшихся ранее докембрийских метаморфических толщ.

Большой материал по вендско-нижнепалеозойским образованиям платформы обобщен в монографиях (Кембрий..., 1972), Я. К. Писарчик и др. (1975), Н. С. Малича (1975), В. В. Хоментовского (1976), Тектоника Якутии (1975) и др. Благодаря этим обобщающим, а также многочисленным работам, посвященным вопросам общей геологии, а также стратиграфии и тектоники отдельных районов платформы, можно представить картину строения мегакомплекса.

Нижняя граница мегакомплекса на платформе структурно довольно четко выражена и имеет удовлетворительное палеонтологическое обоснование. Она проводится по подошве юдомской свиты и ее стратиграфических аналогов (Опорные..., 1972; Хоментовский, 1976).

Венд (юдомий) на Сибирской платформе знаменует собой начало формирования сплошного платформенного чехла. Ему предшествовал рифейский этап, характеризовавшийся развитием блоков и разделявших их прогибов (авлакогенов), а по

периферии платформы — перикратонных опусканий или перикратонных геосинклинальных систем (Косягин и др., 1968; Башарин, Берзин, 1977). Перед веном произошла тектоническая нивелировка, за которой последовала трансгрессия, охватившая почти всю площадь платформы. Это привело к налеганию вендских отложений с размывом на различные горизонты рифея, а местами (Алданский щит, Анабарское поднятие) и на дорифейское кристаллическое основание. В отдельных районах платформы и главным образом на севере и вдоль ее восточной окраины предполагается более тесная связь вендских и подстилающих их верхнерифейских отложений. Это находится в соответствии с представлениями о направлении вендско-кембрийской трансгрессии, наступавшей с севера и северо-востока (Писарчик и др., 1975).

Характер верхней границы мегакомплекса определяется общей регрессией, наметившейся уже в кембрийское время в районе Иркутского амфитеатра и отступавшей к северу в течение раннего и среднего палеозоя. От этого зависит полнота разреза мегакомплекса и его латеральные формационные особенности. На юге платформы формирование мегакомплекса закончилось в раннем силуре (кежемская свита и ее аналоги), и до среднего девона происходила структурная перестройка этой территории. В северных и особенно в северо-западных районах платформы каледонский мегакомплекс в структурном и формационном плане тесно связан с раннегерцинским.

По морфологии и формационному составу вендско-нижне-палеозойские образования отвечают платформенному (плитному) комплексу. Они имеют широкое площадное распространение, малые градиенты мощностей, практически стерильны в отношении интрузивного и эфузивного магматизма, представлены, как правило, мелководными осадками, накапливавшимися в условиях слабо расчлененного подводного и наземного рельефа. Конседиментационными структурами того времени были в основном поднятия и прогибы типа антеклиз и синеклиз, а также более мелкие изометричные или удлиненные впадины и валы.

При небольших градиентах изменения мощностей мегакомплекс в современной структуре имеет вид более или менее плоского и слабо деформированного тела с отдельными раздувами и пережимами, обусловленными неравномерным распределением мощностей на площади и полнотой разреза. Мощность этого тела варьирует от нулевой на поднятиях до нескольких (4—5) тыс. м в прогибах. Максимальные мощности устанавливаются в цепочке прогибов, вытянутых вдоль южной окраины платфор-

мы от Енисейского кряжа на западе до Алданского щита на востоке. Эти прогибы рассматриваются часто как компенсационные, связанные с поднятиями в смежных складчатых областях юга Сибири.

Внутренняя структура вендско-нижнепалеозойских отложений платформы понимается неоднозначно. По-разному проводится расчленение чехла на структурные этажи и подэтажи. Неодинаковое значение придается несогласиям и перерывам, нарушающим сплошность разреза мегакомплекса. К наиболее дискуссионным, пожалуй, относится вопрос о перерыве в среднем кембрии и масштабах его проявления. Одними геологами этому рубежу отводится решающая роль в структурном расчленении чехла на всей территории платформы (Мокшанцев и др., 1979), другие представляют разрез кембрия в виде непрерывной осадочной серии лишь со следами местных внутри формационных перерывов (Писарчик и др., 1975).

Известно, что геологические события в геосинклинальных областях оказывают заметное воздействие на структурное развитие и осадконакопление в смежных частях платформы. Такое влияние распространяется иногда на большое расстояние в глубь платформы. Поэтому изучение несогласий и перерывов в платформенном чехле, а также закономерностей их площадного распространения и структурной выраженности имеет немаловажное значение для понимания строения и особенностей формирования не только платформы, но и прилегающих складчатых областей. Этот вопрос, по нашему мнению, заслуживает особого внимания при дальнейшей работе над «Атласом».

Состав вендско-нижнепалеозойских отложений платформы довольно однообразен. Среди них распространены преимущественно карбонатные, терригенно-карбонатные и эвапоритовые формации. Особенности строения разрезов, характер сочетания отдельных литологических подразделений, изменчивость фаций, мощностей и др. позволяют выделить на платформе несколько структурно-формационных зон. Не вдаваясь в детали строения этих зон, которые подробно охарактеризованы Н. С. Маличем (1975), отметим лишь самые общие черты строения осадочного чехла.

В основании вендско-нижнепалеозойской части чехла залегает терригенно-доломитовая формация (юдомский комплекс), в составе которой на востоке и севере платформы преобладают доломиты, а на юге и юго-западе — терригенные породы (Писарчик и др., 1975; Хоментовский, 1976). Роль обломочных пород и их гранулометрический состав увеличиваются при при-

ближении к южному и юго-западному складчатому обрамлению платформы.

Кембрийский уровень характеризуется двумя типами разрезов, выявленными в результате работ большого коллектива геологов и получившими общую литологическую и палеонтологическую характеристику в трудах В. Е. Савицкого и др. (Кембрий..., 1972), Писарчик и др. (1975). В центральных, западных и юго-западных частях платформы этому времени отвечает широкое развитие мелководных и лагунных соленосных формаций, хотя появление их отмечается уже в венде. Насчитывается в общей сложности около пяти уровней соленакопления. Составными частями соленосных формаций являются главным образом соли, доломиты и сульфатно-карбонатные породы с небольшой примесью глинистого, алевритового и песчаного материала.

Распределение солей на площади указывает на миграцию солеродного бассейна к востоку и северо-востоку. В этом же направлении (после пика трансгрессии в первой половине ленского века) продвигалась и регрессия, особенно быстро проходившая в конце среднего и в позднем кембрии (Писарчик и др., 1975). Регрессия, как считают многие геологи, связана с резким усилением поднятий в юго-западном и южном складчагом обрамлении платформы. Поднятиями обусловлено частичное или полное выпадение из разреза среднекембрийских отложений по периферии Иркутского амфитеатра и на северном склоне Алданского щита. В краевых частях амфитеатра периоду регрессии отвечает накопление красноцветных молассоидной грубообломочной и глинисто-песчаной формаций, сменяющихся при удалении от поднятий пестроцветной глинисто-карбонатной формацией (Малич, 1975).

На севере и востоке платформы кембрий представлен в основном карбонатными (преимущественно известняковыми) формациями и отложениями доманикового типа. В отличие от предыдущих они являются более глубоководными, накапливавшимися в морском бассейне нормальной солености. Разрез их более полный, местами непрерывный, но мощность в 5—8 раз меньше мощности соленосных формаций. Влияние событий в складчатых областях юга Сибири на эти районы было уже в значительной степени ослаблено или вовсе не ощущалось.

Области с различным режимом осадконакопления в кембрии разделялись мелководным барьером, пересекавшим всю платформу от Алданского щита до Игарского района (Кембрий..., 1972; Писарчик и др., 1975). В его пределах широко развиты водорослевые и археоциатовые rifogenные образования,

более часты по сравнению со смежными областями перерывы, размывы и другие следы мелководья. Второй барьер располагался вдоль южной и юго-западной окраины платформы. Этим барьером платформенная область с лагунным режимом осадконакопления отделялась от бассейнов типа окраинных морей, занимавших периферические части геосинклиналей юга Сибири. Чередование в лагунной области соленосных горизонтов с карбонатными указывает на периодическое ослабление изоляции этой области от открытых морских пространств. Наиболее свободным сообщение между этими областями было, по-видимому, во второй половине раннего кембра.

Ордовико-силурийское время определяется последовательным сокращением площадей осадконакопления и отступлением их на север и восток. Нижнеордовикские отложения, как правило, тесно связаны с верхнекембрийскими. Наиболее крупные несогласия и перерывы устанавливаются в основном перед средним ордовиком, на границе ордовика и силура и в конце силура. Однако они, по-видимому, распространены не повсеместно. Отмечается также ряд более мелких локальных перерывов и стратиграфических несогласий. Как и в кембрии, структурная выразительность несогласий увеличивается при приближении к западной и южной окраине платформы. Поэтому, по крайней мере, часть из них может быть скоррелирована с геологическими событиями в прилегающих областях Урало-Монгольского пояса.

Ордовик Сибирской платформы представлен в основном морскими мелководными красноцветными и пестроцветными терригенными и терригенно-карбонатными формациями. К юго-западному и южному обрамлению платформы тяготеют грубообломочные, иногда молассоидные толщи. Во внутренних районах и на севере преобладают более мелкообломочные терригенно-карбонатные, реже сульфатно-карбонатные отложения, обогащенные иногда глауконитом. В верхах нижнего ордовика (Малич, 1975), а по другим данным в основании среднего ордовика (Геология СССР, 1961), во многих районах залегает горизонт кварцевых песчаников, максимальная мощность которого (до 400—450 м) известна в Присаянье и Прибайкалье. Над кварцевыми песчаниками в ряде мест прослеживается фосфоритоносный горизонт.

Разрез каледонского мегакомплекса завершается существенно карбонатной серией. На севере платформы она начинается карбонатной и заканчивается сульфатно-карбонатной формацией, тесно связанной с отложениями нижнего девона. Под

карбонатной формацией местами залегают граптолитовые сланцы, вскоре выклинивающиеся в южном направлении. В центральных частях платформы и на юге в низах карбонатного разреза залегают кварцевые песчаники. При приближении к областям сноса силур представлен сероцветной терригенной молассоидной формацией, в верхах которой появляются терригенно-карбонатные пачки и первичная красная окраска.

Подводя итог характеристике вендско-нижнепалеозойских образований Сибирской платформы, подчеркнем некоторые общие тектонические закономерности их накопления. Состав и структурная расчлененность чехла показывают, что становление его на данном этапе происходило на огромном континентальном блоке, ограничения которого имели разную тектоническую природу. Южная и юго-западная окраины носили характер активных окраин, развивавшихся в течение длительного времени в обстановке сжатия и тектонического скучивания. Это привело к наращиванию сиалического блока за счет последовательного причленения к нему со стороны геосинклинальной области разновозрастных складчатых зон или участков с новообразованной континентальной корой. Реакцией на такую активность явилось поднятие прилегающих районов платформенного блока, постепенное расширение этого поднятия и оттеснение морского бассейна в глубь платформы. На севере в венде—раннем палеозое господствовала, по-видимому, обстановка растяжения, о чем свидетельствует формирование более полных разрезов и накопление более глубоководных осадков. Таким образом, в рассматриваемый отрезок времени на противоположных окраинах платформы существовала разная динамическая и кинематическая обстановка.

Таймыр

На юго-востоке Таймыра в основании мегакомплекса устанавливается четкое структурное и стратиграфическое несогласие (Беззубцев и др., 1978). На северо-западе оно, по-видимому, отсутствует, и вендинские отложения вместе с верхнерифейскими образуют единый непрерывный разрез (Соболевская и др., 1978). Меняется с юга на север и формационный состав вендско-нижнепалеозойских отложений. Карбонатные и терригенно-карбонатные формации на разных стратиграфических уровнях замещаются существенно песчано-глинистыми.

Граптолитовые фации на севере Таймыра появляются уже в низах ордовика или даже, возможно, в самых верхних гори-

зонтах кембрия (Соболевская и др., 1978) и широко представлены по всему разрезу вплоть до верхнего силура (Геология СССР, 1961). На платформе же грaptолитовые сланцы начали накапливаться лишь в раннем силуре и только в северо-западной ее части. Кроме того, на севере Таймыра среди вендско-нижнепалеозойских отложений распространены глинисто-кремнистые, углисто-глинистые и углисто-кремнистые сланцы. Отдельные части разрезов имеют флишоидное строение. Все это свидетельствует о существовании здесь более глубоководного по сравнению с южным Таймыром и смежными районами платформы морского бассейна. Глубиной моря может быть объяснено и относительно слабое распространение карбонатных пород. По мнению Р.Ф. Соболевской и др. (1978), охарактеризованные толщи накапливались в активно развивавшемся прогибе, тектоническое положение и природа которого еще не совсем ясны. Неопределенна и северная граница этого прогиба. В пределах Таймыра она, по крайней мере, не чувствуется.

Толщи, слагающие прогиб, вероятно, целесообразно относить к классу миогеосинклинальных, хотя мощности их Р. Ф. Соболевской с соавторами приводятся сравнительно небольшие (не более 1500—2000 м). Однако, когда эти толщи рассматривались в составе докембрия, мощность их определялась значительно большими величинами (Забияка, 1974).

Верхояно-Колымская область

В Верхояно-Колымской складчатой области, включая и Омоловский массив, вендско-нижнепалеозойские образования имеют на поверхности ограниченное распространение. Тем не менее можно предполагать, что эта область на данном этапе в формационном отношении была тесно связана с Сибирской платформой, но отличалась от нее более резко выраженной структурной расчлененностью. Ее неоднородность определялась наличием приподнятых блоков и разделявших их глубоких прогибов. Некоторые из блоков в современной структуре представляют собой срединные массивы (Охотский, Омоловский), другие, возможно, выражены участками пологих дислокаций в верхоянском геосинклинальном комплексе (Тектоника Якутии, 1975), третьи почти полностью погребены под отложениями Предверхоянского краевого прогиба и реставрируются по структурным и вещественным признакам, имеющимся в краевой части платформы (Константиновский, 1979).

В пределах блоков разрезы, как правило, маломощные,

прерывистые, содержащие горизонты грубообломочных пород. Толщи обычно слабо дислоцированы. В прогибах, как можно судить по Юдомо-Майскому району, Полоусненскому и Тас-Хаяхтахскому поднятиям, мощности вендских и нижнепалеозойских отложений значительно превышают те, которые известны на платформе. Например, в Полоусненском и Тас-Хаяхтахском поднятиях мощность только ордовика и силура определяется в 6—7 тыс. м, а в Южно-Верхоянском прогибе мощность всего мегакомплекса достигает 10—11 тыс. м (Богданов, 1963; Орловская, 1974; Гринберг и др., 1977; Гусев, 1979).

Складчатость в прогибах, как правило, линейная, интенсивная, нередко опрокинутая и нарушенная большим количеством продольных взбросов и надвигов. Все это в значительной степени осложняет строение мегакомплекса и затрудняет вертикальное расчленение его на структурные единицы.

