

А. А. САВЕЛЬЕВ

**СЛОИСТОСТЬ
ОСАДОЧНЫХ ПОРОД
И ЕЕ ТРАНСФОРМАЦИЯ
ПРИ МЕТАМОРФИЗМЕ**

**издательство
НАУКА**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
ИНСТИТУТ ТЕКТОНИКИ И ГЕОФИЗИКИ

А. А. САВЕЛЬЕВ

СЛОИСТОСТЬ
ОСАДОЧНЫХ ПОРОД
И ЕЕ ТРАНСФОРМАЦИЯ
ПРИ МЕТАМОРФИЗМЕ

2006

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1977



Слоистость осадочных пород и ее трансформация при метаморфизме.
Савельев А.А. М., "Наука", 1977 г. 200 с.

В работе рассматриваются закономерности возникновения слоистых текстур в осадках и их трансформация при процессах метаморфизации. Анализируются пределы применения методов исследования осадочно-метаморфических пород из разных зон - от зеленосланцевой до амфиболитовой. Количество этих методов и их информативность уменьшаются по мере увеличения степени метаморфизма пород. Обосновывается выделение формаций в древних метаморфических комплексах и их сопоставление с формациями фанерозоя. Обсуждаются проблемы комплексного изучения древних толщ, приводится пример сравнительного формационного анализа.

Табл. 3. Ил. 47. Библ. 295 назв.

Ответственный редактор

академик Ю.А. КОСЫГИН

Александр Алексеевич Савельев

СЛОИСТОСТЬ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД И ЕЕ ТРАНСФОРМАЦИЯ
ПРИ МЕТАМОРФИЗМЕ

Утверждено к печати Институтом тектоники и геофизики ДВНЦ АН СССР

Редактор В.М. Израилев. Редактор издательства А.В. Копп.

Художественный редактор А.Н. Жданов. Технический редактор Н.М. Бурова

Подписано к печати 30/III-77 г. Т - 03384. Усл.печ.л. 12,5+ вкл. 0,3

Уч.-изд.л. 15,0. Формат 60 x 90 1/16. Бумага офсетная № 1

Тираж 800 экз. Тип. зак. 48 Цена 1р.55к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 103717 ГСП, К-62, Подсосенский пер., 21

1-я типография издательства "Наука", 199034, Ленинград, В-34, 8-я линия, 12

ПРЕДИСЛОВИЕ

Осадочно-метаморфические комплексы слагают большую часть земной коры и содержат значительное количество полезных ископаемых. В то же время — это один из важных и сложных объектов геологических исследований, где высокая дислоцированность, бедность органическими остатками, неоднородный метаморфизм затрудняют применение проверенных методов. Традиционные приемы геологического картирования, сводящиеся к описанию разрезов, их расчленению, корреляции и прослеживанию границ скоррелированных подразделений, часто не дают здесь удовлетворительных результатов. Необходимость разработки новых методов и выяснения пределов применения существующих в этой области очевидна.

Тем не менее литература по метаморфизованным осадочным образованиям бедна монографическими работами методического характера. В связи с этим особо актуальным представляется появление данной работы, где автор детально сравнивает многочисленные вещественные и структурные признаки метаморфических и нормально-осадочных толщ, а также выявляет закономерности их изменения по мере повышения степени метаморфизма. А.А. Савельев не останавливается на констатации закономерностей, а пытается установить их причины, для чего ему приходится обращаться к широкому историко-генетическим реконструкциям. Идеи автора оригинальны и применимы в принципе не только к метаморфизованному, но и к неизмененным осадочным комплексам. Оценить однозначно достоверность этих идей трудно, так как в ретроспективных реконструкциях невозможно проверка наблюдениями, а стало быть, невозможно окончательное опровержение или подтверждение сделанных выводов. В такой ситуации тем более необходимо разнообразие точек зрения. Представления автора о различной роли фоновых и аллохтонных осадков в восстановлении физико-географических ус-

ловий литотипов продиктованы здравым смыслом, и некоторое впечатление парадоксальности по мере ознакомления с его аргументацией рассеивается.

Предлагаемая читателю книга позволит сделать дальнейший шаг в изучении структуры и истории докембрия. Полученные практические результаты будут полезны многим геологам-специалистам по докембрию, прежде всего — съемщикам и тектонистам. Взгляды автора вызовут, безусловно, плодотворную дискуссию.

Академик Ю.А. КОСЫГИН

ВВЕДЕНИЕ

Исследования литологии и формационного строения осадочно-метаморфических комплексов приобрели широкий размах сравнительно недавно — с конца 50-х годов, когда работами советских и зарубежных специалистов было показано, что метаморфизованные осадочные породы даже в зонах интенсивного метаморфизма часто имеют такие текстуры (а иногда и структуры), которые невозможно трактовать иначе, как первичноосадочные. До этого считалось, что текстурно-структурные особенности метаморфизованных осадочных толщ главным образом определяются физико-химическими особенностями метаморфизма; что же касается признаков исходных осадочных пород, то они, как предполагалось, присутствуют в искаженном виде и не могут служить для целей литологического анализа (Коржинский, 1939; Лападю-Арг, 1950; Полканов, 1936, 1953, 1956; Судовиков, 1964; и др.). В этот период анализ метаморфических толщ базировался преимущественно на петрографических и геохимических методах. Развитию литологического и формационного изучения метаморфических толщ препятствовало укоренившееся представление о региональной миграции вещества при метаморфизме, благодаря чему любую изменчивость текстур и состава даже слабо метаморфизованных осадочных толщ пытались объяснить процессами метасоматоза (Крашенинникова, 1962).

В 1951 г. появилась работа Н.В. Фроловой, в которой автор, анализируя имевшийся в то время материал, дал характеристику специфичности процессов седиментации в архее. Это была первая попытка проведения литологического или даже литолого-формационного анализа древних осадочно-метаморфических комплексов. Позднее М.А. Завалишин и Н.А. Львова (1954) провели первое детальное литологическое описание раннепротерозойских отложений мамской толщи, измененной в условиях амфиболитовой фации. Примерно в это же время за рубежом появилось большое количество работ, посвященных описанию частных случаев сохранности осадочных текстур в метаморфических породах (Шрок, 1950; Sutton, Watson, 1951; и др.).

Трудно, однако, провести четкий рубеж, определяющий начало развернутого изучения литологии метаморфизованных осадочных пород, так как постановка таких работ и успешность их проведения зависели не только от степени метаморфизма изучаемых отложений, но и от их литологического состава. Действительно, наличие

в разрезе слоев заведомо осадочных пород (например, карбонатных) давало возможность считать осадочными и чередующиеся с ними гнейсы, сколь бы ни был высок метаморфизм этой толщи. Но если объектом изучения были монотонные гнейсовые толщи с неясно выраженной полосчатостью, которая могла являться как реликтом осадочной текстуры, так и продуктом метаморфической (или магматической) дифференциации, то при той же степени метаморфизма, что и в предыдущем случае, проблема первичной природы таких образований не всегда могла быть решена однозначно.

Успешность литологических исследований во многих случаях не имела и четкой обратной связи со степенью метаморфизма пород. Достаточно вспомнить широко распространенную тенденцию относить к вулканогенным образованиям все более или менее однородные по составу зеленокаменные толщи, благодаря чему в группу вулканогенных пород часто попадали некоторые граувакковые песчаники и алевриты, а также магнезиально-железистые глины, утратившие первичноосадочные текстуры уже на ранних этапах метаморфизма.

Литологические методы исследований во всех зонах метаморфизма первоначально применялись преимущественно к тем первичноосадочным толщам, которые были сложены породами резко различного состава, а также к толщам однородного состава, текстуры которых были подчеркнуты инертными при метаморфизме компонентами. Не случайно поэтому, что целый ряд работ посвящен описанию различных типов мелкой цикличности (ритмичности) осадочно-метаморфических пород, хорошо сохраняющейся при метаморфизме из-за разницы химического состава разных частей таких циклов (Бельков, 1967; Калафати, 1967; Леонтьев и др., 1967; Савельев, 1959, 1960; Сидоренко, Лунева, 1958; Скуфьин, 1966; Сулова, 1963; Федкова, 1966; Шрок, 1950; Gavelin, Russell, 1967; Pettijohn, Potter, 1964; Sing e.a., 1969; и др.).