В Южно-Верхоянском прогибе вендско-нижнепалеозойские образования слагают единый комплекс, залегающий несогласно на рифейском мегакомплексе и спаянный с раннегерцинским. Верхняя граница мегакомплекса структурно не выражена и в обрамлении бывшего Колымского массива, где она проходит внутри карбонатного разреза. О нижней части его здесь судить трудно, поскольку ордовик по разломам граничит обычно с более молодыми комплексами. Местами (Момский горст-антиклиниорий) мощные терригенно-карбонатные ордовиковые толщи с угловым несогласием и конгломератами в основании залегают непосредственно на докембрийских (?) мраморах (Гринберг и др., 1977; Гусев, 1979). С конгломератов доордовикового возраста начинается видимая часть мегакомплекса в Рассошинской (Арга-Тасской) зоне, расположенной севернее Момской (Мерзляков, Лычагин, 1979), а также в Приколымском поднятии (Кабаньков, 1974).

В сторону поднятий мощность мегакомплекса быстро сокращается, из разреза выпадает ряд стратиграфических подразделений. Уменьшение мощностей и увеличение роли перерывов и несогласий происходит не только в поперечном сечении прогибов, но и в местах их выклинивания. Так в Южно-Верхоянском прогибе мощность мегакомплекса к югу, в сторону Алданского щита, сокращается с 10—11 тыс. м до 5—6 тыс. м; из разреза местами выпадают отложения верхнего кембрия, ордовика и силура (Константиновский, 1974; Гусев, 1979).

В пределах массивов вендско-нижнепалеозойские отложения отсутствуют или представлены небольшими маломощными фрагментами разрезов, в которых в одних местах нет верхнего

ордовика с силуrom и не известны средне-верхнекембрийские толщи (Приколымское поднятие), в других — венда, кембия, верхнего ордовика и силура (Омолонский массив), либо среднего—верхнего ордовика и силура — Охотский массив (Гринберг и др., 1977; Гусев, 1979).

Вендско-нижнепалеозойские отложения Верхояно-Колымской области по составу и вертикальной формационной последовательности сходны с одновозрастными образованиями восточной части платформы. В качестве отличительных особенностей, кроме мощностей, можно отметить также меньшее распространение красноцветных пород, почти полное отсутствие соленосных и сульфатоносных толщ, повышенный метаморфизм в прогибах (до зеленосланцевой фации), развитие сланцевых грaptолитовых фаций по всему разрезу ордовика, присутствие местами вулканогенных образований.

Вулканиты в виде базальтового покрова мощностью 30—45 м описаны среди карбонатно-терригенных отложений нижнего кембия Хараулахского поднятия (Лазаренко, Михайлов, 1974). Однако не исключено, что здесь мы имеем дело с более молодым силлом.

Вулканогенные образования, бесспорно принадлежащие рассматриваемому мегакомплексу, известны в составе ордовикского терригенно-вулканогенного разреза в пределах Момского горст-антиклинария (Арга-Тасский блок) и в прилегающих районах западного склона Приколымского поднятия (Мерзляков, 1971; Мерзляков, Лычагин, 1979). Они представлены трахитами, трахибазальтами и их туфами, ассоциирующимися с глинистыми и кремнисто-глинистыми сланцами, алевролитами, песчаниками и известняками. В видимом основании разреза, мощность которого составляет более 5000 м, по В. М. Мерзлякову и П. П. Лычагину, залегают конгломераты доордовикского возраста. По мнению Л. М. Натапова и др. (1977), щелочной вулканализм указывает на связь его с процессами рифтообразования. Севернее, во внутренних районах ранее выделявшегося Колымского массива, предполагается развитие более глубоководных образований, в том числе и офиолитовых (Шило и др., 1973; Натапов и др., 1977).

В рассмотренных районах Северо-Востока СССР среди вендско-нижнепалеозойских отложений могут быть выделены мио- и эвгеосинклинальные комплексы. Последние по возрасту отвечают, по-видимому, верхней половине каледонского, а в Березовской зоне и низам раннегерцинского мегакомплекса. Комплексы, характеризующиеся терригенно-вулканогенным и терригенно-кар-

бонатным составом, следует, вероятно, в целом относить к мио-геосинклинальным, хотя Г. С. Гусев (1979) выделяет из них нижнюю терригенно-карбонатную часть в объеме венда – среднего кембрия, которую считает платформенной.

Степень «геосинклинальности» мегакомплекса убывает при движении от Индигиро-Колымского района в сторону Верхоянья. При этом на уровне ордовика и силура происходит смена эв-геосинклинальных комплексов мио-геосинклинальными. Среди последних выделяются комплексы с терригенно-вулканогенным, карбонатно-терригенным и карбонатным типами разреза, последовательно сменяющими друг друга. Карбонатно-терригенный тип разреза, по данным М. М. Орадовской (1974), имеет мощность во много раз меньшую, чем карбонатный того же возраста. По мнению Л. М. Натапова и др. (1977), карбонатный разрез, характеризующий обстановку шельфа, и более глубоководный карбонатно-терригенный разрез в районе горных цепей системы Черского в современной структуре тектонически сближены, а переходная зона между ними отсутствует. Такое же соотношение, по-видимому, имеется и на Таймыре, где существенно карбонатные толщи по латерали сменяются карбонатно-терригенными и терригенными. Однако щелочные базальты и тем более офиолиты этого возраста на Таймыре не появляются.

Алтае-Саянская область

Вендско-нижнепалеозойские образования широко распространены в пределах области. Они сформированы на разнородной земной коре и в разных участках отвечают различным стадиям геосинклинального развития.

В настоящем обзоре мы не ставим своей задачей дать исчерпывающий анализ вендско-нижнепалеозойских образований Алтае-Саянской геосинклинальной области. Попытаемся наметить лишь самые общие закономерности строения и развития области в данный отрезок времени, опираясь главным образом на материалы по ее северной части.

Геологией вендско-нижнепалеозойских образований Алтае-Саянской складчатой области в течение длительного времени занималось огромное количество геологов различных научных и производственных учреждений. В результате достигнуты большие успехи в стратиграфии, магматизме и тектонике рассматриваемых образований. Вместе с тем из-за большой сложности и разнообразия геологического строения остается еще много нерешенных вопросов. К их числу относятся в первую очередь

следующие: 1) объем венда и соотношение его с рифеем; 2) роль рифейских отложений в структуре складчатой области; 3) расчленение и датировка мощных доордовикских песчано-сланцевых в различной степени метаморфизованных толщ Западного Саяна и Алтая; 4) масштаб проявления горизонтальных, в том числе и покровных тектонических движений и др. От решения последнего вопроса во многом зависят успехи в выяснении литологической и формационной последовательности толщ, в особенности когда они фаунистически не охарактеризованы или содержат органические остатки (например, водоросли или проблематику), не позволяющие сколько-нибудь точно датировать вмещающие отложения. От этого в итоге зависит выяснение первичной структурно-фациальной и металлогенической зональности.

Строение мегакомплекса на площади существенно меняется. Меняется его объем, состав, внутренняя структура, соотношение с вышележащими и подстилающими отложениями.

На севере Алтае-Саянской области в самом общем виде могут быть намечены две зоны, заметно отличающиеся друг от друга строением вендско-нижнепалеозойских образований: салаирская и каледонская.

Салаирская зона. Во внешней части салаирской зоны, примыкающей к выступам довендских пород южного обрамления Сибирской платформы, каледонский мегакомплекс сохранился в отдельных прогибах, окруженных более древними докембрийскими образованиями. Наиболее полно он развит в Манском прогибе, «зажатом» между Восточно-Саянским антиклиниорием и Канской глыбой. В восточной части прогиба вендские отложения залегают несогласно на рифейских и дорифейских образованиях. На западе прогиба, по мнению В. В. Хоментовского и др. (Геологическое..., 1978), вендские толщи в структурном и формационном плане тесно связаны с верхнерифейскими.

Вендско-нижнепалеозойские образования Манского прогиба представлены двумя комплексами. Нижний из них (до 5—6 тыс.м) с возрастом от венда до низов среднего кембрия включительно образован группой разнообразных карбонатных, реже глинисто-карбонатных формаций. В основании его залегают граувакковая и карбонатно-терригенная флишоидные, а также фалаховая формации, сменяющие друг друга по латерали. Последняя тяготеет к восточному окончанию прогиба. Комплекс смят в крупные, относительно простые, нередко брахиформные складки, осложненные разломами.

Верхний комплекс, развитый главным образом вдоль северо-восточной окраины прогиба и занимающий по отношению к вендско-кембрийским структурным элементам независимое положение, является, по данным В. В. Хоментовского и др. (Геологическое..., 1978), типично молассовым. Он представлен красноцветной песчано-алевролито-глинистой толщей, сменяющейся вверх конгломератовой общей мощностью не менее 2,5—3 тыс. м. Конгломераты содержат гальки с остатками фауны среднего кембия и перекрываются девонскими отложениями Рыбинской впадины. Верхний комплекс, вероятно, соответствует по времени образования верхнекембрийским молассоидным образованиям южной окраины платформы.

Большая часть салаирской зоны, куда входят Кузнецкий Алатау, Горная Шория, Катунский и Кадринско-Баратальский выступы и районы Минусинских впадин, характеризуется в целом терригенно-вулканогенно-карbonатным типом разреза. Вендинские отложения в ее пределах далеко не везде могут быть выделены и обособлены от рифейских толщ. В этой части салаирской зоны, как и на западе Манского прогиба, по-видимому, отсутствует сколько-нибудь резкая структурная перестройка на рубеже позднего рифея — венда. Верхнерифейские, вендинские и кембрийские отложения образуют здесь единый геосинклинальный комплекс. Несогласия и перерывы, отмечаемые на разных стратиграфических уровнях, разделяют нередко литологически однородные толщи и не имеют принципиального значения. Мощность вендинско-кембрийских отложений, как и в пределах Манского прогиба, достигает 5—6 тыс. м., местами, возможно, и более.

Для рассматриваемых районов в целом характерно сочетание обширных изометричных и неправильной формы блоков и сравнительно узких линейных прогибов (Хоментовский, 1960; Моссаковский, 1963). В пределах блоков развиты преимущественно карбонатные, как правило, мелководные формации. Им подчинены кремнистые, глинисто-кремнистые и обломочные породы, а также вулканиты андезито-базальтового, реже кислого состава. Прогибы, расположенные между карбонатными блоками и по их периферии, представляют собой зоны с повышенным содержанием вулканогенных и песчано-сланцевых пород.

Наиболее молодыми геосинклинальными образованиями в рассматриваемой части салаирской зоны являются среднекембрийские. Однако в отличие от Манского пригиба они представлены здесь не только карбонатными, но также терригенными и вулканогенно-терригенными формациями. Последние тяготеют

к «прогибам» и содержат местами грубокластические разности с обломками нижнекембрийских пород. Они являются, по-видимому, предшественниками общего поднятия и орогенических событий. Собственно орогенный комплекс развит здесь крайне ограниченно.

Из интрузивных образований на большей территории салаирской зоны широко распространены гранитоиды пестрого состава, становление которых происходило в среднем – позднем кембрии. Складчатые дислокации распределены неравномерно. Наиболее простые складки, приближающиеся к брахиформным, развиты в пределах карбонатных блоков. По их окраинам и в межблоковых зонах складчатость обычно весьма напряженная.

На границе между салаирской и каледонской зонами протягивается своеобразный вулканический пояс с неровными извилистыми и зигзагообразными очертаниями, испытывающий на своем протяжении резкие раздувы и пережимы, вплоть до полного выклинивания. В современной структуре он занимает местами дискордантное положение по отношению к тектоническим элементам салаирской зоны. Этот пояс прослеживается от западной окраины Кузнецкого Алатау и Салаира через Горный Алтай, по периферии Западного Саяна и далее уходит в Озерную зону Монголии.

Особенностью вулканогенного пояса является то, что в нем на многих участках на поверхность выведены породы офиолитовой ассоциации, залегающие в одних случаях в виде более или менее ненарушенных тектонических пластин, в других – участвующие в сложении меланжа и олистостромовых образований (Добрецов, Пономарева, 1976; Херасков, 1976; Берzin, 1979). Возраст офиолитов в последнее время многие исследователи склонны рассматривать докембрийским. Не исключено, что нижние его члены могут быть датированы поздним рифеем (Гинцингер, 1978). Широко распространенные здесь осадочно-вулканогенные и вулканогенные толщи андезит-базальтового и спилит-кератофирового ряда тяготеют, по-видимому, к интервалу от венда до нижней половины раннего кембрия. Более молодые кембрийские образования слагают сложно построенные осадочные, в меньшей степени вулканогенно-осадочные комплексы, в которых нередко сочетаются тонкообломочные породы с грубообломочными, карбонатными, кремнистыми и вулканогенными. Устанавливается, что, по крайней мере, часть из этих образований является олистостромой, содержащей олистолиты разных по составу, в том числе и нижнекембрийских карбонатных пород (Берzin, 1979).

Если в собственно салаирской зоне нижнекембрийские карбонатные толщи слагают обширные площади, то в рассматриваемом поясе они рассеяны среди обломочных пород в виде зерен, галек, глыб, блоков и других крупных фрагментов, появление которых и захоронение далеко не всегда можно объяснить «рифогенной природой». Поэтому представляется, что карбонатные отложения раннего кембра находятся здесь преимущественно во вторичном залегании в виде тектонических пластин или разной величины обособлений внутри олистострома. Происходят они, видимо, в основном из карбонатных блоков смежной салаирской зоны.

Олистостромы содержащие комплексы формировались после офиолитовой, андезит-базальтовой или спилит-кератофировой ассоциаций позднего докембра — раннего кембра. Во времени, а также, вероятно, и по латерали они сменяются обломочными толщами, имеющими нередко молассовый облик или обладающими флишоидным строением. Для них местами доказывается средне-верхнекембрыйский возраст. Их, вероятно, следует относить уже к орогенному комплексу салаирского геосинклинального цикла (Коробейников и др., 1979). К этому времени приурочено массовое проявление гранитоидного магматизма, локализующегося в основном за пределами описываемого пояса, в собственно салаирской зоне. В самом же поясе известны более древние массивы плагиогранитов.

На отдельных участках пояса на позднедокембрьско-кембрийских геосинклинальных и орогенных комплексах несогласно залегают ордовикские и силурийские, преимущественно песчано-сланцевые толщи мощностью до нескольких тыс. м, которые можно рассматривать как многогеосинклинальные образования нового геосинклинального цикла.

Каледонская зона охватывает значительные площади Алтая, внутренние районы Западного Саяна и северо-западную часть Монголии. Вендско-нижнепалеозойские образования, характерные для этой зоны, на западе скрыты под средне-верхнепалеозойскими толщами герцинид.

В каледонской зоне, в отличие от салаирской, широко распространен комплекс мощных песчано-сланцевых и карбонатно-песчано-сланцевых, как правило, амагматичных ордовикско-силурийских отложений. Он залегает несогласно на подстилающих образованиях и осложнен рядом перерывов и несогласий. От девонских образований этот комплекс отделен структурным несогласием, хотя местами верхнесилурийские и нижнедевонские толщи образуют единый карбонатный разрез.

Ордовикско-силурийский комплекс подстилается многокилометровыми в различной степени метаморфизованными песчано-сланцевыми, реже вулканогенно-сланцевыми толщами, возраст которых в настоящее время является предметом острых дискуссий. Среди них есть, вероятно, возрастные аналоги средне-верхнекембрийских олистостромовых и молассоидных толщ, но представленные песчано-сланцевыми, иногда флишоидными комплексами.

В краевых частях каледонской зоны местами распространены ограниченные разломами поля офиолитовых и меланжево-олистостромовых образований, свойственных ранее описанному вулканогенному поясу. Они, возможно, являются дислоцированными фрагментами аллохтонных пластин, надвинутых в доордовикское время со стороны салаирской зоны. В таком случае не исключена возможность, что вулканогенно-сланцевые толщи типа амыльской будут соответствовать какой-то части вендских и кембрийских отложений востока Алтае-Саянской области.

Характер строения додевонских образований в общих чертах сохраняется, вероятно, до герцинской Обь-Зайсанской геосинклинальной системы, в осевой части которой вскрыты фрагменты офиолитовой ассоциации. В южных районах Монголии, являющихся продолжением Обь-Зайсанской системы, устанавливается относительно молодой возраст этих офиолитов (Зоненшайн, 1974; Тектоника..., 1974). Наиболее древний эвгеосинклинальный комплекс, включающий зеленокаменные спилит-диабазовые и кремнисто-сланцевые толщи, согласно перекрывается здесь граувакково-сланцевыми отложениями с линзами нижнесилурийских известняков. В более южных районах для офиолитов допускается силурийский или даже девонский возраст.

Таким образом, в пределах Алтае-Саянской области в вендско-раннепалеозойское время существовали две зоны, закончившие свое геосинклинальное развитие в разное время. Салаирская зона формировалась, по всей вероятности, на коре континентального или переходного типа. Под вулканогенным поясом и в прилегающих районах каледонской зоны к концу докембрая была сформирована кора океанического типа.

Вендско-нижнепалеозойские образования салаирской зоны принадлежат единому геотектоническому циклу, начавшемуся, вероятно, еще в позднем рифе и закончившемуся к ордовику. В этом она сходна со складчатыми сооружениями Байкало-Витимской области. По их периферии, в пределах Восточного Саяна и Забайкалья развиты изолированные и полуизолированные прогибы типа Манского, Холоднинского и др. В основании их

местами залегают мощные толщи грубообломочных пород, нижние части которых считаются уже верхнерифейскими. Природа прогибов трактуется по-разному. Одни исследователи относят их к типу орогенных (Клитин и др., 1970; Щеглов, 1971), другие — к миогеосинклинальным (Геологическое..., 1978). Некоторые геологи считают, что отложения, распространенные в их пределах, несут признаки как орогенных, так и миогеосинклинальных комплексов.

Характерно, что сторонники миогеосинклинальной природы рассматриваемых комплексов не выделяют в их основании моласс, тогда как последователи другой точки зрения относят грубообломочные толщи к типичным молассам и связывают их с процессами орогенеза, завершающими геосинклинальное развитие определенной территории.

Принято считать, что геосинклинальный цикл охватывает стадии от момента заложения геосинклинали до складчатости. В свете новой теории геосинклиналей, разрабатываемой на основе представлений о крупных горизонтальных перемещениях блоков земной коры (Пейве и др., 1972; Зоненшайн, 1972 и др.), логично представить, что молассовые комплексы могут формироваться не только в завершающие, но и в начальные стадии развития геосинклиналей. В этот момент может существовать резко расчлененный рельеф, который будет поставлять грубообломочный материал. Такие молассовые толщи должны иметь трансгрессивный характер в отличие комплексов собственно орогенного этапа, формирующихся по регressiveвой схеме.

Между нижним и верхним молассовыми комплексами могут в принципе располагаться миогеосинклинальные, либо мио- и эвгеосинклинальные комплексы. Офиолитовая ассоциация, считающаяся продуктом «инициального магматизма», должна занимать в геосинклинальном цикле какое-то промежуточное положение. Но в этом случае в вертикальном формационном ряду она не должна надстраивать комплексы ранних стадий геосинклинального развития, а будет «прислоняться» к ним.

Исходя из сказанного, нижний комплекс периферической части салаирской зоны следует относить не к орогенному, а к миогеосинклинальному. Он носит трансгрессивный характер. Несомненно, что площадь его распространения была значительно большей и достигала своего максимума во второй половине раннего кембрия, когда геосинклинальные бассейны свободно сообщались с платформенными (Семихатов, Серебряков, 1967; Жарков, Чечель, 1973). Против орогенной природы нижнего комплекса говорит еще и то, что формирование грубообломочных

толщ не сопровождалось гранитоидным магматизмом. Последний проявился здесь после накопления вышележащих карбонатных осадков.

Рубеж рифея и венда характеризовался нивелировкой тектонической зональности и расширением площадей осадконакопления. Особенно это заметно в южной половине Сибирской платформы. Этап общего быстрого погружения огромных площадей в пределах Алтай-Саянской области и прилегающих районах платформы может быть связан с растяжением земной коры к югу и западу от салаирской зоны и формированием там коры океанического типа. Аналогичная связь намечается между формированием океанической коры в осевой части герцинской геосинклинали и «выхлестыванием» ордовикских отложений за пределы каледонской зоны. На всей площади каледонской зоны, исключая осевую зону герцинид, ордовикско-силурийский комплекс носит черты миогеосинклинального. Подстилающие его комплексы, вероятно, следует относить к эвгеосинклинальным, сформированным на коре океанического типа. В первую очередь это относится к участкам, прилегающим к офиолитовому поясу. В других районах в основании каледонской зоны не исключены сиалические блоки—отторженцы, сложенные породами довендского или даже допозднерифейского возраста.

Особенности строения пограничных участков между салаирской и каледонской зонами свидетельствуют о тектоническом сближении различных по строению сегментов земной коры. Оно началось в самом конце раннего кембрия и продолжалось в среднем и, возможно, еще позднем кембрии. Этому времени соответствует образование тектонических покровов, олистостром и моласс, а в итоге — складчатость, скучивание и утолщение земной коры в салаирской зоне, следствием чего явилось формирование в ее пределах огромных масс гранитоидов. Поднятие, возникшее первоначально на границе салаирской и каледонской зон, быстро распространилось на всю салаирскую зону и охватило южную часть Сибирской платформы. Во всей этой широкой полосе в среднем—позднем кембрии существовала обстановка сжатия, тогда как на севере платформы и в ее обрамлении сохранялись условия растяжения земной коры.

ЛИТЕРАТУРА

Башарин А. К., Берзин Н. А. Рифейский этаж. — В кн.: Докембрий континентов. Основные черты тектоники. Новосибирск, Наука, 1977, с. 120—145.

Беззубцев В. В., Мальцев Ю. М., Гончаров И. Ю., Коптев И. И., Шипицын В. А. Новые данные по стратиграфии позднего докембрия Таймыра. — В кн.: Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия восточных и северных районов Сибири. Новосибирск, Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1978, с. 70—87.

Берzin Н. А. Меланжево-олистостромовая ассоциация Хемчикско-Систигхемской зоны Тувы. — В кн.: Главные тектонические комплексы Сибири. Новосибирск, Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1979, с. 104—129.

Богданов Н. А. Тектоническое развитие в палеозое Колымского срединного массива и Восточной Арктики. — М.: Изд-во АН СССР, 1963. — 178 с.

Геологическое строение Мансского прогиба и его положение в Саяно-Алтайских «байкалидах»/ Хоментовский В. В., Шенфиль В. Ю., Гибшер А. С. и др. — Новосибирск: Наука, 1978. — 224 с.

Геология СССР. Т. XV, ч. I. — М.: Госнаучтехиздат, 1961. — 815 с.

Гинцингер А. Б., Винкман М. К., Тарновский С. Л., Фефелов А. Ф. К вопросу о возрасте чингинской свиты и гипербазитов Западного Саяна. — Геол. и геофиз., 1978, № 3, с. 160—164.

Гринберг Г. А., Гусев Г. С., Милановский Е. Е., Мокшанцев К. Б., Славин В. И., Хайн В. Е. Строение и развитие Колымского массива в свете новых данных. — Геотектоника, 1977, № 4, с. 32—45.

Гусев Г. С. Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозоид. — М.: Наука, 1979. — 207 с.

Добрецов Н. Л., Пономарева Л. Г. Офиолиты и ассоциирующие глаукофановые сланцы Курутшибинского хребта (Западный Саян). — Геол. и геофиз., 1976, № 2, с. 40—53.

Жарков М. А., Чечель Э. И. Осадочные формации кембрия Ангаро-Ленского прогиба. — Новосибирск: Наука, 1973. — 248 с.

Забияка А. И. Стратиграфия и осадочные формации докембрия северо-западного Таймыра. — Красноярск: 1974. — 126 с. (Тр. СНИИГГиМС, Красноярское отд-ние, вып. 43).

Зоненшайн Л. П. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому поясу. — М.: Недра, 1972. — 240 с.

Зоненшайн Л. П. Модель развития геосинклинального процесса (на примере Центрально-Азиатского складчатого пояса). — В кн.: Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М.: Наука, 1974 с. II 35.

Кабаньков В. Я. Стратиграфия протерозойских и кембрийских отложений Северо-Востока СССР. — В кн.: Докембрый и палеозой Северо-Востока СССР. Магадан, 1974, с. 19—21.

Кембрый Сибирской платформы/ Савицкий В. Е., Евтушенко В. М., Егорова Л. И., Конторович А. Э., Шабанов Ю. Я. — М.: Недра, 1972. — 198 с.

Клитин К. А., Павлова Т. Г., Постельников Е. С. Байкалиды юго-востока Сибири. — М.: Наука, 1970. — 144 с.

Константиновский А. А. Нижнелененский погребенный массив и некоторые вопросы размещения кимберлитов на северо-востоке Сибирской платформы. — Геотектоника, 1979, № 1, с. 48—57.

Коробейников В. П., Сурков В. С., Щеглов А. П. Тектонические комплексы Алтая-Саянской области. — В кн.: Главные тектонические комплексы Сибири. Новосибирск, Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1979, с. 81—103.

Косыгин Ю. А., Башарин А. К., Берzin Н. А., Боровиков А. М., Борукевич Ч. Б., Вотах О. А., Парfenov Л. М. Структуры ограничений докембрийских платформ. — В кн.: Геология докембрия. Л.: Наука, 1968, с. 29—35.

Лазаренко Н. П., Михайлов М. В. Кембрийские отложения Хараулахского поднятия (хр. Туора-Сис.). — В кн.: Докембрый и палеозой Северо-Востока СССР. Магадан, 1974, с. 33—35.

- Малич Н. С.** Тектоническое развитие чехла Сибирской платформы. — М.: Недра, 1975. — 215 с.
- Мерзляков В. М.** Стратиграфия и тектоника Омулевского поднятия. — М.: Наука, 1971. — 152 с.
- Мерзляков В. М., Лычагин П. П.** Об ордовикских вулканитах в связи с проблемой Колымского массива. — Геотектоника, 1979, № 1, с. 58—63.
- Мокшанцев К. Б., Замараев С. М., Микуленко К. И., Старосельцев В. С., Фрадкин Г. С.** Тектонические комплексы и структура чехла Сибирской платформы. — В кн.: Главные тектонические комплексы Сибири. Новосибирск, Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1979, с. 32—51.
- Моссаковский А. А.** Тектоническое развитие Минусинских впадин и их горного обрамления в докембрии и палеозое. — М.: Госгеолтехиздат, 1963. — 216 с.
- Натапов Л. М., Зоненшайн Л. П., Шульгина В. С., Сурмилова Е. П., Дегтярев В. С., Савосина А. К., Артемов А. В., Кац А. Г., Ставский А. П.** Геологическое развитие Колымо-Индигирского региона и проблема Колымского массива. — Геотектоника, 1977, № 4, с. 18—31.
- Опорные разрезы отложений верхнего докембра и нижнего кембра Сибирской платформы/ Хоментовский В. В., Шенфиль В. Ю., Якшин М. С., Бутаков Е. П.** — М.: Наука, 1972. — 356 с.
- Орадовская М. М.** Схема стратиграфии ордовикских отложений Северо-Востока СССР. — В кн.: Основные проблемы биостратиграфии и палеогеографии Северо-Востока СССР. Магадан, 1974, с. 80—87.
- Пейве А. В., Штрейс Н. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Руженцев С. В., Богданов Н. А., Буртман В. С., Книппер А. А., Макарычев Г. И., Марков М. С., Суворов А. И.** Палеозоиды Евразии и некоторые проблемы эволюции геосинклинального процесса. — Сов. геол., 1972, № 12, с. 7—25.
- Писарчик Я. К., Минаев М. А., Русецкая Г. А.** Палеогеография Сибирской платформы в кембре. — Л.: Недра, 1975. — 195 с.
- Семихатов М. А., Серебряков С. Н.** Венд и нижний кембр юго-восточной части Восточного Саяна. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 4, с. 87—102.
- Соболевская Р. Ф., Кабаньков В. Я., Красиков Э. М.** Новые данные по рифейско-нижнепалеозойскому терригенно-сланцевому комплексу Западного Таймыра. — В кн.: Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембра восточных и северных районов Сибири. Новосибирск, Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1978, с. 63—70.
- Тектоника Монгольской Народной Республики.** — М.: Наука, 1974. — 284 с.
- Тектоника Якутии/ Мокшанцев К. Б., Горнштейн Д. К., Гусев Г. С. и др.** — Новосибирск: Наука, 1975. — 198 с.
- Херасков Н. Н.** Шарьижи Курутшибинской зоны Западного Саяна. — Докл. АН СССР, 1976, т. 227, № 1, с. 180—183.
- Хоментовский В. В.** Формации структурно-фаунистических 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.** Венд. — Новосибирск: Наука, 1976. — 272 с.
- Шило Н. А., Мерзляков В. М., Терехов М. И., Тильман С. М.** Алазейско-Олойская эвгеосинклинальная система — новый элемент мезозоид Северо-Востока СССР. — Докл. АН СССР, 1973, т. 210, № 5, с. 1174—1176.
- Щеглов А. П.** Общая характеристика отложений амгинского века и условий их формирования в Алтае-Саянской области. — В кн.: Амгинский ярус Алтае-Саянской области. Новосибирск, Зап.-Сиб. кн. изд-во, 1971, с. 11—20.

А. Л. Матвеевская, Б. М. Чиков,
М. К. Косько, Г. С. Фрадкин

ОСНОВНЫЕ РЯДЫ ФОРМАЦИЙ И ОБЩИЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ НИЖНЕГЕРЦИНСКОГО МЕГАКОМПЛЕКСА СИБИРИ

Нижнегерцинский мегакомплекс Сибири объединяет* осадочные и магматические образования, сформировавшиеся в среднем палеозое, начиная с раннего девона по ранний карбон включительно. Они широко распространены в Центральном и Восточном Казахстане, Зауралье, Алтае-Саянской области, на западе Сибирской платформы, островах Арктического шельфа. Их широкое развитие предполагается в основании осадочного чехла и фундаменте Западно-Сибирской плиты, а также в основании мезозойд Верхоянья. На обширных площадях Забайкалья и южного горного пояса Сибири формации этого мегакомплекса отсутствуют или встречаются спорадически (рис.).