К началу 60-х годов литологическое направление в изучении метаморфических комплексов оформилось достаточно четко. Большое количество наблюдений, подтверждающих сохранность осадочных текстур (а иногда и структур) в метаморфизованных осадочных породах различного возраста, дало возможность поставить вопрос о применимости методов обычного литологического анализа к осадочно-метаморфическим образованиям (Сидоренко, Лунева, 1961). Важность этого шага трудно переоценить. Открылись широкие возможности для изучения условий седиментации в ранние эпохи развития Земли, установления закономерностей распределения и накопления осадков, прогнозирования поисков осадочных полезных ископаемых. В 60-е годы выходит большое количество работ, в которых описываются реликтовые осадочные текстуры метаморфических пород, приводятся данные по палеогеографии древних метаморфических комплексов, выделяются в их составе формации и формационные ряды. Развитие литолого-формационных исследований сделало возможным геотектоническое районирование докембрийских метаморфических образований, выделение подвижных и стабильных

зон, сопоставление формаций и формационных рядов комплексов докембрия и фанерозоя. Этот период характеризовался, с одной стороны, многочисленными опытами применения (по отношению к метаморфическим породам) обычных литологических методов, хорошо разработанных на осадочных породах, и, с другой стороны, разработкой приемов снятия метаморфизма, попытками реконструкции исходного осадочного облика метаморфической породы. Работы по снятию метаморфизма сопровождалась разработкой метода текстурного анализа (различие осадочных и псевдоосадочных текстур), акцессорного и химического методов.

По поводу влияния метаморфизма на химический состав пород существовали и существуют до сих пор резко противоположные мнения.

Впервые на возможность сохранности исходного химического состава породы при метаморфизме указали, по-видимому, А.Енгель и С.Енгель, которые опубликовали несколько анализов гнейсов Адирондакских гор, сходных по составу с граувакками (Engel A.E.J., Engel C.G., 1953). Впоследствии появились работы, авторы которых утверждали, что в процессе метаморфизма в валовом составе пород, кроме потери летучих компонентов, никаких изменений не происходит (Винклер, 1961; Предовский, 1971; Show, 1954), а если они и имеют место, то только в гранулитовой фации при достижении условий, переходных от средних к высоким давлениям (Lambert, Heir, 1967, 1968).

Другая группа исследователей полагает, что масштаб миграции вещества в общем увеличивается с повышением метаморфизма, причем изменения состава, связанные с метаморфизмом, существенны уже в зоне зеленосланцевой фации (Алешин и др., 1968; Веллкославинский, 1966; Судовиков, 1964; и др.).

Вопрос о поведении вещества осадочных пород при метаморфизме большинством исследователей решался на основании сравнения частных анализов различно метаморфизованных, но близких по петрографическому составу пород; однако подобные исследования не сопровождалось ни изучением возможной осадочной фациальной зональности в пределах той или иной площади, ни характеристикой первичной (осадочной) неоднородности рассматриваемого типа пород (Савельев и др., 1974). Еще до решения проблемы миграции вещества появились многочисленные работы, посвященные различным литологическим и формационным реконструкциям в метаморфических толщах. Авторы данных работ либо вообще не касались проблемы миграции вещества, либо утверждали изохимичность, не имея для этого достаточного материала (Беленицкая, 1966; Головенко, 1966; Горяинов, 1966; Гудвин, 1972; Келлер, 1971; Кратц, Чернов, 1971; Кулиш, 1968; Розен и др., 1972; Скуфьин, 1966; Сулова, 1963; Фролов, 1973; Чайка, 1966; Чернов, 1966; и многие др.). Тем не менее такого рода исследования имели большое значение для распространения методов фациального и формационного анализа на древние метаморфические комплексы. В древние осадочно-метаморфи-

ческих образованиях были описаны такие детали строения разрезов и такие комплексы пород, которые выделялись и в неметаморфизованных отложениях молодых эпох, что давало возможность утверждать идентичность седиментационных процессов во все этапы развития осадочной оболочки Земли (Сидоренко, 1969). Это привело к тому, что аналоги различных типов формаций и формационных рядов, характерных для молодых эпох, были найдены, в свою очередь, и в древних метаморфических комплексах. Вместе с тем многие авторы подчеркивали известное своеобразие тектонического развития земной коры в древние эпохи (Лазько, 1964; Марков, 1964; Павловский, 1962; Павловский и др., 1964; Салоп, 1960, 1964), а также специфику процессов седиментации, связанную с общей временной эволюцией гидросферы, атмосферы и биосферы (Акульшина и др., 1972; Баранов, 1964; Беркнер, Маршалл, 1966; Бойченко и др., 1969; Виноградов, 1959; Горяинов, 1973; Гроздилов, 1971; Казанский, 1969, 1973; Кулиш, 1970; Рогов, 1964; Сидоренко и др., 1969; Страхов, 1963; Шмальгаузен, 1968; Gartels, Mackenzie, 1969; Rubey, 1952; и др.).

Широкое и разностороннее изучение осадочно-метаморфических комплексов базируется на применении в основном обычных методов фациального и формационного анализа, разработанных для неизменных или слабоизмененных осадочных образований. Между тем метаморфизованные осадочные породы сохраняют далеко не все признаки исходных осадков, причем количество их заметно уменьшается с увеличением степени метаморфизма. Сами возможности снятия метаморфизма отнюдь не безграничны. Метаморфические процессы в сочетании с тектоническими приводят к исчезновению подавляющего большинства осадочных структур еще в начальные стадии процесса, а также многих осадочных текстур; одновременно имеет место появление таких морфологически ясно выраженных первичноосадочных текстур, которые раньше не были отчетливо проявлены в осадочных породах (Савельев и др., 1974).

Начало литологического изучения зонально метаморфизованных комплексов знаменует переход к совершенно новому этапу исследований. Если в предшествующий период основное внимание уделялось поискам реликтовых текстур и структур в метаморфических породах, изучению химизма этих пород и сопоставлению их состава с неизмененными образованиями, то теперь на очередь встали иные вопросы, связанные с необходимостью установить степень влияния метаморфизма и деформаций на сохранность признаков исходных осадков. По-видимому, нет смысла в дальнейшем столь целеустремленно собирать, например, сведения о сохранности некоторых текстур в метаморфических породах; гораздо важнее установить, почему они сохранились, а также то, какие текстуры в данных условиях должны были исчезнуть. Не менее важно определение того круга условий, в пределах которого миграция вещества при метаморфизме минимальна и метаморфизм по отношению к основным окислам может быть назван изохимическим.

Появление этой книги определяется назревшей необходимостью оценить границы применения методов изучения литологии метаморфических пород, установить информативность литологических и формационных реконструкций для различно измененных толщ разного состава, а также наметить проблемы, которые необходимо решить для успешного проведения литолого-формационного изучения метаморфических толщ. Поскольку реликтовые осадочные текстуры в метаморфических породах являются одним из важнейших признаков, по которым можно судить о типе исходного осадка и его генезисе, в первой главе пришлось изложить некоторые вопросы теории слоеобразования, учитывая дискуссионность ряда аспектов; особое внимание здесь обращено на закономерности формирования элементарных циклов и генетическую классификацию циклов различных типов. Материал по псевдоосадочным текстурам и структурам изложен довольно кратко в связи с наличием большого количества публикаций, посвященных этой теме (Ботвинкина, 1970; Захаревич и др., 1972; Казаков, 1960, 1970; Миллер, 1967; Прияткина, 1971; Савельев, 1971, 1972, 1974; Сулова, 1971; и др.).