Характерные наборы формаций, свойственные отдельным регионам Сибири (табл.), их вертикальные и латеральные ряды позволяют расчленить мегакомплекс на тектонические комплексы геосинклинального, орогенного и платформенного (плитного) типов, наметить общие тенденции изменения вещественного состава мегакомплекса по площади и в разрезах. С учетом этих тенденций, анализируя форму обособления тектонических комплексов, характер складчатости и другие структурные характеристики, авторы ставят своей целью выяснить самые общие черты строения мегакомплекса в целом.

Обь-Зайсанская область

Тектонические комплексы геосинклинального ряда в Сибири наиболее полно представлены и лучше изучены в Обь-Зайсанской складчатой системе, разделяющей тектонические зоны Центрального Казахстана и Алтае-Саянской складчатой области. Они детально охарактеризованы в трудах В. П. Нехорошева (1966), А. Л. Матвеевской (1960, 1969, Matveevskaja, 1973), (Геологические..., 1972), Г. Н. Щербы и др. (1976), дискуссионные вопросы неоднократно обсуждались на совещаниях (Ре-

* См. Решение редколлегии «Атласа тектонических карт и опорных профилей Сибири» от 10—12 мая 1978 г.

шения..., 1976; Корреляционные..., 1977). Эти данные являются основой наших представлений о формационных рядах и структуре региона.

В геосинклинальном комплексе Обь-Зайсанской складчатой системы намечаются три наиболее характерные ассоциации геологических формаций, образовавшихся: 1) в крупных внутренних прогибах большой протяженности, 2) в окраинных прогибах меньшего размера и 3) в условиях геоантеклинальных поднятий (Матвеевская, 1969).

Первой, наиболее распространенной и весьма характерной ассоциацией формаций геосинклинального ряда является комплекс сероцветных терригенных пород девона и нижнего карбона, которые накапливались в крупных (до 1000 км × 50—120 км) прогибах, занимавших центральную зону геосинклинальной системы (Калбинский и Новосибирский), а также в более мелких (Южно-Алтайский), тяготеющих к бортовым частям системы.

В состав рассматриваемой терригенной ассоциации входят морские аспидная и различные по крупности зерна песчано-алевролито-сланцевые флишоидные формации. Они незакономерно чередуются по разрезу и иногда сменяют друг друга в направлении простирания палеопрогибов. Тем не менее общий однообразный характер разреза терригенных сероцветных аспидных и флишоидных отложений сохраняется (см. табл.). Суммарная мощность терригенной ассоциации достигает 8000—12 000 м. Имеющиеся данные о ее вертикальной мощности в 8—15 км (Жеро и др., 1979), вызывают сомнения, так как ее суммарная стратиграфическая мощность, видимо, ошибочно показана этими авторами равной 6 км (см. Решения..., 1976). Глубины до поверхности «базальтового» слоя равны здесь 18—21 км (Тектоника..., 1973; Жеро и др., 1979). В краевых частях более мелких палеопрогибов терригенные формации содержат карбонатные (известняковые) и вулканогенные (существенно туфогенные) отложения. Мощность отложений, относящихся примерно к тому же стратиграфическому интервалу, достигает здесь 12—19 км (Решения..., 1976), что больше, чем в Новосибирском и Калбинском прогибах.

Формации терригенной ассоциации слагают крупные резко асимметричные синклиниории со слабо ундулирующей в вертикальной плоскости осью. Их западные, крутые крылья частично подвернуты или срезаны нарушениями и, возможно, перекрыты надвиговыми пластинами, восточные — более пологие. Эти крупные структуры осложнены продольными линейными складками нескольких порядков, также асимметричными, иногда

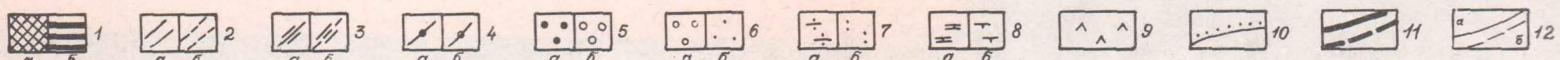
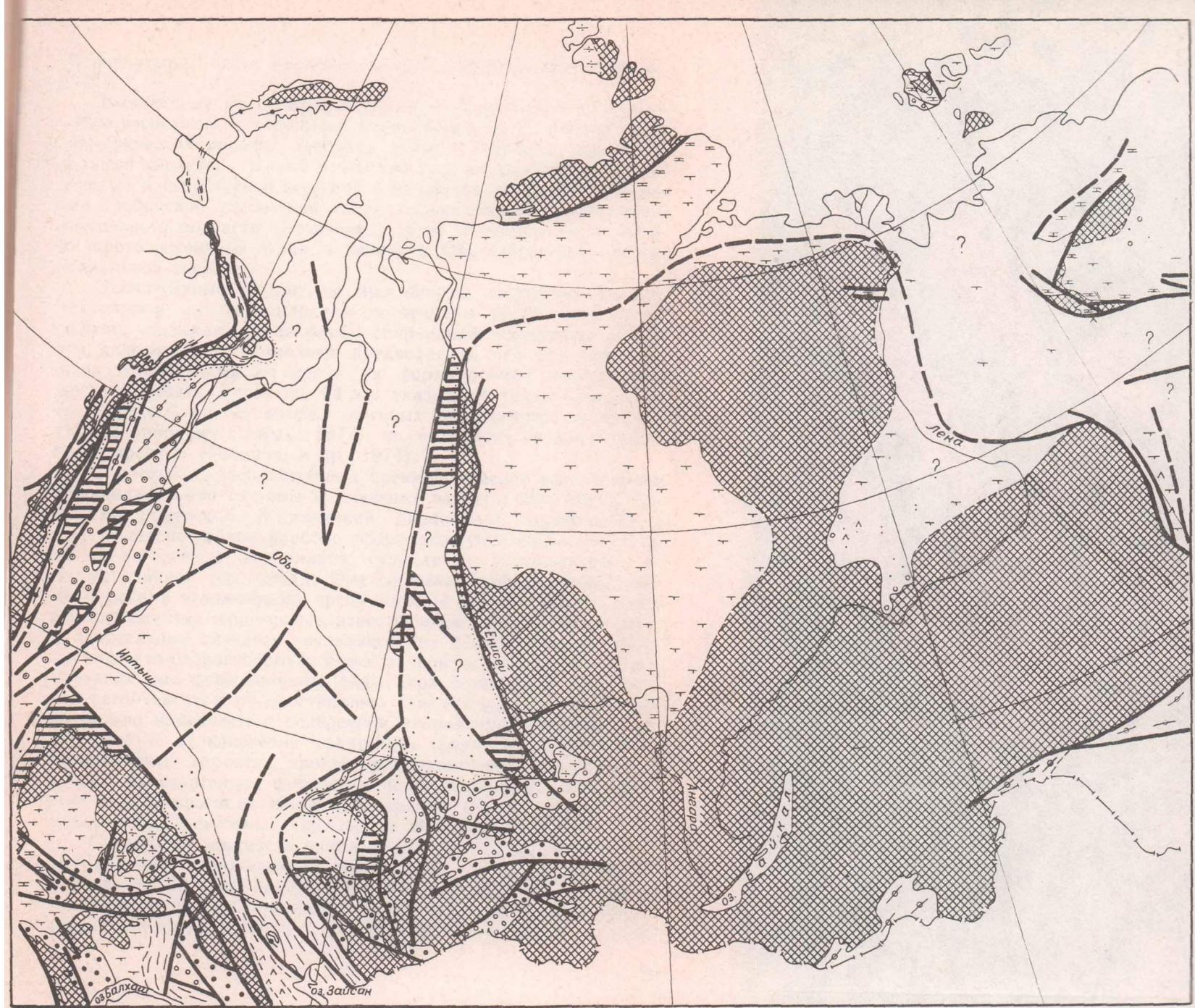


Схема распространения формационных наборов нижнегерцинского мегакомплекса Сибири

1 — додгерцинские комплексы основания и разновозрастные интрузии на поверхности (а) и в погруженном состоянии (б); 2—4 — формационные наборы геосинклинального типа: 2 — ряд терригенных формаций на поверхности (а) и в погруженном состоянии (б), 3 — ряд карбонатных и терригенно-карбонатных формаций на поверхности (а) и в погруженном состоянии (б), 4 — ряд вулканогенных и осадочно-вулканогенных формаций на поверхности (а) и в погруженном состоянии (б); 5—6 — формационные наборы орогенного типа: 5 — вулканогенная моласса на поверхности (а) и в погруженном состоянии (б), 6 — молассоидные осадочные формации на поверхности (а) и в погруженном состоянии (б); 7—8 — формационные наборы платформенного типа: 7 — ряд существенно терригенных и карбонатно-терригенных формаций на поверхности (а) и в погруженном состоянии (б), 8 — ряд существенно карбонатных и терригенно-карбонатных формаций на поверхности (а) и в погруженном состоянии (б); 9—12 — прочие обозначения: 9 — ограниченные проявления эффузивов в разрезе, 10 — послегерцинский чехол Западно-Сибирской плиты и граница его распространения, 11 — крупные разломы (а), в т.ч. под чехлом, 12 — геологические границы на поверхности (а) и в погруженном состоянии (б)

опрокинутыми, часто изоклинальными (Матвеевская, Иванова, 1960).

Выявленные на отдельных участках терригенных палеопротягивов несогласия и перерывы, проявляющиеся на разных структурно-тектонических уровнях девона и нижнего карбона, имеют локальный характер. Первый отчетливо выраженный региональный перерыв и структурное несогласие наблюдается лишь в основании таубинской угленосной свиты ранненамюрско-среднекаменноугольного возраста (Решения..., 1976) и соответствуют началуprotoорогенного этапа в развитии Обь-Зайсанской геосинклинальной системы.

Значительные амплитуды прогибаний, отсутствие кислого магматизма на геосинклинальном этапе и развитие структур сжатия, указывающих на резкое сокращение поперечных размеров палеопротягива, позволяют предполагать, что под терригенными отложениями во время их формирования отсутствовал жесткий цоколь. Вероятно, на это указывают также гипербазиты Чарского пояса, возраст которых определяется визейским (Корреляционные схемы..., 1977), но, возможно, он значительно более древний (Ротараши и др., 1974).

В прогибах, расположенных преимущественно вдоль окраин геосинклинальной системы и имеющих размеры $200-600 \times 15-100$ км (Саурский, Жарминский, Горловский, Зарубинский и др.), в девоне-раннем карбоне сформировалась вулканогенно-осадочная ассоциация, существенно отличающаяся от вышеописанной (см. табл.). Она сложена более разнообразными морскими отложениями, среди которых широко развиты серо- и пестроцветные терригенные, известняковые, иногда кремнистые, а в отдельных случаях — вулканогенные формации андезитового, андезито-базальтового и, реже, липарито-дакитового состава. Вертикальные формационные ряды характеризуются значительной устойчивостью по простирации длинной оси палеопротягивов, но весьма изменчивы в поперечном направлении. Местами терригенные и вулканогенно-терригенные формации приобретают молассоидный характер, иногда преимущественное развитие получают вулканогенные формации, почти полностью отсутствующие в палеопротягивах восточной окраины Обь-Зайсанской геосинклинальной системы (Горловском, Зарубинском и др.).

Суммарная мощность наиболее крупных линз, представленных вулканогенно-осадочной ассоциацией, достигает 8—10 км. В Жарминской зоне, находящейся на западной окраине геосинклинальной системы, довольно широко развиты интрузии гранодиорит-плагиогранитового и габбро-диорит-тоналитового комп-

Таблица I

Основные наборы (вертикальные ряды) геологических формаций
нижнегерцинского метакомплекса Сибири

I	Район	I. Бассейн р. Кан	2. Минусинский район	3. Кузнецкий бассейн (юго-восток)	4. Кузнецкий бассейн (запад)	5. Горный Алтай (рр. Урсул, Курага)
II	Тип перекрывающего комплекса; возраст (низы)	?	Op; C ₁ ²⁻³	Op; C ₁ ³	Op; C ₁ -P ₁	Op; C ₁ ³ -P ₁ (?)
III	Формации (мощность, м) и формационные ряды	C ₁ -карбонатная (1300); Пл D ₂₋₃ -терригенная молассоидная (1500-1800); Op	D ₂ -C ₁ ² -терригена-я моласса (2000-4400); Op D ₁₋₃ -терригенная моласса (1400-2500); Op	C ₁ ¹⁻² -терригенно-кремнисто-известняковая (500-900); Пл D ₁₋₃ -кора выветри-вания (до 95); Пл	C ₁ ¹⁻² -терригено-кремнисто-извест-няковая (500-900); Пл D ₃ -кора выветри-вания (до 95); Пл	D ₃ -вулканоген-но-терригенная более 3000); Op D ₁ -D ₂ ² -терригено-карбонатная (3600-4500); Пл S ₂ -D ₁ -терригенная моласса (100-400); Op
IV	Общая мощность: стратиграфическая/вертикальная	1800-3000/до 3000	2000-8000/до 8000	1000-3000/до 3000	3500-5800/до 5800	до 8000/?
V	Тип подстилающего комплекса; возраст (верхи)	?	Gc; P ₆ -C	Gc; C-0	Gc; S ₂	Gc; C ₃ -O ₁

I	6. Рудный Алтай (Алейская зона)	7. Горловско-Листвянский р-н	8. Колывань-Томский район	9. Калбинский хр. (восток)	10. Вост. Казахстан (бассейн р. Чар)	II. Вост. Казахстан (Карма)
II	Op; C ₁ ²	Op; C ₁ ³ -C ₂ ?	Op; C ₂ (?)	Op; C ₂	Op; C ₂	Op; C ₂ -P ₁
III	D ₃ ² -вулканогенная андезито-дацитовая (I500-I750); Гс D ₂ ¹ -D ₃ ¹ -терригенная сланцево-песчаниковая и кварц-кератофировая (4000-5500)	C ₁ ¹⁻² -терригено-кремнисто-карбонатная (800-900); Пл D ₃ ² -терригенная моласса (до 300); Op D ₂ ² -D ₃ ¹ -вулканогенно-осадочная (1500-2000); Гс D ₂ ¹ -Флишоидная терригенная с известняками и порфиритами (800-1200); Гс	C ₂ ³ -аспидная (470); Гс D ₃ ² -Флишоидная терригенная (1500) Гс C ₁ ¹ -аспидная (1000-1500); Гс D ₃ ² -Флишоидная терригенная (более 1500); Гс D ₂ ² -D ₃ ¹ -аспидная (3000-3500); Гс D ₂ ¹ -D ₂ ² -Флишоидная карбонатно-терригенная (?); Гс	C ₁ -Флишоидная терригенная (до 3000); Гс D ₃ ² -C ₁ -аспидная (более 2500); Гс D ₁ -D ₂ -Флишоидная карбонатно-терригенная (4500-6500); Гс	D ₁ ²⁻³ -кремнисто-известняковая с базальтами (1000-1500); - Гс. D ₁ -D ₃ -кремнисто-терригенно-известняковая с диабазом (4000-4500); Гс	C ₁ -вулканогенно-кремнисто-терригенная, частично молассоидная (4500-5600); Гс
IV	5500-7000/до 4000	3000-4000/?	до 10 000/?	8000-12 000/?	5000-6000/?	6000-9000/?
V	Гс; 0	Гс; C ₁₋₂	?	?	?	Гс; Pz ₁