Несколько слов о терминах, используемых в данной работе. Термин "многослой" является синонимом термина "цикл" ("ритм"), относится к часто повторяющемуся в разрезе сочетанию слоев и не имеет генетического значения. Термины "метаморфические породы" и "метаморфизованные породы" однозначны. Приставка "мета-" используется для обозначения любой метаморфизованной породы, осадочный аналог которой известен; например, термин "метапесчаник" может быть применен к породам из любых зон метаморфизма — от песчаника с хлоритизированным цементом из зоны зеленосланцевой фации до гнейса из зоны гранулитовой фации (Петрографический словарь, 1963, с. 195). Приставка "пара-" употребляется для обозначения группы исходно осадочных пород среди метаморфических или магматических образований (параамфиболиты, парагнейсы, вообще — парапороды). При описании обломочного материала в метаморфических породах и обломочных акцессорных минералов термины "детритовый" и "обломочный" понимаются как одинаковые. Значение остальных терминов определяется в тексте работы.

В заключение приношу благодарность коллегам, чье содействие и дружеская критика были для меня неоценимы: И.К. Шулешко, В.Я. Хильтовой, А.В. Сочаве, В.А. Глебовицкому, А.Н. Казакову, Р.И. Милькевич, Б.В. Тимофееву, Ч.М. Колесникову, Л.М. Парфенову. Благодарю К.О. Кратца и А.Н. Неелова за постоянную помощь в работе. Хочу также выразить глубокую признательность Е.А. Кулишу и Ю.С. Салину, взявшим на себя труд ознакомиться с работой в рукописи и сделавшим весьма ценные замечания.

ФОРМИРОВАНИЕ СЛОИСТЫХ ТЕКСТУР В ОСАДКАХ

Проблеме образования слоистых текстур в осадках посвящено большое количество фундаментальных трудов, однако многие аспекты этой обширной темы до настоящего времени служат предметом дискуссии. Главнейшие из них — связь слоеобразования и тектоники, влияние физико-географических факторов на морфологию слоев, образование слоевых границ, условия возникновения различного типа циклов. Слоистая текстура пород очень широко распространена, и характер ее определяется непосредственно обстановкой седиментации и механизмом формирования осадка. Трансформация текстур, весьма незначительная на первых этапах, начинается уже при преобразованиях осадка в породу, а затем и в самой породе. В дальнейшем, при переходе породы осадочной в метаморфическую процессы преобразования текстур начинают играть все более заметную роль, возрастая по мере увеличения степени метаморфизма. Реликтовые осадочные текстуры в метаморфических породах являются важнейшим признаком, позволяющим установить условия накопления изучаемых толщ. Успешность таких исследований определяется точным знанием генезиса основных типов текстур. К сожалению, именно эта сторона вопроса, несмотря на обилие публикаций, разработана наиболее слабо.

Существующие классификации слоистых текстур составлены преимущественно на морфологической основе (генетический аспект не находит в них прямого выражения). Одним из главнейших признаков различия и группировки слоевых элементов является мощность. Именно так различается слоек от слоя, пласт от горизонта (Ботвинкина, 1965, с. 7–10), элементарный цикл от циклов высших порядков (Карагодин, 1975) и т.д. Это ведет к созданию таких схем классификации, которые, несмотря на кажущуюся широту, применимы практически только для определенных структурно-формационных зон. Какие-либо слоевые единицы (слои, слойки, элементарные циклы), выделенные и описанные, предположим, в платформенных отложениях, могут быть генетически несопоставимыми с морфологически близкими образованиями подвижных зон. Более того, в разных частях одного бассейна одновозрастное геологическое тело выделяется под названием слоя, пласта и горизонта. Наличие формальной морфологической классификации слоистых текстур приводит к тому, что мы лишаемся возможности сопоставлять отложения разных зон по комплексу текстур.

Такое положение является помехой в создании обоснованной, сопоставимой во всех своих звеньях системы фациального и формационного анализов отложений разных эпох развития осадочной оболочки Земли. Построение общей схемы классификации текстурных элементов осадочных пород следует проводить только на генетической основе с учетом экспериментального материала и данных по современному осадконакоплению. Этот путь сложен, и полученные результаты не всегда будут интерпретироваться однозначно, так как в некоторых случаях самое тщательное и разностороннее изучение не дает возможности определить генезисной или иной текстурной единицы. По мере перехода к метаморфическим породам эта неопределенность должна возрастать в соответствии с увеличением степени деформированности и метаморфизма осадочных толщ, но с развитием методов и совершенствованием приемов текстурного анализа неопределенность эта должна уменьшаться. С другой стороны, точное знание пределов генетического текстурного анализа осадочно-метаморфических комплексов уменьшает возможность появления поверхностных генетических сопоставлений, столь часто возникающих при параллелизации древних докембрийских и слабоизмененных фанерозойских осадочных комплексов.

ПРИЧИНЫ СЛОЕОБРАЗОВАНИЯ

Образование слоистых текстур осадков определяется рядом факторов. П. Дафф, А. Халлам и Э. Уолтон (1971) считают, что образование слоистости и ритмичности (цикличности) контролируется несколькими процессами, проявляющимися порознь или совместно: 1 — тектоническими движениями, 2 — эвстатическими колебаниями уровня океана, 3 — изменениями климата, 4 — причинами чисто седиментационного характера. Л. Н. Ботвинкина (1965) выделяет две группы причин возникновения слоистости: внешние причины и причины, связанные с теми процессами, под влиянием которых образуется сам осадок. Можно допустить, что все бесконечное разнообразие текстур осадков и осадочных пород возникает под влиянием небольшого числа простых процессов, проявлявших себя во все эпохи развития осадочной оболочки Земли.

В любом разрезе слоистой толщи видно, что основная масса слоистых текстур создана чередованием осадков, отлагавшихся с различной скоростью в условиях различной динамической активности среды седиментации. По способу накопления осадки четко разделяются на две группы: 1 — кластические и вулканические, 2 — биогенные, хемогенные и глинистые. Осадки второй группы выделяются под названием "фоновые осадки" (Дафф и др., 1971, с. 230; Савельев и др., 1974, с. 11).

Н. М. Страхов (1962, т. 1, с. 58) пишет: "Как бы длительно ни протекала седиментация взвесей, поступающих в море, она отличается своей полнотой, завершенностью. Взвеси в водной массе

гидросферы не накапливаются, целиком выпадают в осадок и, геологически говоря, мгновенно^{*}. Это общеизвестное положение чрезвычайно важно для понимания генезиса типов текстур, в строении которых участвует терригенный или вулканогенный материал. Если положение Н.М. Страхова справедливо, то можно говорить о дискретности отложения кластических осадков в аспекте геологического времени — о том, что каждый слой, образованный этими осадками, каким бы мощным он ни был, отлагается в течение исчезающе малого временного интервала.

Иначе обстоит дело со второй группой осадков, которые называются фоновыми. Характерной чертой их накопления является постоянство (непрерывность) в обстановке данного ландшафта, в условиях определенной фации. Фоновый осадок может быть простым и сложным по составу. Простыми фоновыми осадками являются известняки, глины, доломиты, соли, органогенные отложения, сложенные однотипным сообществом организмов, и т.д. Однако та же глина, имеющая примесь органического вещества, объединяет в себе, строго говоря, два типа фонового осадка — собственно глину и остатки организмов (характерные для области накопления глин), т.е. является сложным фоновым осадком. Известняк может содержать примесь доломита, остатки фауны и органическое вещество планктонного происхождения, объединяя в себе четыре типа простых фоновых осадков, и также является сложным фоновым осадком.

Все фоновые осадки, сложенные частицами, не испытывавшими длительного переноса от момента своего образования до захоронения, называются местными фоновыми осадками. Очень часто частица фонового осадка, выпадая из раствора или трансформируясь в среде с иными гидрохимическими характеристиками, испытывает до момента своего перехода в осадок более или менее длительный перенос и иногда отлагается там, где частицы такого состава не образуются. Это — перемещенные фоновые осадки. Таковы многие морские глины, глины крупных озер, некоторые карбонатные осадки. Перемещенные фоновые осадки в местах своего отложения смешиваются с местными, создавая тоже сложный фоновый осадок.