I	I2. Восточное Прибальхашье	I3. Р-н оз. Тенгиз	I4. Карагандинский р-н	I5. Южное Зауралье	I6. Полярный Урал	I7. Новая Земля (о. Северный)
II	Op; C ₁ ² -C ₂	Op; C ₂₋₃	Op; Pz ₃	Op; T ₁₋₂	Pл; C ₂₋₃ ; T ₁	Op(?); Р
III	D ₂ ² -C ₁ ² -вулканогенная моласса (2000-2500); Op	C ₁ ²⁻³ -карбонатно-терригенная (2000); Пл	C ₁ ²⁻³ -карбонатно-терригенная угленосная (2500-3600); Пл	C ₁ -C ₂ ¹ карбонатно-терригенная (до 2000); Пл	C ₁ -C ₂ -известняково-песчаниково-сланцевая (1500-2000); Пл	C ₁₋₂ -терригенно-карбонатная (1200); Пл
	D ₂ ² -D ₃ ¹ -карбонатно-терригенная с эфузивами (до I200); Op S ₂ -D ₂ ¹ -флишоидная алевролито-песчаниковая (4000-5000); Гс	C ₁ ¹⁻² -кремнисто-карбонатная (до 450); Пл D ₃ ² -C ₁ ¹ -известняково-доломитовая (500); Пл D ₁₋₂ ¹ -терригенная моласса (300-I200); Op	D ₃ ² -C ₁ ¹ -карбонатно-терригенная (360-470); Пл D ₃ ¹ -терригенно-вулканогенная моласса (до 5000); Op D ₁₋₂ ¹ -порфировая (2000-3400); Op	D ₃ ² -C ₁ ¹ -осадочно-вулканогенная моласса (до I000); Op D ₁ -D ₃ ¹ -вулканогенно-осадочная (4500-6000); Гс	D ₂ ² -C ₁ ² -терригенная моласса с вулканитами (до 2000); Op D ₁ -D ₂ ¹ -карбонатно-терригенная с вулканитами (3000-4000); Гс	D ₃ -C ₁ -карбонатная (3000); Пл D ₂₋₃ -эфузивно-кремнисто-терригенная (I600); Гс D ₄ -карбонатная (750); Пл
IV	6000-9000/?	2000-4000/?	8000-I2 000/?	4000-I000/?	5000-7000/?	7400/?
V	Tc; s	Tc; o	Tc; C ₂ -o	Tc; s	Tc; s	Pл; Pz ₁₋₂

I	18. Таймир	19. Северная Земля	20. Восточно-Сибирское море	21. Плато Пutoran	22. Среднее течение р. Вильой	23. Хараулах
II	Op; Pz ₃	?	Pл и Gc; Pz ₃	Pл; Pz ₃	Pл; Pz ₃	Gc; C ₁ -C ₃
III	C ₁ -терригенная (200); Пл -карбонатная (500); Пл	D ₂₋₃ -терригенная моласса (1500); Op	C ₁₋₂ -терригенно-карбонатная (800); Пл	C ₁ -терригенно-карбонатная (200); Пл	C ₁ -эфузивно-осадочная (500); Пл	
	D _{1-D₃} -терригенно-карбонатная (400); Пл -карбонатная (1500); Пл	D ₂ -карбонатная (сульфатная) (300); Пл	D _{1-D₂} -терригенная (400); Пл	D ₂₋₃ -терригенно-карбонатная (300-1000); Пл	D ₃ -карбонатно-терригенная (300-1500); Пл+Op	D ₂₋₃ -базальтовая (0-400); Пл+Op
IV	2000-2200/?	2000-2800/?	3000-3400/ /3000-3400	300-I500/ до I500	I500-5000/I000-5000	2000/?
V	Pл; Pz ₁₋₂	Pл; Pz ₁₋₂	Pл; ?	Pл; S ₂	Pл; S ₂	Pл; Pz ₁₋₂

I	24. Момский хр.	25. Сеттэ-Дабан	26. Северное Забайкалье и Прибайкалье	27. Юго-Восточное Забайкалье	28. Хр. Джагды
II	Гс; $C_1^2-C_3$	Гс; Рз ₃	Ор; Рз ₃ (Р)	Ор; C_2	Гс; C_3
III	D_2-C_1 -терригенно-карбонатная со щелочными базальтами (3600); Пл+ОР	C_1 -карбонатная (до 200); Пл	C_1 -вулканогенная моласса; Ор	C_1 -вулканогенно-кремнисто-сланцевая; Гс	D_2-3 -терригенная песчаниково-сланцевая (до 1500-1700); Гс D_{1-2} -кремнисто-сланцево-диабазовая (до 1700); Гс
	D_{2-3} -терригенно-карбонатная со щелочными базальтами (1500); Пл+Ор			D_{1-3} -аспидная и сланцево-карбонатная; Гс	
	D_1 -карбонатная (1000); Пл	D_1 -карбонатная (1000); Пл	D_1 -вулканогенная моласса; Ор		D_1 -терригенная песчаниково-сланцевая (1000-1300); Гс
IV	4600/?	2500-2700/?	?	?	5000-6300/?
V	Пл; S_2	Пл; S_2	Ор; Рз ₁	Гс; Рз ₁	Гс; Рз ₁

Типы комплексов (сокращения): Гс - геосинклинальный, Пл - платформенный, Ор - орогенный

лексов, внедрившиеся в позднем девоне и намюре-среднем карбоне (Корреляционные схемы..., 1977).

Ассоциация вулканогенно-осадочных формаций также образует сложно построенные, иногда асимметричные синклиниории (Жарминский). При этом более пологими являются крылья, падающие по направлению к центру Обь-Зайсанской системы. Складчатость сжатия отсутствует. Тип структур блоково-складчатый; складки удлинены (соотношение осей 1:2—3) параллельно простиранию синклиниория и обладают подобной ему асимметрией. Крупные продольные разломы обычно являются крутыми надвигами.

По данным гравиметрии, в наиболее приподнятой Аркалыкской зоне Жарминского прогиба «фундамент» герцинского этажа находится на глубине 7 км, в наиболее же прогнутых участках он погружен на 10—14 км. Таким образом, можно предполагать, что стратиграфическая и вертикальные мощности отложений в данном районе имеют близкие величины, а формирование второй ассоциации происходило на жестком основании.

Перед отложениями живетского и фаменского ярусов, а также нижнего карбона наблюдаются отчетливые перерывы в осадконакоплении, но перестройка структур и появление мощных угленосной и вулканогенной молассовых формаций относится к началу намюра, по подошве которого и проводится здесь верхняя граница нижнегерцинского этажа.

В ассоциацию преимущественно вулканогенных формаций геантклинальных поднятий входят отложения девона и нижнего карбона, сформировавшиеся на неодинаково приподнятых (по отношению к соседним прогибам и друг другу) блоках, разделяющих центральный и окраинные прогибы Обь-Зайсанской геосинклинальной системы. Все геантклинальные палеоподнятия обладают различной формой, характеризуются разным формационным составом отложений, мощностями, тектоникой, метаморфизмом, плутонизмом, продолжительностью развития и другими признаками (Матвеевская, 1969). Сформировавшиеся в их пределах ряды формаций, особенно в краевых зонах, сложены преимущественно эффузивными, эффузивно-известняково-кремнистыми, терригенно-известняковыми, реже сероцветными и пестроцветными терригенными (песчаными и песчано-сланцевыми) формациями (см. табл.). Существенно морские отложения среднего палеозоя краевых зон палеоподнятий сменяются по направлению к их центральным частям и вверх по разрезу лагунными, а иногда и континентальными образованиями. В разрезах на различных стратиграфических уровнях установ-

лены перерывы осадконакопления. Самым отчетливым и регионально выдержаным из них является послеэйфельский.

Наибольшие мощности различных тел, представленных геоантиклинальной ассоциацией, изменяются от 1000—2000 (Бугоракское, Митрофановское) до 10 000—12 000 м (Алейское поднятие). Особенно характерно для отложений резкое изменение градиентов мощностей в поперечном направлении — от сотен метров в наиболее приподнятых центральных частях палеоподнятий до десяти и более тысяч метров в бортовых разломных зонах. Нередко максимальные мощности отдельных стратиграфических подразделений приурочены к участкам наиболее активного проявления вулканизма. Вертикальная мощность отложений Алейской зоны определяется равной 0—4 км (Жеро и др., 1979) *.

Формации геоантиклинальных поднятий, как правило, слагающих антиклиниории, смяты в удлиненные брахиформные, реже в сжатые линейные складки. В их пределах наблюдаются также сочетания мелко- и крупноблоковых форм с сундучными, коробчатыми и брахиформными складками, напряженность которых уменьшается вверх по разрезу.

Объем герцинского этажа в пределах палеоподнятий неодинаков. Нижняя его граница в разных поднятиях находится в основании лудловского или зигенского яруса (Чарское), чаще же проводится в основании эйфеля (Курчумское, Алейское и др.). На мелких поднятиях Колывань-Томской зоны более молодые отложения, чем нижнефаменские, неизвестны. На крупных поднятиях (Алейское) самой ранней является верхневизейская пестроцветная моласса, в других случаях наступлениеprotoорогенного этапа относится либо к началу, либо к середине намюра (Монракское поднятие).

Интрузивный гранитоидный магматизм — девонский и раннекарбоновый проявился довольно слабо и лишь в пределах крупных палеоподнятий (Монракском, Алейском и др.) Основная же масса известных здесь многочисленных интрузий гранитоидов относится к позднему палеозою.

В Курчумском и особенно Иртышском поднятиях широко распространены интрузии габбро-диабазового «офиолитоподобного» пояса (турне).

Ассоциации геоантиклинальных терригенно-вулканогенных формаций весьма изменчивы по мощности, стратиграфическому положению и количеству вулканогенных пород и формаций в

* По-видимому прибортовые участки не включены.

разрезе и по латерали. Но на фоне этого в отдельных поднятиях в течение длительного времени формируются однотипные вулканогенные образования. Так, в Чарской зоне андезито-базальты (диабазы) формировались на протяжении всего девона, начиная с зигенского яруса (см. табл.); они принимают участие в составе отложений нижнего карбона, а затем, приобретая повышенную щелочность, появляются вprotoорогенных отложениях нижней перми (даубайская свита). Одновременно в Алейском палеоподнятии на протяжении девона образуется кварц-кератофировая формация мощностью до 6000 м, содержащая до 50% вулканогенных пород. Это указывает на различие тектонических условий и их устойчивость на отдельных поднятиях на протяжении всего периода накопления геосинклинального комплекса.

Из приведенных материалов видно, что геосинклинальный комплекс, слагающий Обь-Зайсанскую складчатую систему, содержит три резко различные ассоциации формаций: внутренних и окраинных прогибов и геоантиклинальных поднятий. Эти ассоциации обычно разграничены глубинными разломами большой протяженности. Лишь в единичных случаях между ними установлены постепенные переходы. Так, например, в районе южного погружения Буготакского поднятия можно видеть обогащение верхнедевонских терригенных флишиоидных образований несвойственным им известковистым материалом, поступавшим из Горловского прогиба.

В составе всех трех ассоциаций встречаются молассовые и молассоидные формации. В геоантиклинальных зонах они появляются прежде, чем в соседних прогибах, причем на разных стратиграфических уровнях (относятся к фаменскому, турнейскому и визейскому ярусам). Более поздними, в основном визе-намюрскими, являются молассы окраинных палеопрогибов. Позднее на их месте накапливались мощные толщи кёнтинентальных угленосных отложений. Верхняя часть флишевых отложений терригенной ассоциации местами также приобретает грубобломочный молассоидный характер.

Алтае-Саянская область

Нижнегерцинский мегакомплекс Алтае-Саянской области выполняет многочисленные впадины и прогибы на каледонидах. В их число входят наложенные Кузнецкий, Минусинский, Тувинский прогибы, Рыбинская впадина, а также Ануйско-Чуйский, Уймено-Лебедской, Алтае-Салаирский прогибы, относительно

тектонической природы которых высказываются различные точки зрения. Вместе с тем наблюдающиеся от прогиба к прогибу или внутри крупных прогибов постепенные изменения состава отложений связывают их в единый латеральный ряд.

Разрез нижнегерцинских отложений во всех прогибах начинается нижнедевонскими, преимущественно красноцветными, иногда сероцветными образованиями молассового типа, залегающими на фундаменте почти всегда с резким несогласием. В состав комплекса входят мощные (суммарные стратиграфические мощности достигают 6000—8000 м) преимущественно морские пестро- и сероцветные терригенные, часто молассоидные отложения, которые во многих впадинах перекрываются мощными (иногда более 10 000 м) угленосными породами верхнего палеозоя и нижнего мезозоя. В большинстве случаев в средней и верхней частях разреза (начиная с эйфельского яруса и кончая визейским) широко развиты известняковые, а также различные вулканогенные и вулканогенно-осадочные формации (см. табл.). Вулканогенные породы распространены не только в прибрежных зонах, но и во внутренних частях прогибов.

Большинство формаций наложенных прогибов относится к орогенному типу, но иногда встречаются формации, которые более характерны для геосинклинального (сероцветные терригенные, частично флишоидные толщи верхнего девона в Куратинской и Чуйской впадинах Ануйско-Чуйского прогиба, среднегореверхнего девона и нижнего карбона Алтае-Салаирской впадины) или плитного (кремнисто-известняковые или отдаленно-кремнистые отложения нижнего карбона Кузнецкой, Минусинских и других впадин) комплексов.

Однако замещение описанных образований в составе комплексов того же стратиграфического диапазона в соседних впадинах отложениями другого состава (например, в юго-восточном борту Горловского прогиба Алтае-Салаирской зоны, в Колывань-Томской зоне к северо-западу от Кузбасса — Матвеевская, 1969) показывает, что области их распространения мало отличались от современных.

Одним из самых характерных свойств ассоциаций формаций орогенных впадин является изменчивость их состава и мощностей как в продольном, так и в поперечном направлениях. В результате суммарные стратиграфические мощности ассоциаций значительно превышают их вертикальные мощности.

По набору формаций в Алтае-Саянской области может быть выделено три основных типа разрезов орогенного тектонического комплекса, которые характеризуются разными сочетаниями

и составом формаций (см. табл., колонки 1—5). Переходы от одного типа к другому постепенные. Их смена происходит через промежуточные разрезы между прогибами или внутри прогибов (Кузнецкий, Ануиско-Чуйский). В противовес латеральной неустойчивости формаций вертикальная их последовательность (особенно, если учитывать формационный состав всей линзы отложений прогиба) весьма устойчива, за исключением положения в разрезах вулканогенных формаций. В разрезах разобщенных структур наблюдаются многочисленные незакономерно расположенные локальные и частично региональные (перед живетским ярусом и верхним девоном) перерывы.