Существуют переотложенные фоновые осадки, которые уже прошли стадию отложения, а иногда и диагенеза, но затем были размывы и переотложены на другом участке дна. Таковы многие типы аллювиальных обломочных аргиллитов, карбонатные пески (окружающие строматолитовые и коралловые рифы), некоторые глины, известняки и кремнистые осадки (в элементарных циклах, отложенных мутьевыми потоками), слои раковинного детрита и др. Переотложенные фоновые осадки перемещаются и отлагаются так же, как кластический материал, и обычно совместно с ним.

Фоновые осадки формируются во всех бассейнах и во всех их частях — от зон прибоя и интенсивных течений до глубоководных впадин. В тех участках бассейнов, где течения или волнения способны перемещать крупные обломочные частицы, фоновые осадки

не отлагаются или отлагаются лишь частично — неполные фоновые осадки. Например, частицы кальцита, наиболее интенсивно формирующиеся на мелководье в морях субтропического и тропического поясов, в зоне прибоя не накапливаются, а выносятся в более глубокие части бассейна, где осаждаются с фоновыми осадками, характерными для этих более глубоководных участков дна (Страхов, 1962, т. 1). В то же время в зоне прибоя могут сохраниться и перейти в ископаемое состояние обломки толсто-стенных раковин мелководных форм, некоторые прикрепленные организмы и водорослевые колонии, покрывающие дно.

Тип фоновых осадков определяется местными физико-химическими условиями и формой существования жизни. Поэтому каждой фации соответствует свой тип фоновых осадков, а смена фациальной обстановки сопровождается сменой этого осадка. Текстуры, химические и фаунистические особенности одноименных фоновых осадков индивидуальны в каждой конкретной обстановке седиментации, что дает, в частности, возможность выделять среди известняков пресноводные, морские, лагунные, рифовые, оолитовые и другие разновидности.

Обычно фоновые осадки являются сложными по составу, что определяет появление большинства слоистых текстур в данных осадках. Колебания физико-химических условий, имеющие поступательно-возвратный характер, приводят к тому, что в сложном фоновом осадке один из его компонентов перестает или почти перестает отлагаться, тогда как скорость отложения других может остаться прежней или возрасти, следствием чего явится возникновение слоя (слойка) несколько иного или нового состава. В бассейновой обстановке возникновение такой слоистости чаще всего связано с сезонными или более крупными изменениями климата.

Характерными примерами являются сезонная слоистость соленосных отложений и слоистость, обусловленная послойно неоднородным распределением органического вещества, которая часто возникает в связи с сезонными вспышками развития планктона. Такая слоистость, например, была описана в хемогенных кремнистых отложениях кремнисто-карбонатной формации среднего протерозоя Восточного Саяна (Савельев, 1966). Здесь тонкие слои в кварцитах создаются послойной примесью тонкозернистого органического вещества, появление которого связано с сезонным увеличением количества планктонных форм сине-зеленых водорослей. При этом скорость отложения кремнистого материала, по-видимому, существенно не изменялась. Сезонная ритмичность осаждения карбоната кальция наблюдается в современных осадках Черного моря (Алекин, Моричева, 1966). Ритмическое повторение фекальных микрозон, связанное с сезонными вспышками жизни, описано Ю.В.Первольфом в илах Мойнакского озера (Первольф, 1937). М.В.Кленова приводит данные о накоплении окислов марганца в зоне высокого градиента солености в водах Баренцова моря. Здесь речные воды, обогащенные соединениями марганца, распространяются по по-

верхности моря и понижают соленость поверхностных слоев воды. При встрече этих опресненных вод с водой нормальной солености и высокого рН соединения марганца выпадают в осадок (Кленова, 1961). Сезонное изменение количества поступающих в морской бассейн пресных вод приводит к периодическому смещению зоны осаждения марганца в дистальном направлении и, следовательно, к формированию слоистости, созданной неравномерным распределением соединений марганца в тонкозернистых донных осадках. Некоторые типы слоистости фоновых осадков обязаны своим происхождением диагенетическим процессам. Таким способом образуются некоторые пластообразные кремнистые тела в карбонатных толщах (Смирнов и др., 1969).

Наконец, слоистость фоновых осадков связана с изменением одного или нескольких параметров, определяющих условия их накопления: состава и площади области размыва, климата, характера выветривания, наличия или отсутствия наземной растительности, изменения глубины и солености, химического состава воды, количества и типа биомассы. Если изменения эти носят направленный характер, то соответствующим образом трансформируются и фоновые осадки, причем на первых стадиях эти изменения происходят без смены литологического типа осадка. И.И. Волковым (1973) в глинах Черного моря описаны различия в скорости накопления органического вещества и в распределении химических элементов. В частности, в новоэвксинское и раннечерноморское время скорость накопления неизвестковистых и известковистых глин была значительно выше современных, что автор связывает с влиянием ледника; в данном случае фация не изменилась (фация глубоководных глин внутренних морей) — изменились лишь скорость отложения осадков и некоторые детали их химического состава, в результате чего возникли два слоя (пласта), несколько отличные друг от друга. Как правило, переходы такого рода и границы между пластами более или менее постепенные. Резкий скачок происходит, если эволюция условий накопления привела к замене одного литологического типа осадков другим. Чередование слоев такого типа определяется как смена генетических типов осадков в разрезе. Большая группа текстур фоновых осадков создана неоднородно-последовательной примесью терригенного материала, но закономерности возникновения этих текстур уже не связаны с теми, которые определяют описанные выше типы слоистости фоновых осадков.

В некоторых случаях слоистость фоновых осадков отражает поверхности перерывов или поверхности со следами растворения отложившегося осадка. Перерыв в накоплении фонового осадка в однородной толще не означает, как это обычно принято считать, временного прекращения формирования этого осадка. В таком случае всегда имеет место нарушение равновесия в системе среда-осадок возникшим течением. Сильное течение способно не только уносить частицы фонового осадка во взвеси, но и эродировать уже отложившийся осадок — тогда возникает ясная поверхность размыва. Сла-

бье течения, возникновение которых не связано со сменой фациальной обстановки, могут в течение какого-то промежутка времени препятствовать накоплению осадка. После прекращения подобного течения продолжает накапливаться фоновый осадок того же состава. Иногда такие перерывы в однородной толще могут быть очень слабо заметными (Brinkmann, 1929). Поверхности со следами растворения в однородных толщах возникают в результате резких, но кратковременных нарушений химизма среды седиментации, не приводящих к изменению фациальной обстановки.

Слоистость кластических осадков теснейшим образом связана с динамическими характеристиками агента транспортировки. При любом способе транспортировки обломочного материала (ветер, реки, волнения, различные течения, мутьевые потоки) время транспортировки и отложения каждой порции осадка очень мало. Кластический осадок распределяется в области седиментации таким способом, что обычные движения той среды, в которой перемешался осадок, не могут вызвать его переотложение. Обломочные частицы, переносимые рекой, осаждаются в русле по мере уменьшения скорости течения или в конечном водоеме стока. У океанического побережья и связанных с ним морей существуют зоны приливно-отливных течений, перераспределяющих обломочный материал на прибрежной площади. Волнения в морских бассейнах перемешают донный осадок к берегу и от берега, вырабатывая профиль равновесия (Зенкович, 1946). Наконец, мутьевые потоки, формирующиеся у границы уровня агградации (Данбар, Роджерс, 1962) или на подводном склоне дельт, периодически отлагают обломочный материал на определенной площади дна.

Направление перемещения обломочного материала не остается постоянным во времени, но даже в том случае, если перемещение осадка происходит в разное время по различным направлениям, всегда существует достаточно четко очерченная зона, за пределы которой осадок определенной фракции не выносится (это справедливо, если динамика среды остается более или менее постоянной). Однако в реальной обстановке динамические характеристики среды переноса испытывают весьма существенные колебания. Достаточно вспомнить, насколько ураганы отличаются от нормальных ветров, паводковое течение реки — от меженного, кратковременные ветровые течения — от обычных и т.д. Каждое из этих явлений изменяет конфигурацию зоны накопления кластического осадка и значительно расширяет ее; в том и другом случае кластический осадок отлагается там, где до этого накапливался только фоновый, характерный для данной ландшафтной зоны.