Отложения орогенных прогибов собраны в брахиформные, гребневидные, коробчатые складки нескольких порядков. Складки часто обнаруживают конседиментационный характер, ориентировка их неупорядоченная.

Наиболее характерными интрузиями в орогенных прогибах, расположенных на каледонском фундаменте, являются девонские и верхнепалеозойские гранитоидные батолиты и дайки диабазов (прогибы Горного Алтая, Алтае-Салаирская впадина и др.). На востоке Алтае-Саянской области в узких приразломных зонах обособляются комплексы расслоенных тел габбро-пироксенит-дуниевой и габбро-сиенитовой формации (ранний—средний девон). Более широко развиты среднепалеозойские гранитоиды, а также субвулканические интрузии, комагматические вулканиты базальт-липаритовой и трахибазальт-трахиалипаритовой формаций нижнего—среднего девона.

Из сказаного видно, что нижний герцинский мегакомплекс Алтае-Саянской области заложился и развивался синхронно с геосинклинальным комплексом соседней Обь-Зайсанской системы, но в целом относится к орогенному классу.

Центральный Казахстан

Девонско-раннекаменноугольный мегакомплекс Центрально-го Казахстана залегает на глубоко эродированной поверхности каледонид в виде прерывистого покрова, сложенного ниже-среднедевонскими осадочно-вулканогенными и фамен-намюрскими терригенно-карбонатными формациями (см. табл.). В современной структуре этот покров дислоцирован крайне неравномерно — от слабо нарушенного в обширных блоковых мульдах через зоны разломно-блочных дислокаций до отдельных зон линейной складчатости.

На значительной части Центрального Казахстана разрезы

мегакомплекса или «герцинского чехла» (по Ю. А. Зайцеву, 1972) начинаются вулканогенной молассой ранне-среднедевонского возраста. В низах ее обособляются порфировая формация, включающая дацит-липаритовую, грубообломочную молассовую, а также андезит-дацитовую и андезит-базальтовую субформации. Выше залегают красноцветная вулканогенно-молассовая (с андезит-базальтовой и липаритовой субформациями) формация и терригенная молassa. Эти формации в разрезе постепенно сменяются морскими терригенно-карбонатными отложениями фамена. Общая мощность пестроцветных вулканогенно-осадочных образований девона на северо-востоке Казахстана колеблется от 800—900 до 4000 м, в Западной Бетпак-Дале достигает 2500, а в районе Кышкенсорских мульд превышает 4000 м (Шужанов, 1975).

А. А. Богданов (1965) выделил в зоне сочленения «калевидонского массива» Центрального Казахстана с Джунгаро-Балхашской герцинской геосинклиналью девонский вулканический пояс — зону интенсивного накопления мощных (до 4—5 км) толщ андезито-базальтов, лиparитов и терригенных пород ранне-среднедевонского возраста.

По особенностям строения пояс расчленяется им на две зоны: северную и южную. Северная зона пояса несогласно накладывается на складчатые образования каледонид; слагающие ее толщи залегают обычно полого. Нарушения их имеют явно глыбовый характер. Вулканиты южной зоны пояса, примыкающей к герцинидам, смыты в систему асимметричных складок, нарушенных продольными надвигами с северной вергентностью, особенно вблизи Спасской зоны смятия.

Наиболее устойчивую часть разреза «герцинского чехла» представляют существенно карбонатные отложения фамен-намюра: М. И. Александрова, Н. А. Пупышев и Е. Н. Сизова (1974) выделяют известняково-доломитовую ($D_3^2 - C_1^1$), кремнисто-карбонатную (C_1^{1-2}) и карбонатно-терригенную ($C_1^1 - C_1^3$) формации, которые накапливались на большей части территории Центрального Казахстана, а также далеко за его пределами.

Известняково-доломитовая формация составляет значительную часть разреза фамен-намюрского карбонатного комплекса и наиболее широко распространена на западе Карагандинской области. Она объединяет все разновидности карбонатных пород ряда известняк—доломит, обогащенные иногда примесью тонкого пелитового (с образованием мергелей), реже алевролитового и псамmitового материала. Мощность формации меняется от 180—240 м до 2500 м. На территории Сарысу-Тенизской зоны

средние мощности колеблются в пределах 300—800 м, а максимальные наблюдаются в ее центральной части (1400 м — горы Сарыжал и 2000 м — Каракингирская подзона).

Более высокое стратиграфическое положение занимает кремнисто-карбонатная формация, также наиболее широко распространенная в западных районах Центрального Казахстана. В составе формации по М. И. Александровой и др. (1974) преобладают известняки и мергели, местами доломитизированные. Отдельные горизонты характерных пород формации встречаются и за пределами основной площади ее распространения — в области Джунгаро-Балхашской геосинклинали, что подчеркивает непосредственную связь или сходство условий осадконакопления на обширной территории. Кремнисто-карбонатная формация, несмотря на кратковременность накопления (поздний турне, местами поздний турне — ранний визе), характеризуется относительно большой мощностью. Максимальные значения ее установлены в Сарысу-Тенизской зоне (900—1200 м); мощность уменьшается в направлении на север до 300—450 м в Кипчакской подзоне и 50—80 м на севере Тенизской впадины. В Джезказганском районе мощность кремнисто-карбонатной формации колеблется от 200 до 1000 м. Ограниченнные мощности порядка 250 м свойственны Мойнтинской зоне.

Наиболее высокое стратиграфическое положение в комплексе карбонатных отложений занимает карбонатно-терригенная формация, время образования которой колеблется от турне до намюра, в большинстве случаев оно соответствует визейскому веку и раннему намюру. Формация широко распространена на территории Центрального Казахстана. Для нее характерно преобладание среди карбонатных пород известняков, часто с примесью терригенного материала, широкое развитие терригенных пород (преимущественно хорошо отсортированных полимиктовых песчаников), с которыми известняковые отложения находятся в частном переслаивании. Характерно относительное непостоянство состава формации: в одних разрезах наблюдается явное преобладание терригенных осадков, в других — карбонатных, причем в некоторых районах отмечается значительная примесь в них кремнистых пород. В ряде районов карбонатно-терригенная формация постепенно замещается в разрезе или по площади угленосной (Александрова и др., 1974). Часто мощность карбонатно-терригенной формации достигает 2000—3000 м. В отдельных синклиналях Сарысу-Тенизской зоны она более 1000—2000 м, а в Талкудукской мульде Мойнтинской зоны превышает 2700 м. Мощности порядка 700 м наблюдается в северной части Тенизской впадины.

Таким образом, нижнегерцинский мегакомплекс Центрального Казахстана, перекрывающийся верхнепалеозойской молассой во внутренних частях крупных впадин, состоит из двух комплексов, резко отличающихся составом и особенностью распространения: нижнего, обычно пестроцветного (красноцветного) терригенно-вулканогенного, часто существенно эфузивного (девонский вулканический пояс), и верхнего — существенно карбонатного. И если нижний многими исследователями рассматривается в качестве орогенного комплекса каледонид, то верхний — отражает «варисцкое состояние каледонид как квазиплатформенного этапа развития» (Зайцев, 1972, с. 103).

По-видимому, фаменско-намюрский этап на территории Казахстана является примером относительно кратковременного платформенного развития крупной территории, окруженной зонами геосинклинального осадконакопления, с последующим эпиплатформенным орогенезом. В результате последнего наметились остаточные относительно устойчивые блоки или срединные массивы, определяемые развитием недислоцированного «герцинского чехла», и узкие зоны интенсивно дислоцированных отложений платформенного типа (Чиков, 1979а). Так, южнее Кокчетавского выступа докембрия «герцинский чехол» имеет вид слабодифференцированной пластины и выполняет асимметричную Тенизскую мульду, которая во внутренних частях осложнена узкими поднятиями и брахисинклиналями с углами наклона крыльев 5—20°. В южной части мульды преобладают удлиненные в северо-западном направлении брахиформные складки с углами наклона крыльев до 25—35°. Еще южнее, в пределах Сарысу-Тенизского водораздела, девон-каменноугольные отложения разбиты протяженными разломами и дислоцированы в систему асимметричных линейных глыбовых складок. Здесь антиклинали имеют уплощенные своды, а синклинали осложнены дисгармоничными складками высоких порядков. С приближением к Улутау и Джезказганской впадине преобладают брахиформные структуры.

Восточнее Тенизского блока структура Центрального Казахстана приобретает вид «битой тарелки» — на карте чередуются разноориентированные блоки каледонского фундамента и герцинского чехла, отложения которого образуют коробчатые асимметричные брахисинклинали и грабен-синклинали с пологими мульдами и крутыми (до 25—40°) крыльями. Линейно-чешуйчатое строение имеет лишь южная часть Оленты—Карагандинского района, примыкающая к Спасской зоне смятия.

Зауралье и Западно-Сибирская равнина

В Зауралье (Малютин и др., 1977) намечается ряд формаций, характеризующий последовательную смену вверх по разрезу и в направлении с запада на восток мощного геосинклинального комплекса вулканогенных (андезиты, андезито-базальты, андезито-дациты, спилиты, порфириты, туфы), терригенных (песчаники с прослойями гравелитов и конгломератов, кремнистые и глинистые сланцы) и карбонатных (преимущественно известняки) пород силура—девона (?) через повсеместно распространенную молассоидную толщу позднедевонского—раннекаменноугольного возраста к плитным карбонатно-терригенным образованиям нижнего карбона (табл.). Нижнегерцинский комплекс с размывом перекрывается локально распространенными орогенными формациями. В нижних частях стратиграфического разреза (силур—девон) ведущую роль играют эфузивы; каменноугольные отложения представлены комплексом терригенно-карбонатных и карбонатных пород с подчиненными им эфузивами среднего состава. Каменноугольные толщи, участвуя в складчатой структуре Восточного Урала, в более восточных районах приобретают покровный характер, по-видимому, слагая здесь нижние горизонты чехла Западно-Сибирской плиты.

Аналогичная последовательность формационных комплексов средне-палеозойского возраста устанавливается, по данным Л. Л. Подсоловой, в структуре Полярного Урала. Геосинклинальный комплекс карбонатно-терригенных и осадочно-вулканогенных формаций позднего силура—эйфеля (3000—4000 м) вверх по разрезу сменяется терригенной и вулканогенно-терригенной молассой (до 2000 м). Венчает разрез известняково-песчанико-сланцевая формация раннекаменноугольного возраста.

На прилегающих с востока обширных пространствах Западно-Сибирской равнины, по геофизическим данным и материалам глубокого разведочного бурения (более 1000 скважин), еще только намечаются самые общие черты строения нижних горизонтов чехла, а также фундамента молодой платформы; очень противоречивы представления о роли в структуре основания плиты отложений герцинского этапа. Наличие систем крупных разломов северо-западного, субмеридионального и северо-восточного простирания, чередование виргирующих складчатых систем и жестких блоков срединных массивов (Тектоническая..., 1975) обуславливают мозаично-блочную модель структуры этого основания. Но одни исследователи предполагают под покровом мезозоя и кайнозоя широкое развитие складчатых сооруже-

ний байкальского, салаирского, каледонского и герцинского возраста, вмещающих срединные массивы (Жеро и др., 1979; Кулаков, 1979), а другие — выделяют обширные области распространения эпобайкальских квазиплатформенных чехлов (Бененсон и др., 1978; Рудкевич, Латыпова, 1979).

Во внутренних районах Западно-Сибирской равнины предполагается широкое распространение субплатформенных отложений среднего палеозоя. Они вскрыты более чем 200 скважинами и представлены умеренно дислоцированными (обычно до 20°) толщами органогенных известняков и доломитов, содержащих горизонты базальтовых порфиритов (Рудкевич, Латыпова, 1979). Мощность девон-каменноугольных слоев здесь достигает 1000—3000 м; на Малоицкой площади скважиной 4 пройдено по отложениям палеозоя 3000 м, а на Лугонецкой площади скважиной 1700 — более 1500 м (Запивалов, Соколов, 1977).

На востоке Западно-Сибирской плиты рядом скважин (Марийская, Белогорская, Касская) вскрыта эфузивно-осадочная толща девонского возраста; в ее составе конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты с прослойями мергелей и известняков, диабазовые порфиры и туфы (Рудкевич, Латыпова, 1979). По-видимому, эта толща, мощность которой достигает 3—4 км, выполняет наложенные прогибы типа Минусинских впадин.

Ограниченные данные бурения о составе, мощности и структуре отложений среднего палеозоя Западно-Сибирской плиты, анализ геофизических материалов и экстраполяция сведений о геологии ее обрамления позволяют высказать предварительные заключения о структуре нижнего герцинского мегакомплекса.

1. На территории Западной Сибири в основании плиты отложения среднего палеозоя распространены широко и представлены разнообразными платформенными, геосинклинальными и орогенными формациями.

2. В соответствии с общей мозаичной линейно-блоковой структурой основания плиты формации раннегерцинского мегакомплекса входят в состав складчатых систем эпигеосинклинального типа (Зауралье, Салымская и Колпашевская зоны), образуют герцинский ярус чехлов жестких массивов с гетерогенным фундаментом (Северный Казахстан — Приобье, север равнины), выполняют наложенные впадины (юго-восток равнины).

3. Мощность среднепалеозойских отложений, по геофизическим данным, местами достигает 2000—4000 м.

Сибирская платформа

Отложения нижнегерцинского мегакомплекса чехла Сибирской платформы обнажены на небольших участках на северо-западе (периферия плато Путоран), в бассейне среднего течения р. Вилюй (Кемпендейская и Ыгыаттанская впадины) и некоторых других районах; в отдельных точках этот комплекс вскрыт скважинами (Арбайско-Синское поднятие, Нордвик-Хатангский прогиб и др.). С учетом сказанного, а также данных геофизических исследований можно представить, что среднепалеозойские отложения чехла платформы распространены широко, но часто обособляются в виде изолированных или полуизолированных плит. Они полностью отсутствуют лишь в пределах крупных внутри- и окраинноплатформенных поднятий (см. рис.).

На большей части платформы, за исключением плато Путоран, где наблюдается постепенный переход от силура к девону, разновозрастные горизонты среднепалеозойских отложений со стратиграфическим несогласием перекрывают частично эродированные толщи нижнего палеозоя. Также несогласно они перекрываются разновозрастными слоями верхнепалеозойских и мезозойских отложений.

Максимальные погружения поверхности нижнегерцинского мегакомплекса под более молодыми отложениями предполагаются для восточной части Вилюйской синеклизы (6,0—10,0 км); в пределах Тунгусской и на западе Вилюйской синеклиз кровля среднепалеозойских отложений погружена на 1,0—2,0 км.

Строение нижнегерцинского мегакомплекса во внутренних частях синеклиз и особенно в зонах сочленения платформы с обрамляющими складчатыми сооружениями изучено очень слабо. Относительно представительные разрезы отложений девона и нижнего карбона можно составить для периферии плато Путоран (Норильско-Пясинский, Нижнекурейский и Котуйский районы), бассейна р. Вилюй (Кемпендейская, Ыгыаттанская и другие впадины, а также отдельных локальных участков на севере и юго-западе платформы (см. табл., колонки 1, 21, 22).

Норильско-Пясинский район характеризуется наибольшей полнотой почти непрерывного разреза девонских и нижнекаменноугольных отложений. Они образуют ряд терригенно-карбонатных формаций платформенного типа, который начинается красноцветными карбонатно-терригенными отложениями жедина (100—300 м), с постепенным переходом залегающими на сероцветных карбонатных слоях лудлова. Вверх по разрезу жедин сменяется серо- и красноцветными терригенными породами зи-

ген-эмса (150—250 м). После кратковременного перерыва в раннем эйфеле разрез плитного комплекса продолжают красно- и сероцветные, частично галогенные отложения среднего—верхнего девона (400—1250 м). В свою очередь, они перекрываются сероцветными карбонатными (около 100 м) и терригенными (100 м) толщами раннекаменноугольного возраста, в основании которых установлен региональный перерыв в осадконакоплении.

В Нижнекурейском и Котуйском районах в разрезах девон-раннекаменноугольных отложений заметно уменьшается количество красноцветов, исчезают галогенные образования; наблюдается сокращение общей мощности отложений (до 700 м). Сокращенный разрез и малые мощности (до 400 м) характеризуют северо-восточную окраину платформы (Кютингдинский грабен). В отличие от западных районов здесь в составе комплекса появляются песчанико-конгломератовые образования. Они слагают базальный горизонт (10 м); гравелиты и песчаники образуют линзы в нижней части карбонатно-терригенной формации и преобладают в верхах красноцветной терригенно-карбонатной сульфатоносной формации нижнего карбона.

Значительным своеобразием состава отложений отличаются Кемпендейская и Ыгыттанская впадины, отчетливо выделяющиеся по среднепалеозойскому структурному этажу. Впадины ограничены разломами и обладают резко повышенной мощностью отложений (2,5—3,5 до 6,0—7,0 км). В их составе значительная роль принадлежит эвапоритовым, грубообломочным и вулканогенным породам, типичным для раннегерцинских предгорных прогибов и межгорных впадин.

В Кемпендейской впадине достоверно установлены красноцветные сульфатоносные и соленосные мергельно-терригенные отложения девона и раннекаменноугольные сероцветные карбонатно-терригенные породы с прослойками пепловых туфов и туффитов. В изученном разрезе мощность отложений около 1500 м, но в центральной части впадины, судя по геофизическим данным, она достигает 6,0 км. К юго-восточному борту мощность постепенно уменьшается до 1000 м, а к северо-западному — при переходе к Сунтарскому поднятию — резко сокращается до полного выклинивания. Преобладающими здесь являются красноцветные карбонатно-терригенные сульфатоносные и соленосные отложения со значительной примесью туфогенного материала. В пределах сопредельного Арбайско-Синского поднятия соленосные осадки замещаются красноцветными молассоидными и сероцветными, преимущественно глинистыми породами (около 500 м), перекрывающими толщу базальтов (более 300 м), условно датируемыми девоном.

Среднепалеозойские отложения в Йгыаттанской впадине начинаются среднедевонской формацией тонкообломочных пород и пепловых туфов (более 75 м). Выше следует ограниченная в кровле и подошве перерывами толща базальтов с резко изменчивой мощностью (от 15—20 до 400 м) и красноцветная карбонатно-терригенная сульфатоносная формация позднего девона (более 250 м) с единичными прослойями пепловых туфов. Нижнекаменноугольные отложения также отделены перерывом и представлены почти исключительно терригенными и вулканогенными образованиями (около 600 м): песками, песчаниками, гравелитами, алевролитами и аргиллитами с частыми прослойями туфов и покровами базальтов; в верхних горизонтах встречены прослои мергельно-доломитовых пород. Для среднепалеозойских отложений Йгыаттанской впадины характерна насыщенность грубым обломочным и вулканогенно-обломочным материалом; роль глинистых, карбонатных и эвапоритовых осадков резко снижена. Близкие по составу осадочно-вулканогенные образования установлены в Березовской, Нюйско-Джербинской и Рыбинской впадинах, представляющих собой своеобразные предгорные прогибы.

В целом формации нижнегерцинского мегакомплекса чехла Сибирской платформы образуют плитный тектонический комплекс. Судя по мощностям, для среднепалеозойского этапа развития платформы характерна резко выраженная асимметрия в расположении основных бассейнов осадконакопления: зоны интенсивного прогибания были расположены по северной и восточной периферии платформы, в то время как противоположные ее окраины были относительно приподняты. Условия формирования отложений, показывают, что в раннегерцинское время на территории платформы происходила существенная перестройка тектонического плана, которая выражалась расчленением региона разломами и перераспределением участков поднятия и относительного прогибания (Малич, 1975). Именно поэтому среди платформенных терригенно-карбонатных формаций в разрезах отдельных структурных зон установлены отложения молассоидного типа и эффузивы (Кемпендейская и Березовская впадины, Кютингдинский грабен и др.). Отчетливо проявленное региональное несогласие в основании нижнего карбона позволяет разделять нижнегерцинский мегакомплекс на два структурных этажа, из которых верхний распространен по площади значительно шире нижнего (Мокшанцев и др., 1979).

Таймыр и острова Арктического шельфа

На территории северных окраин Сибири (Таймыр) и прилегающих шельфовых морей Северного Ледовитого океана нижний герцинский мегакомплекс представлен преимущественно плитными формациями терригенно-карбонатного ряда (см.табл., колонки 17—20) с общей мощностью 2500—3500 м (Погребицкий, 1977; Геология..., 1979). Лиць на Новой Земле в средней части разреза девон-каменноугольных отложений, представленных главным образом формациями карбонатно-терригена ряда, присутствует эфузивно-кремнисто-терригенная формация. Патрические члены ее — кремнисто-глинистые, кремнисто-известково-глинистые, известково-углистые сланцы, базальты, андезиты, спилиты — свидетельствуют о глубоководной обстановке седиментации, а также о высокой подвижности и проникаемости коры. Присутствуют также полимиктовые и кварцевые песчаники и конгломераты — продукты отложения материала, снесенного с обрамляющих прогиб поднятий. Таким образом, формация несет признаки эвгеосинклинального режима, но располагается внутри ряда, представленного плитными либо миогеосинклинальными формациями. Максимальная стратиграфическая мощность комплекса около 7 км. Наконец, в районе островов Де Лонга (о. Генриеты) вскрыт разрез видимой мощностью 1 км, состоящий из базальтов, андезито-базальтов, их туфов, туфогенных и вулканомиктовых пород, гравелитов с кварцитами в основании. Разрез насыщен силлами и дайками долеритов и диоритовых порfirитов.

Нижнегерцинские комплексы арктических окраин Сибири и шельфов, как правило, наследуют плитные комплексы каледонского этапа. Почти во всех случаях в основании разреза наблюдаются формации платформенного типа, связанные постепенными переходами с подстилающими толщами. Однако природа подстилающих каледонских, а также перекрывающих верхнегерцинских комплексов не всегда ясна. В ряде регионов нижнегерцинские плитные комплексы на позднегерцинском этапе сменяются геосинклинальными, в других — продолжаются плитными комплексами.

Структурная характеристика нижнегерцинского мегакомплекса северных окраин Сибири неодинакова. Кроме зонального изменения мощности наблюдаются различия в форме обособления, а также степени дислоцированности. Значительные участки характеризуются складчатостью, подчас весьма интенсивной, связанной с более поздними наложенными процессами.

Верхоянья

К востоку от Сибирской платформы сведения о формационных наборах нижнегерцинского мегакомплекса также ограничены, а известные выходы на поверхность отложений девон-раннекаменноугольного возраста разобщены областями распространения терригенных формаций верхоянского геосинклинального комплекса (верхний герцинский мегакомплекс — Чиков, 1979б). Эти выходы тяготеют к зоне восточной окраины платформы (хр. Сеттэ-Дабан, Хараулах), установлены на периферии Колымского (хр. Момский, Полоусный) и в центральной части Охотского (р. Сибега) массивов.

В пограничной с платформой зоне среднепалеозойские отложения представлены преимущественно карбонатными толщами, включающими покровы щелочных базальтов (см. табл.). На Сеттэ-Дабане это мощная (до 2000—2500 м) доломит-известняковая серия с пластовыми залежами эфузивных пород основного состава (базальты, диабазы, туфы); мощность отдельных горизонтов базальтов меняется от 50 до 700 м. В Хараулахе базальты местами составляют до 40% разреза преимущественно известняковой толщи (1500 м); фамен-турнейские слои представлены песчанистыми известняками. Также преимущественно известняковыми толщами представлен разрез мегакомплекса в пределах хр. Полоусного, где мощная (до 3000—3500 м) карбонатная толща девон-раннекаменноугольного возраста без перерыва продолжает разрез нижнего палеозоя.

На юге Верхоянья и в прилегающих районах состав среднепалеозойских отложений меняется. На Охотском массиве карбонатные породы известны лишь в низах разреза (живет). Преобладают терригенные породы: алевролиты, песчаники, прослои конгломератов с примесью туфогенного материала (до 200 м). В верхней трети разреза (фамен) терригенная толща содержит обильный туфогенный материал и покровы лав андезитового, реже липаритового состава. На севере в пределах Момского хребта нижний герцинский мегакомплекс включает ряд карбонатных и терригенно-карбонатных формаций с горизонтами щелочных базальтов (см. табл.).

Можно предполагать, что преимущественно карбонатные формации развиты и во внутренних районах Верхоянья, подстилая верхний герцинский мегакомплекс.

Приамурье

На крайнем юго-востоке рассматриваемого региона (верховья рек Селемджи и Зеи) нижний герцинский комплекс представлен рядом эвгеосинклинальных формаций (см. табл., колонка 28). Основание комплекса не изучено, а вверх по разрезу через размыт он продолжается сланцево-песчаниковой формацией позднекаменноугольного возраста. На площади комплекс обособляется в виде клина, острым углом обращенного на запад. Отложения смяты в сложную систему складок, ориентированных в соответствии с контурами обрамляющих блоков Буреинского массива и Становой области. Они интенсивно расчленены разломами и прорваны интрузиями габбро-плагиогранитного комплекса, особенно вблизи южного ограничения. Отложения силурийского (?) — среднедевонского возраста метаморфизованы в фации зеленых сланцев (Кириллова, Турбин, 1979).

Заключение

Формации нижнего герцинского мегакомплекса (девон-нижний карбон) неравномерно распределены на территории Сибири. Выходы его на дневную поверхность относительно представительны лишь в Алтае-Саянской области, Казахстане и на Урале; в остальных районах эти выходы не дают полного представления о сводном разрезе. Но с помощью бурения и геофизических методов среднепалеозойские отложения выявлены и прослежены под более молодыми слоями на значительных площадях.

Относительно равномерное распространение по площади отложений мегакомплекса установлено лишь для района Тунгусской синеклизы, где терригенные и карбонатно-терригенные толщи небольшой (500—1500 м) мощности залегают в виде плиты, частично деформированной в краевых частях (Туруханско поднятие). Предполагается ее продолжение на север с некоторым увеличением мощности в пределах Хатангского прогиба. На Таймыре она интенсивно деформирована. Неустойчив разрез мегакомплекса в пределах Вилюйской синеклизы, где установлены резкие колебания его мощности от первых сотен метров до 5—6 км (Кемпендейская впадина), а также участки аномальных деформаций.

Наиболее сложно построен нижнегерцинский мегакомплекс на юго-западе Сибири и территории Северного Казахстана, где сочетаются участки распространения разнотипных формаций,

образующих тела резко изменчивой мощности. На востоке Алтае-Саянской области обособляются крупные участки изометричной и неправильной формы (впадины Минусы и Тузы); в западных районах линейным структурным зонам свойственна ленточно-линзовидная и линзовидно-чешуйчатая форма обособления ассоциаций формаций мегакомплекса (Колывань-Томская, Зайсанская и другие зоны). В пределах Северного Казахстана преобладает структура «битой тарелки» — мозаика блоковых выступов каледонского основания и участков (иногда довольно крупных) сохранившегося нижнегерцинского чехла в основании орогенных впадин (Тенинская, Карагандинская и др.). Близкий характер распространения геологических формаций герцинского этапа следует ожидать и в пределах южной части Западно-Сибирской плиты на продолжении виргирующих складчатых систем и мозаично-блоковых структур Алтае-Саянской области и Казахстана. Более выдержанное площадное распространение среднепалеозойских карбонатных и вулканогенно-осадочных отложений установлено под мезозойско-кайнозойским чехлом Западно-Сибирской плиты для Зауралья (Малютин и др., 1977). Учитывая состав и мощность формаций раннегерцинского этапа Таймыра, Новой Земли и Полярного Урала, а также результаты геофизических работ, можно полагать, что на севере Западной Сибири одновозрастные отложения также широко распространены.

Локальные выходы девона—нижнего карбона по восточному обрамлению Сибирской платформы (Хараулах, Сеттэ-Дабан) и в краевых поднятиях Колымского массива (хр. Полоусный, Момский и др.) позволяют предполагать присутствие нижнего герцинского мегакомплекса также и в структуре Верхоянья. Незначительна роль этого мегакомплекса в структуре Забайкалья и Прибайкалья.

Таблица наборов геологических формаций и схема их размещения (см. табл. и рис.) позволяют составить первое представление об общих особенностях состава и строения мегакомплекса в целом.

Соотношения нижнегерцинского мегакомплекса с подстилающими и перекрывающими отложениями различны. На значительной части территории Сибири и нижнегерцинские формационные комплексы унаследованно продолжают ряды формаций каледонского этапа. Геосинклинальные формации каледонского мегакомплекса продолжаются в среднем палеозое Зауралья, Восточного Казахстана, Забайкалья и Приамурья; платформенное осадконакопление раннего—среднего палеозоя продолжается и

в девоне на территории Лено-Енисейской плиты и островах арктического шельфа. На Алтае, в Минусинском районе, Кузбассе и Центральном Казахстане молассы девона сменяют геосинклинальные формации каледонского этапа.

Более контрастен переход к перекрывающему мегакомплексу. Лишь на территории Лено-Енисейской плиты наблюдается унаследованный характер платформенного осадконакопления, да в Прибайкалье, Саяне и Восточном Прибалхашье — сквозное развитие орогенных формаций. На юго-западе Сибири и прилегающих территориях орогенные формации верхнего герцинского мегакомплекса сменяют подстилающие платформенные (Заяуралье, Северный Казахстан, Кузбасс) и геосинклинальные (Алтай, Восточный Казахстан). В Верхоянье карбонатные отложения платформенного типа в раннем карбоне сменяются многогеосинклинальными терригенными.

На западе изучаемой территории (Урал) и крайнем юго-востоке (хр. Джагды) нижний герцинский мегакомплекс образован формациями преимущественно эвгеосинклинального типа. В их составе значительную роль играют вулканогенно-кремнистые, сланцево-диабазовые, порфиритовые ассоциации пород. Более разнообразен состав геосинклинальных толщ на востоке Казахстана и Алтае (см. табл., колонки 6—11).