Предположим, что в морском бассейне транспортировка кластического осадка за пределы профиля морского равновесия происходит при деятельности течений, связанных с приливами и отливами (рис. 1). Обычные приливно-отливные течения переносят обломочный материал на некоторое расстояние в глубь бассейна и по направлению к берегу в пределах зон I и II. При этом фоновые осадки

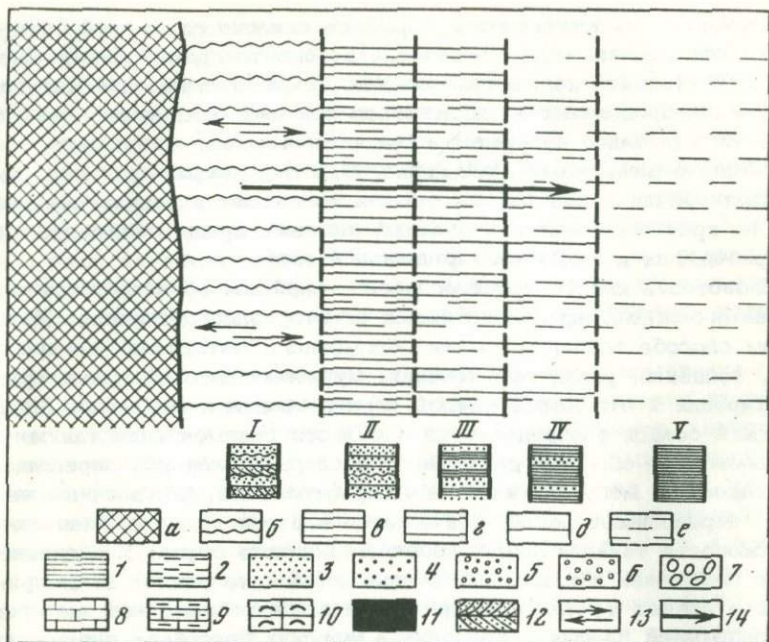


Рис. 1. Распределение осадков в приливо-отливной зоне
 а - суша; б - зона волнового перемещения обломочного материала; участки дна, где обломочный материал переносится и откладывается в результате деятельности приливо-отливных течений: в - обычных, г - сизигийных, д - экстремальных; е - зона отложений фоновых осадков.

I-V - схематические разрезы отложений разных зон: 1 - глина, 2 - алеврит, 3 - песок, 4 - грубозернистый песок, 5 - то же, с мелкой галькой, 6 - гравелит, 7 - галечник или конгломерат, 8 - известняки и доломиты, 9 - карбонатные породы с примесью терригенного материала, 10 - органогенный известняк, 11 - торф, 12 - косослоистые пески; 13 - направление приливо-отливных течений; 14 - общее направление сноса

в полном объеме не накапливаются в зоне I, а в зоне II тонкие фракции осадка практически не успевают отложиться, так как течения обычных приливов и отливов повторяются в этой зоне дважды или четырежды в сутки. Полумесячные сизигийные приливы значительно сильнее обычных; соответственно шире и зона отложения кластических осадков (III), при этом сизигийные течения могут частично или полностью эродировать осадки зон I и II. Фоновые осадки зоны III, отложившиеся в течение двух недель на песчаном дне в спокойной обстановке, иногда сохраняются в виде тончайших пленок или органических макроостатков между слоями пес-

ков и алевритов, отложенных течениями. В зону IV осадки транспортируются только необычными по силе (экстремальными) течениями, которые наблюдаются тогда, когда Луна и Солнце находятся в перигее и располагаются на одной прямой. Такие приливно-отливные течения повторяются в зависимости от особенностей движения системы Земля-Луна-Солнце с периодичностью от 4,65 до 2500 лет (Савельев и др., 1974). В этой зоне фоновые осадки обычно сохраняются в разрезе; и в ее нижней части, куда доходит только тонкий кластический материал, мощность их слоев сопоставима или даже больше слоев, образованных обломочным осадком. В зоне V формируется разрез, сложенный только фоновыми осадками, характерными для данной части бассейна.

Такая зональность обычно никогда не представлена в чистом виде благодаря тому, что в реальной обстановке осадок перемещается по дну под влиянием нескольких факторов. В приведенном выше примере слои терригенных осадков могут появиться и за пределами влияния любых приливно-отливных течений (в зоне V), если они будут доставлены туда особо сильным ветром, мутьевым потоком, течением, связанным с цунами, и т.д. В каждой седиментационной области распределение обломочных осадков на площади определяется той зональностью, которая характерна для каждого агента транспортировки или для нескольких агентов, действующих одновременно.

Процесс отложения осадков в той или иной степени контролируется тектоническими движениями. Принято считать, что роль тектоники при процессах слоеобразования очень велика, а резкая литологическая смена осадков в разрезе описывается как рубеж тектонического режима, начало трансгрессии или регрессии. Изучение современных осадков, связанных с океаном, и самих океанов показало, что слоистость различных типов свойственна всем осадкам; в большинстве случаев появление ее никак нельзя связать с тектоническими движениями. Скорости поднятий и погружений, отмечаемые в настоящее время (если исключить катастрофические смещения при землетрясениях), обычно не превышают нескольких миллиметров, сантиметра или, в редких случаях, нескольких сантиметров в год; у нас отсутствуют какие-либо данные, позволяющие допустить значительно более высокие средние скорости поднятий и погружений в прошлые геологические эпохи. Поэтому, например, для того чтобы вывести зону отложения илов (предположим, что она находится на глубине 100 м) на глубину, где перемешаются и отлагаются пески (предположим, что она равна 10 м), потребуется по меньшей мере несколько тысячелетий. Если бы за это время динамика водной среды испытывала только плавные, постепенные изменения, это нашло бы отражение в постепенном изменении размера отлагающихся частиц осадка. Однако, как уже отмечалось, во всех областях седиментации динамическая активность агентов транспортировки испытывает резкие колебания.

В любом бассейне существует так называемый уровень накопления или уровень агградации, отмеченный некоторой воображаемой плоскостью, ниже которой в данной гидродинамической обстановке осадки определенной фракционной группы теряют способность к перемещению и накапливаются на дне. Для более крупных фракций осадка уровень агградации будет расположен выше, а для мелких — ниже, благодаря чему на дне наблюдается закономерная смена его фракций — более грубозернистых у берега, переходящих по мере удаления от него ко все более и более мелкозернистым. Естественно предположить, что при трансгрессии уровень агградации будет повышаться, приводя к смене в разрезе относительно крупнозернистых осадков более мелкозернистыми, а при регрессии должна наблюдаться обратная картина.

К сожалению, столь четкая закономерность в чистом виде никогда не прослеживается, потому что уровень агградации испытывает постоянные (очень значительные по сравнению с тектоническими) колебания под влиянием различных эпизодических факторов, не имеющих отношения к тектонике: штормов, экстремальных приливно-отливных течений, цунами и др. Кроме того, четкая площадная зональность по фракциям нарушается оползнями и мутьевыми потоками. Колебания уровня агградации для песков, связанные со штормами, во внутренних морях достигают нескольких метров, а на океаническом побережье — 100 м и более (Затонский и др., 1961). Колебания уровня накопления на несколько порядков превосходят те изменения глубины бассейна, которые определяются тектоникой; поэтому образование слоистости кластических осадков не имеет однозначной и прямой связи с тектоническими движениями.

Влияние тектонических движений более или менее отчетливо проявляется только в общих закономерностях строения осадочных толщ. На рис. 2 изображена схема формирования осадков в условиях трансгрессии при изменении глубины данной точки от 0 до 70 м. При этом допускается, что глубина увеличивалась постоянно на 1 см в год, общая гидродинамика бассейна была равномерно высокой, а линия берега постепенно отступала от этой точки.