Наиболее широко представлены и полно исследованы ряды геосинклинальных формаций Обь-Зайсанской складчатой системы. Они включают аспидные и флишевые толщи, ассоциации вулканогенно-осадочных отложений, образованных в условиях геосинклинальных прогибов и геантклинальных поднятий. В их составе большую роль играют молассоидные формации, выделяемые на различных стратиграфических уровнях мегакомплекса (Матвеевская, 1969). В направлении к востоку (Алтай, Западный и Восточный Саян, Тува) и западу (Казахстан) роль орогенных формаций в составе формационных рядов увеличивается. Наборы типично орогенных формаций выполняют крупные впадины Минусы и Тузы, в которых общая мощность отложений достигает 4—9 км, а возрастной диапазон охватывает весь девон и часть раннего карбона.

Западнее Зайсанской зоны орогенные формации низов мегакомплекса вверх по разрезу часто сменяются отложениями платформенного типа. Так, на севере Казахстана девонские отложения обычно представлены вулканогенной молассой (в т.ч. девонский вулканический пояс Казахстана). Но венчающие разрез фамен-намюрские слои — это ряд карбонатных, терригенно-карбонатных и кремнисто-карбонатных формаций уже платформен-

ного типа, в свою очередь перекрытых молассоидами верхнего палеозоя. Близкая последовательность характеризует разрезы Зауралья, где конгломераты, песчаники и сланцы девона вверх по разрезу сменяются позднедевонско-раннекаменноугольными известняками, мергелями, доломитами с гипсами и ангидритами, а также прослоями терригенных пород и горизонтами порфиритов.

Наборы формаций платформенного типа распространены преимущественно на северо-западе Сибирской платформы и прилежащих территориях (см. табл., колонки 18—22). Обычно это карбонатные и терригенно-карбонатные толщи мощностью от 500—800 м до 2—3 км. Местами они включают молассоидные образования и эфузивы (бассейн среднего течения Вилюя). Восточнее Сибирской платформы в разрезах часто отмечаются щелочные базальты (Сеттэ-Дабан, Хараулах, Мома), а на островах Северной Земли платформенные формации нижнего—среднего девона вверх по разрезу сменяются молассой (там же, колонка 19). Своеобразен набор формаций нижнего герцинского мегакомплекса Новой Земли. Здесь среди преимущественно карбонатных отложений относительно большой мощности (более 5000 м) присутствует вулканогенно-кремнисто-терригенная формация (1600 м).

Очень интересной особенностью формационных рядов нижнего герцинского мегакомплекса Сибири является направленная смена вверх по разрезу геосинклинальных формаций орогенными, которые в свою очередь перекрываются платформенными. Полные наборы выявлены в Зауралье (колонки 15, 16) и частично в Алтае-Саянской области (колонка 7), но эта тенденция намечается также для Казахстана (колонки 12—14), частично для Кузбасса (колонки 3—4), для юго-западной окраины Сибирской платформы (колонка 1). По-видимому, имеет место общее увеличение «платформенности» отложений вверх по разрезу мегакомплекса. Это подтверждается относительно широким распространением терригенно-карбонатных, карбонатных и кремнисто-карбонатных формаций раннекаменноугольного возраста со средней мощностью 400—900 м. Они установлены в различных частях Сибирской платформы, ее северного (Таймыр, острова Арктического шельфа) и восточного (Сеттэ-Дабан, Хараулах) обрамления, а также на севере Казахстана и в Зауралье (колонки 1, 3, 4, 7, 13, 15, 18, 20—25). Иногда терригенно-карбонатные формации с относительно широким площадным распространением появляются уже в девоне. Например, в Кузбассе девонские молассовые комплексы на различных стратиграфических

ких уровнях сменяются терригенно-карбонатными формациями: в западной части бассейна эта смена происходит в нижнем или среднем девоне, а на востоке — только в турне.

В целом нижний герцинский мегакомплекс играет видную роль в структуре Сибири. Формационные наборы в различных частях территории подчеркивают неустойчивость тектонического режима в течение раннегерцинского этапа. Особенно характерно присутствие в разрезах молассовых толщ и эфузивов пестрого состава. Наиболее дифференцирована структура мегакомплекса в районах Восточного Казахстана и Алтая, где намечается подобие билатеральной симметрии в размещении орогенных и платформенных формаций относительно Зайсанской геосинклинальной зоны. Вместе с тем прослеживается общая тенденция увеличения роли платформенных формаций вверх по разрезу мегакомплекса.

ЛИТЕРАТУРА

- Александрова М. И., Пупышев Н. А., Сизова Е. Н. Среднепалеозойские осадочные и вулканогенно-осадочные формации Центрального Казахстана. — Л.: Недра, 1974. — 224 с.
- Бененсон В. А., Запивалов Н. П., Кунин Н. Я., Нестеров И. И., Юферев Ю. К. Основные критерии прогноза нефтегазоносности доюрских отложений молодых плит. — Сов. геол., 1978, № 10, с. 16—28.
- Богданов А. А. Тектоническое районирование палеозойд Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. Ст. I. — Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1965, т. X (5), с. 40—68.
- Геологические формации Зайсанской складчатой системы/ Хисамутдинов М. Г., Авров Д. П., Василевская Е. Д. и др. — М.: Недра, 1972. — 232 с.
- Геология и стратиграфия Новой Земли. — Л.: 1979. — 114 с.
- Жёро О. Г., Смирнов Л. В., Сурков В. С. Главные тектонические комплексы доюрского фундамента Западно-Сибирской плиты. — В кн.: Главные тектонические комплексы Сибири. — Новосибирск, Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1979, с. 51—67.
- Зайцев Ю. А. Об историкогеологическом содержании «переходного» этапа на примере Казахстана и Средней Азии. — Геотектоника, 1972, № 5, с. 99—114.
- Запивалов Н. П., Соколов Б. С. Стратиграфическое расчленение нефтеперспективного палеозойского разреза Западной Сибири. — Докл. АН СССР, 1977, т. 237, № 1, с. 174—176.
- Кириллова Г. Л., Турбин М. Т. Формации и тектоника Джагдинского звена Монголо-Охотской складчатой области. — М.: Наука, 1979. — 116 с.
- Корреляционные схемы магматических комплексов Казахстана. Тр. 2-го Казахстан. петрографич. совещания. — Алма-Ата: Наука, Каз.ССР, 1977. — 115 с.
- Куликов П. К. Структурные этажи Западно-Сибирской плиты. — В кн.: Тектоника территории СССР. — М.: Наука, 1979, с. 128—140.
- Малич Н. С. Тектоническое развитие чехла Сибирской платформы. — М.: Недра, 1975.

- Малютин Н. Б., Смирнов Е. П., Дегтева М. Н.** Геологическое строение складчатого фундамента в Среднем Зауралье. — М.: Наука, 1977. — 223 с.
- Матвеевская А. Л., Иванова Е. Ф.** Геологическое строение южной части Западно-Сибирской низменности в связи с вопросами нефтегазоносности. — М. — Л.: Изд-во АН СССР, 1960. — 263 с.
- Матвеевская А. Л.** Герцинские прогибы Обь-Зайсанской геосинклинальной системы и ее обрамления. — М.: Наука, 1969. — 285 с.
- Мокшанцев К. Б., Замараев С. М., Микуленко К. И., Старосельцев В. С., Фрадкин Г. С.** Тектонические комплексы и структура чехла Сибирской платформы. — В кн.: Главные тектонические комплексы Сибири. — Новосибирск, Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1979, с. 32—51.
- Некоропев В. П.** Тектоника Алтая. — Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1966, т. 139 — 306 с.
- Погребицкий Ю. Е.** Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы. — Л.: Недра, 1977. — 248 с.
- Решения** межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем докембрия и палеозоя Восточного Казахстана 1971 г. с унифицированными стратиграфическими корреляционными таблицами. — Л.: 1976. — 96 с.
- Ротараш И. А., Гредюшко Е. А.** История формирования и строения серпентинитового меланжа Зайсанской складчатой области. — Геотектоника, 1974, № 4, с. 73—79.
- Рудкевич М. Я., Латыпова З. А.** Доюрские формации и структурные этажи Западно-Сибирской плиты. — В кн.: Главные тектонические комплексы Сибири. — Новосибирск, Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1979, с. 67—81.
- Тектоника и глубинное строение Алтае-Саянской складчатой области.** — Недра, 1973. — 143 с.
- Тектоническая карта** фундамента Западно-Сибирской плиты и ее обрамления. — Новосибирск: Изд. СНИИГиМС, 1975.
- Чиков Б. М.** Срединные массивы и вопросы тектонического районирования складчатых сооружений. — Новосибирск: Наука, 1979. — 299 с.
- Чиков Б. М.** Общие черты строения позднегерцинского мегакомплекса Сибири и некоторые вопросы его картографического изображения. — В кн.: Главные тектонические комплексы Сибири. — Новосибирск, 1979, с. 139—146.
- Шужанов В. М.** О статье Ю. А. Зайцева: Об историческом содержании «переходного» этапа на примере Казахстана и Средней Азии. — Геотектоника, 1975, № 3, с. 111—117.
- Щерба Г. Н., Дьячков Б. А., Нахтигаль Г. П.** Жарма-Саурский геотектон. — Алма-Ата: Наука, Каз. ССР, 1976. — 200 с.
- Matveevskaja A. L.** Einige Gesetzmäßigkeiten der Entwicklung von Geosynklinalgaben am Beispiel variszischer Strukturen in Sudsibirien «Stockwerkbau und Felderteilung Veroff. — Zent. Inst. Physik der Erde, 14, Potsdam, 1973, s. 519—533.

УДК 551.24 : 551.71 (571.1/5)

Вопросы тектоники дорифейских образований Сибири (в связи с составлением «Атласа тектонических карт и опорных профилей Сибири»)
Борукаев Ч. Б. — В кн: Тектонические комплексы Сибири и их латеральные ряды (к Атласу тектонических карт и опорных профилей Сибири). Новосибирск, 1980, с. 5—43.

В обзоре рассмотрен круг актуальных вопросов тектоники дорифейских образований Сибири. По аналогии с Балтийским щитом предложено определить объем карельского мегакомплекса рамками верхнего архея и нижнего протерозоя (субганский, удоканский и акитканский надгоризонты). Оценены разные схемы стратиграфической последовательности, модели складчатой структуры алданского мегакомплекса, положение зоны Становика—Джугджура. Приведены варианты корреляции комплексов. Предложен вариант тектонической классификации дорифейских толщ Алданского щита с выделением кристаллического основания и «карельского» мегакомплекса. В последнем различается два неравнозначных ритма, завершающихся молассами. Оценена разрешающая способность геофизических методов для изучения фундамента Сибирской платформы под чехлом рифея—фанерозоя. В заключение высказаны соображения об основных особенностях размещения дорифейских толщ на территории Сибири.

Ил. 3, табл. 2, библ. 84 назв.

УДК 551.24 (571.1/5)

Байкальский мегакомплекс Восточной Сибири и Алтае-Саянской области/ Башарин А. К., Щеглов А. П., Абрамов А. В., Арсентьев В.П., Богнибова Р. Т., Гусев Г. С., Коробейников В. П., Митрофанов Г. Л., Сурков В. С., Третьяков Ф. Ф. — В кн.: Тектонические комплексы Сибири и их латеральные ряды (к Атласу тектонических карт и опорных профилей Сибири). Новосибирск, 1980, с. 43—76.

В статье дан обзор рифейских образований, развитых на территории Восточной Сибири и Алтае-Саянской области. Сделана попытка районирования их на тектонические комплексы, структурные этажи и слагающие их ассоциации формаций. Показано, что на исследуемой территории широко развиты как складчатые, так и нескладчатые платформенные и многоеосинклинальные тектонические комплексы; менее широко представлены эвгеосинклинальные, в частности оphiолитовые, а также орогенные комплексы. Почти повсеместно в тектонических комплексах выделяется два структурных этажа. В редких районах намечается одноэтажное строение тектонических комплексов.

Тектонические комплексы и структурные этажи слагаются разнообразными осадочно-вулканогенными и интрузивными ассоциациями формаций, из которых выстраиваются латеральные и вертикальные ряды.

Реферируемый обзор представляет интерес для разных специалистов, занимающихся изучением докембрия Восточной Сибири и Алтае-Саянской области, а также для студентов геологической специальности вузов.

Табл. 2, библ. 61, назв.

УДК 551.24 (571.1/5)

Некоторые вопросы тектоники вендско-нижнепалеозойских образований Сибири/ Берзин Н. А. — В кн.: Тектонические комплексы Сибири и их латеральные ряды (к Атласу тектонических карт и опорных профилей Сибири). Новосибирск, 1980, с. 77—96.

Дается краткая характеристика вендско-нижнепалеозойских образований Сибирской платформы и обрамляющих ее складчатых областей. Выделяются эвгеосинклинальные, многоеосинклинальные, орогенные и платформенные комплексы.

На Сибирской платформе рассматривается изменяющаяся со временем латеральная неоднородность каледонского мегакомплекса. На Таймыре и в Верхояно-Колымской области отмечается увеличение степени «геосинклинальности» образований при движении в сторону от платформы. В Алтае-Саянской области отдельно описываются и сравниваются салаирская и каледонская зоны.

Рассматриваются тектонические условия формирования вендско-нижнепалеозойских комплексов Сибири. Анализируются соотношения структурных элементов и тектонических событий в геосинклинальных областях и на платформе.

Библ. 40 назв.

УДК 551.3.051 (571)

Основные ряды формаций и общие черты строения нижнегерцинского мегакомплекса Сибири/ Матвеевская А. Л., Чиков Б. М., Косько М. К., Фрадкин Г. С. — В кн.: Тектонические комплексы Сибири и их латеральные ряды (к Атласу тектонических карт и опорных профилей Сибири). Новосибирск, 1980, с. 97—125.

Статья представляет собой первое обобщение по составу и структуре нижнего герцинского (девон—нижний карбон) мегакомплекса для территории Сибири и прилежащих регионов, включая шельфы. В ней систематизированы краткие сведения об основных типах формаций, их вертикальных и латеральных рядах, показаны региональные соотношения мегакомплекса с подстилающими и перекрывающими образованиями.

Статья сопровождается корреляционной таблицей и схемой распространения основных формационных комплексов.

Ил. 1, табл. 1, библ. 26 назв.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
Борукаев Ч. Б. Вопросы тектоники дорифейских образований Сибири	5
Башарин А. К., Щеглов А. П., Абрамов А. В., Арсентьев В. П., Богнибова Р. Т., Гусев Г. С., Коробейников В. П., Митрофанов Г. Л., Сурков В. С., Третьяков Ф. Ф. Байкальский мегакомплекс Восточной Сибири и Алтае-Саянской области	11
Берзин Н. А. Некоторые вопросы тектоники вендско-нижнепалеозойских образований Сибири	77
Матвеевская А. Л., Чиков Б. М., Косько М. К., Фрадкин Г. С. Основные ряды формаций и общие черты строения нижнегерцинского мегакомплекса Сибири	97
Рефераты	126

Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Технический редактор Л. А. Жукова

Подписано к печати 30.12.80 г. МН 06469.
Бумага 60×84/16. Печ.л. 8,0+1 вкл. Уч.-изд.л. 7,6.
Тираж 500. Заказ 24. Цена 1 руб. 10 коп.

Институт геологии и геофизики СО АН СССР
Новосибирск, 90. Ротапринт.

3413

Цена 1 руб. 10 коп.