В течение приблизительно 1000–1500 лет на этом участке дна, который в большей своей части находился выше уровня агградации грубообломочных осадков, периодически при уменьшении активности волнений и течений отлагался кластический материал, который затем уничтожался размывом, выносился в более глубокие части бассейна в периоды штормов. Осадок здесь хотя и отлагался, но не накапливался. По мере развития трансгрессии некоторые слои или части слоев сохранялись и переходили в ископаемое состояние, потому что при увеличении глубины воздействие волнений и течений на донный осадок в общем ослабевает, а также потому, что для отрыва частицы от дна нужно затратить большую энергию, чем та, которая необходима для ее транспортировки (Hjulstrom, 1935). Количество слоев в таком разрезе и их мощность определяются скоростью погружения, количеством обломочного материала и

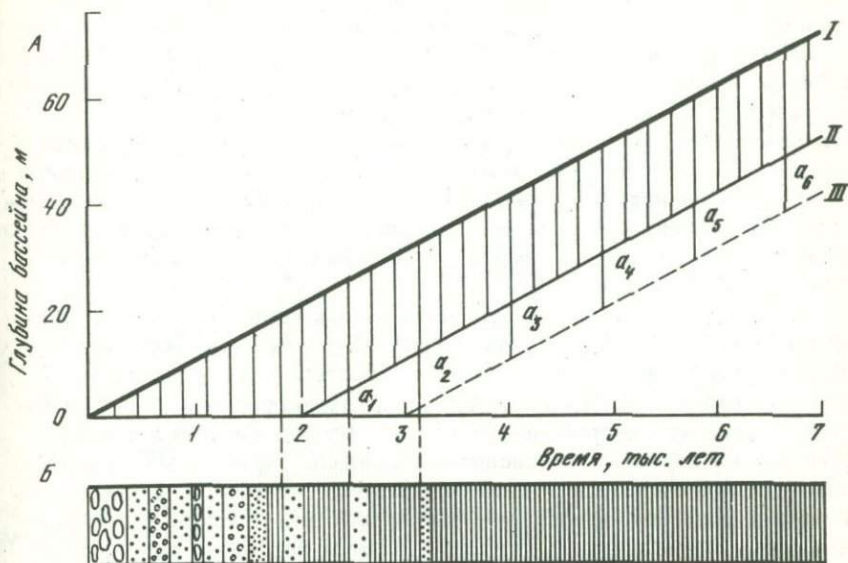


Рис. 2. Формирование разреза осадочных пород под влиянием тектонических процессов и колебаний уровня агградации

А – изменение глубины бассейна во времени: I – уровень агградации, II – усредненная нижняя граница колебаний уровня агградации, III – граница экстремальных изменений уровня агградации (a_1 – a_6 – масштаб экстремальных изменений); Б – схематическая колонка донных осадков.

Условные обозначения см. на рис. 1

амплитудой смещения уровня агградации. Разрез подобных зон крайне фрагментарен. Интересные данные, касающиеся сохранности слоев кластических осадков в прибрежных зонах бассейнов, приводят Н.Л. Кулимин и Л.С. Смирнов (1973), изучавшие приливно–отливные циклы кембро–ордовикских песков Прибалтики. Авторы показали, что реальное время, в течение которого происходило формирование слоев для среднего–верхнего кембрия, равно 133, а для нижнего ордовика – 40 палеосуткам.

К концу второго тысячелетия колебания уровня агградации кластических осадков в описываемой точке все реже и реже достигают дна бассейна, что определяет сохранность в разрезе фоновых осадков (наряду с кластическими). Дальнейшее увеличение глубины приводит к тому, что в разрезе начинают преобладать фоновые осадки, слой же обломочного происхождения появляются сначала только при экстремальных понижениях уровня агградации, происходящих, например, в результате особо сильных ураганных ветров (рис. 2, a_1 , a_2), а затем, при дальнейшем развитии трансгрессии, и экстремальные процессы уже не способны доставлять обломочный

материал в эту часть бассейна. Увеличение глубины параллельно с дискретным отложением кластического материала привели к образованию сложно построенного многослоя, где каждый слой кластического осадка сформирован процессами, не имеющими отношения к тектонике. Тектонические движения (или эвстатические изменения уровня) в данном случае определяют мощность накопившихся осадков и макроструктуру многослоя, однако и эти характеристики разреза не зависят целиком только от тектоники, так как морфологические особенности разреза связаны с количеством поступающего обломочного материала, площадью бассейна и изменением его общей динамики во времени.

Данный разрез может быть назван осадочным циклом. Он сложен осадками, возникшими на разных глубинах, что, естественно, должно было найти свое отражение в составе фоновых осадков. При дальнейшем развитии прогиба этот трансгрессивный цикл способен смениться регрессивным или же новым трансгрессивным, сходным по строению с описанным. Принято считать, что границы таких циклов являются рубежами основных изменений плана тектонических движений. Это положение правомерно (далеко не всегда) для небольших бассейнов, что же касается бассейнов крупных, то определение момента смены знака тектонического движения явно будет зависеть от того, в какой части бассейна находился изучаемый разрез.

Граница терригенных и фоновых осадков как в стадию трансгрессии, так и в стадию регрессии находится на разных уровнях в зависимости от местоположения разреза по отношению к берегу. Даже если процесс погружения или поднятия охватывает одновременно весь бассейн, он проявится (в строении разреза) сначала в наиболее мелководной части бассейна, а уже затем, через некоторый промежуток времени, в более глубокой. Площади дна и интервалы глубины, в пределах которых стали отлагаться определенные фоновые осадки, достаточно велики, чтобы в течение крупных промежутков времени обмеление или углубление бассейна не отражались на их составе. Такими осадками, например, являются многие разновидности глин. Мелководные фоновые осадки (органогенные известняки и др.) хорошо выражены только в трансгрессивных циклах, регрессия же немедленно приводит к резкому обмелению бассейна, смене фонового осадка или появлению поверхности размыва, выше которой отлагаются осадки следующего трансгрессивного цикла.

Таким образом, для относительно глубоководных бассейнов характерны симметричные (трансгрессивно-регрессивные) циклы, для мелководных — асимметричные (трансгрессивные). Однако и тот, и другой тип циклов формируются при одном и том же типе шпальных колебательных тектонических движений. По-видимому, симметричные циклы характерны для глубоких зон шельфов и внутренних частей котловинных бассейнов; асимметричные циклы формируются вблизи берега в глубоководных и в плоских бассейнах (рис. 3).

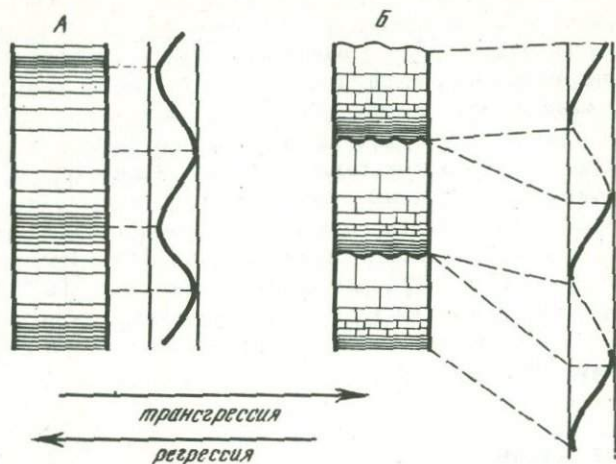


Рис. 3. Формирование симметричных и асимметричных циклов при колебательных тектонических движениях

А — симметричные циклы в глубоководных бассейнах; Б — асимметричные циклы в мелководных бассейнах.

Условные обозначения см. на рис. 1

Смена знака тектонических движений практически никогда не совпадает с границей смены кластических и фоновых осадков. Начало трансгрессивной серии в непрерывном разрезе находится внутри терригенной пачки, начало же регрессивной не совпадает в большинстве случаев с появлением первых слоев терригенных осадков, а находится ниже ее, причем несовпадение это тем больше, чем дальше от берега накапливались отложения изучаемого разреза. Поскольку трансгрессия и регрессия вызывают определенные изменения в наборе и соотношениях тех элементов, которые попадают в бассейн растворенными (а также в составе органического вещества или глинистых частиц) и захороняются в фоновых осадках, когда-нибудь будет возможно определение момента начала регрессии или трансгрессии чисто химическими методами. Это имело бы особое значение для немых осадочно-метаморфических комплексов докембрия, в которых прибрежные мелководные осадки сохраняются относительно редко.

Вернемся теперь к одному из наиболее распространенных типов слоистых текстур — элементарным циклам. Элементарный цикл, образованный полностью или частично кластогенными (в том числе и переотложенными фоновыми) осадками, образуется геологически мгновенно. Так называемое "время формирования элементарного цикла" — это время, которое прошло между отложением слоев кластических осадков в данной точке бассейна. Элементарные циклы формируются различными способами, однако общим в их генезисе является то, что они образуются только в том случае, если ско-

рость движения среды не остается постоянной, а изменяется во времени. Элементарные циклы могут иметь простую внутреннюю структуру — градационную, но они часто сложно построены, состоят из последовательно сменяющих друг друга слоев; некоторые из них имеют собственную тонкую текстуру: косую слоистость, слоеватость, тонкую слоистость, знаки ряби и т.д. Вопрос о внутренней структуре элементарных циклов и закономерностях ее образования относится к числу слабо разработанных, и проблема происхождения циклов до настоящего времени служит предметом дискуссии (Дафф и др., 1971; Животовская и др., 1964; Иванов, Македонов, 1975; Леонов, 1975; Трофимук, Карагодин, 1975). Многие стороны этой проблемы могут быть выяснены, если рассмотреть механизм возникновения элементарных циклов при деятельности мутьевых потоков.

МУТЬЕВЫЕ ПОТОКИ

Мутьевой поток относится, по-видимому, к одному из наиболее широко распространенных факторов образования изолированных слоев и элементарных циклов, в том числе и циклов, имеющих сложное внутреннее строение. Образование многослоев в процессе переноса материала мутьевым потоком привлекает своей простотой и позволяет отказаться от основного ущербного положения осцилляционной гипотезы — постоянных и многократно повторяющихся колебаний дна бассейна, приводящих к мистически-бесконечному повторению одних и тех же условий седиментации. Многочисленные наблюдения над процессами современного осадконакопления в бассейнах разного типа показали, что смена литологических разностей осадков, возникновение границ раздела слоев и цикличности часто происходят не только при неизменном уровне воды, но и в условиях одной фациальной обстановки (Ботвинкина, 1965; Дафф и др., 1971; Савельев и др., 1974). Это обстоятельство заставило обратить особое внимание на эпизодически действующие седиментационные факторы образования слоистости и особенно на роль мутьевых потоков.

За рубежом первые работы по мутьевым потокам появились еще в начале века (Heim, 1908), но наиболее широкое развитие данной гипотезы относится к середине и концу 30-х годов. В 1936 г. появилась публикация работы Р. Дэли о причинах образования подводных каньонов, а в 1937 г. — публикация работы Ф. Кюнена по моделированию мутьевых потоков и процессов эрозии дна. По данным Л. Лингена (Lingen, 1969), количество работ, посвященных мутьевым потокам, к 1969 г. достигло 1000, однако в отечественной литературе общее число публикаций по этой проблеме пока очень мало.

Гипотеза мутьевых потоков еще не получила у нас заслуженного признания и сколько-нибудь широкого распространения. Против-

ники гипотезы мутьевых потоков обращают особое внимание на то, что некоторые особенности ритмически-слоистых толщ или отдельных элементарных циклов, а также закономерности фациальных переходов на площади не могут быть объяснены с позиций гипотезы мутьевых потоков. Эти возражения, изложенные в опубликованных работах (Архипов, 1965, 1971; Вассоевич, 1962; Лонгинов, 1971; и др.), можно свести к следующему:

1. В лабораторных условиях до сих пор не удалось моделировать мутьевые потоки большой плотности и переход оползня в мутьевой поток.

2. "Мутьевая" гипотеза оставляет без внимания постоянство флишевого набора пород и характера ритмичности в отдельных свитах на огромном протяжении вдоль трога (на Кавказе почти на 1000 км).

3. В ритмически-слоистых толщах многослой с градационной слоистостью, для которых предполагаются отложения из мутьевых потоков, чередуются со слоями, имеющими внешне однородный состав и резкие верхнюю и нижнюю границы¹.

4. Во многих осадках, содержащих песчаные фракции, отсутствует глинистая примесь, обязательная для типичных турбидитов.

5. Деятельностью мутьевых потоков трудно объяснить образование ритмов в грубом флише.

6. "Мутьевая" гипотеза не объясняет заметного уменьшения мощности проксимального флиша при переходе его в грубый флиш и учащения явлений размыва части отложенных ранее осадков в направлении к кордильере.

7. Деятельностью мутьевых потоков невозможно объяснить возникновение в ритмах косослоистых текстур (часто разнонаправленных) и знаков ряби.

8. Гипотеза мутьевых потоков не объясняет наличия в составе ритмов третьего элемента, который часто наиболее отчетливо проявляется в карбонатном флише, где он представлен наиболее хорошо отмученными, часто неизвестковистыми глинами, отвечающими весьма замедленному этапу седиментации.

Большинство доводов, якобы противоречащих гипотезе мутьевых потоков, находит наиболее исчерпывающее объяснение с позиции именно этой гипотезы.

Мутьевым или суспензионным потоком (турбидитом) в любом водоеме называется гравитационное течение суспензий твердых частиц, которое распространяется вдоль дна в толще воды, обладающей меньшей плотностью, чем суспензия. Образование потока почти всегда связано с оползнем. Переход оползня в мутьевой поток, как отмечает В.В. Лонгинов, в лабораторных условиях осуществить не

¹ Дж. Хьюберт (Hubert, 1964) и Л. Линген (Lingen, 1969) отмечали, что в современных донных осадках океана, генезис которых трактуется как турбидитовый, градационной слоистостью обладают не более трети осадков.

удалось. Ф. Кюнел, доказывая существование и осадкообразующую деятельность потоков высокой плотности, в своих экспериментах оперировал тем не менее суспензионными потоками низких плотностей. Однако неудачи этих экспериментов не должны ставить под сомнение механизм возникновения мутьевых потоков.

Представим себе оползень, движущийся по наклонному дну; начав перемещаться, он будет продолжать движение, если уклон дна останется неизменным. По данным А.Д. Архангельского, этот уклон должен быть порядка $1-2^{\circ}$ (Архангельский, 1930). Предположим далее, что уклон дна обеспечивает прогрессирующий разгон оползневой массы. В этом случае нет никаких оснований полагать, что оползень будет двигаться в виде компактной массы, не смешиваясь с водой, не испытывая внутренней дифференциации, без уменьшения своей плотности. Тесная связь оползневых текстур с ритмически-слоистыми отложениями и внутренняя динамика движения оползня, испытывающего неоднородное сопротивление со стороны дна и перекрывающей воды (что способствует перемешиванию захваченных оползнем осадков с водой), убеждают в том, что движущийся оползень должен перейти в мутьевой поток, если уклон дна дает возможность оползневой массе увеличивать скорость своего движения на достаточно большом расстоянии. Момент перехода оползня в мутьевой поток будет зависеть от объема перемещаемого осадка, уклона дна и его рельефа (при неровном рельефе дна плотность будет снижаться быстрее — Allen, 1971), а также от расстояния, на котором сохраняется уклон, необходимый для разгона оползня.

Места возникновения мутьевых потоков. Наиболее обычным местом возникновения мутьевых потоков являются, вероятно, районы подводного продолжения дельт. Граница осаднения кластических осадков при отсутствии или незначительной силе донных течений обычно четко очерчена, что создает предпосылки для накопления крупных масс рыхлых осадков, имеющих часто крутые углы естественных откосов. Возникновение мутьевых потоков в этих районах необязательно связано с явлениями катастрофического типа: землетрясениями, паводками, цунами и т.д.; оползень, переходящий при благоприятном рельефе дна в мутьевой поток, возникает скорее всего в результате простого превышения угла естественного наклона осадков. Естественно, что в сейсмических районах возникновение таких потоков будет стимулироваться землетрясениями.

Мутьевые потоки района дельт относятся к типу линейных (Лонгинов, 1971). Принято считать, что именно такие потоки приводят к образованию подводных каньонов (Daly, 1936). Нас, однако, в большей степени интересуют плоскостные потоки, отлагающие материал на обширных площадях дна. Район возникновения их находится ниже границы зоны агградации (Данбар, Роджерс, 1962) или границы зоны действия волн или течений, где создаются условия для накопления больших объемов рыхлого кластического материала (Хворова, 1958). Следовательно, оптимальные условия для возникновения мутьевых потоков можно ожидать не в тех

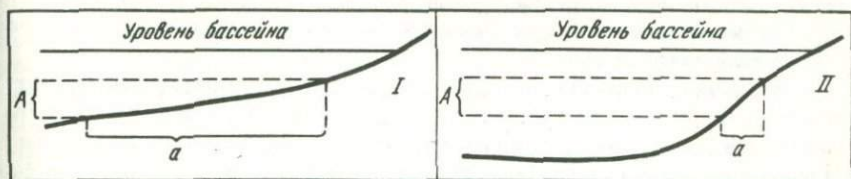


Рис. 4. Зоны перераспределения осадков (a) при одинаковых колебаниях уровня агградации (A) в мелководных бассейнах с пологим уклоном дна (I) и в глубоководных бассейнах с более крутым уклоном дна (II)

бассейнах, уровень которых подвержен значительным колебаниям, а в тех, где при постоянном притоке клас- тического материала уровень сохраняется постоянным или очень медленно изменяется. Это положение противоречит осцилляционной гипотезе возникновения цикличности, но тем не менее справедливость его очевидна.

Действительно: чем резче изменения уровня воды в бассейне, тем шире колебания уровня агградации донных осадков; и, наоборот, при стабильном положении или медленном прогибании дна бассейна колебания уровня агградации будут относительно небольшими. Если в бассейны с различным режимом изменения глубины поступают равные объемы осадков, то в первом случае широкая амплитуда колебания уровня агградации как бы "размазывает" по дну осадок у границы гидродинамической активности. В то же время более или менее стабильное положение уровня агградации приводит к концентрации принесенного в бассейн осадка в относительно узкой зоне, а это, в свою очередь, увеличивает возможность появления оползней и мутьевых потоков.

Большое значение в процессе накопления имеет и глубина бассейна. Равное по величине изменение уровня агградации по-разному скажется на распределении осадков в мелководных и глубоководных бассейнах (рис. 4). Чем глубже бассейн и чем круче уклон дна, тем чаще при прочих равных условиях можно ожидать появления оползневых смещений и мутьевых потоков.

Принято считать, что "спусковым механизмом" мутьевых потоков являются землетрясения (Хаин, Ломизе, 1961). Это предположение вполне правомерно, но не следует забывать, что как бы ни было сильно землетрясение, оно не вызовет оползня и мутьевого потока, если на дне не накопилось достаточного количества клас- тического материала. Поэтому при регулярно повторяющихся землетрясениях только то из них вызовет оползень и мутьевой поток, которое произойдет при наличии на дне неустойчивых масс осадка. Возникнове- ние же следующего мутьевого потока будет определяться скоростью отложения клас- тического материала в районе отрыва оползней. Поэ- тому едва ли будет правильным считать, что частота появления и характер чередования циклов ритмически-слоистых толщ являются

своеобразной сейсмограммой области седиментации. По-видимому, прямая зависимость между землетрясением и появлением элементарного цикла отсутствует.

Можно предположить несколько причин возникновения мутьевых потоков. Кроме землетрясений, наиболее обычной причиной перемещения рыхлых осадков следует считать, по-видимому, превышение предельного угла наклона при их накоплении, а непосредственным толчком к началу движения скорее всего служит резкое понижение уровня агградации во время особенно сильных волнений.

Распространение эрозионных поверхностей на дне бассейна и зависимость текстур кластических осадков от скорости потока. Разберем закономерности движения и текстурообразующую деятельность мутьевого потока. Предположим, что обломочный материал, перемещаемый этим потоком, представлен всем набором фракций — от галечников (с размером галек до 100 мм) до алевритов. Этот мутьевой поток проходит по склону дна, сложенному однородным тонкозернистым осадком — глиной. Допустим, что максимальная скорость потока значительно превышает 16 км/ч, т.е. ту скорость, которая необходима для эрозии глин (Hjülstrom, 1935). Рассмотрим теперь, как распределится обломочный материал и какие текстуры могут возникнуть в осадках, отложенных этим потоком, в различных участках дна.

Максимальная скорость движения мутьевого потока (v) значительно выше той, которая требуется для перемещения обломочных частиц наибольшего размера (v_0): $v > v_0$.

Если учесть еще скорость, необходимую для эрозии фоновых осадков (v_ϕ), приняв условно, что она неизменна на пути движения потока, то $v > v_\phi = v_0$. Из этого неравенства вытекает, что если скорость потока снизится до $v = v_0$, т.е. до той величины, при которой начинается отложение на дно наиболее крупнозернистого материала, то материал этот, во-первых, отложится на неразмытой поверхности фоновых осадков (потому что в точке А $v = v_\phi = v_0$) и, во-вторых, фракции максимального размера будут отлагаться не вблизи берега, а на некотором расстоянии от него (рис. 5, I, см. вклейку).

Теперь рассмотрим другой вариант: $v > v_\phi > v_0$, когда максимальная скорость мутьевого потока будет больше скорости, необходимой для эрозии фоновых осадков, а последняя, в свою очередь, больше той, которая нужна для транспортировки наиболее крупной фракции осадка (рис. 5, II). Здесь между районом отложения самых крупнозернистых осадков и районом дна с ясными следами эрозии должен, по-видимому, сохраниться участок дна, не нарушенный размывом.

Затем разберем довольно распространенный случай, когда $v > v_0 > v_\phi$, (рис. 5, III). Донными осадками, по которым движется поток, являются здесь не глины, а алевриты и различные пески. Наиболее крупнозернистый материал, как видно из графика, частично отлагается в районе эродированного дна.

Предположим далее, что скорость потока меньше скорости, необходимой для эрозии дна или для транспортировки наиболее крупных обломков $v_{\phi} > v > v_0$ (рис. 5, IV). Эрозионная поверхность в области деятельности мутьевого потока будет вообще отсутствовать.

Если же $v_0 > v > v_{\phi}$ (что случается при транспортировке грубо-зернистого песка или гравия по дну, сложенному мелкозернистыми песками и алевритами), то поверхность размыва возникает вблизи берега как только скорость оползня или мутьевого потока достигнет величины, необходимой для эрозии дна (рис. 5, V). Распределение фракций осадка на профиле дна здесь будет нормальным: у берега более крупнозернистые, залегающие на эродированном дне, а по мере удаления от берега — все более мелкозернистые.

Едва ли следует рассматривать более низкие скорости движения, так как при небольших скоростях оползень не превращается в мутьевой поток. Примеры, приведенные выше, лишь приближенно отражают действительную картину. Положение зоны эрозии на дне в районах отложения наиболее крупнозернистых осадков может быть и несколько иным в зависимости от ряда факторов: от величины скорости и характера ее изменения в процессе движения потока; от физических свойств донных осадков, обычно неоднородных на пути движения потока (благодаря чему линия v_{ϕ} на графиках практически никогда не будет прямой); от степени уплотнения донного осадка (Postma, 1962); от рельефа дна.

На схемах, иллюстрирующих распределение осадка на дне бассейна при движении мутьевого потока, видно, что в том случае, когда $v > v_0$, область накопления прибрежных кластических осадков отделена более или менее широким интервалом (рис. 5, зона В) от тех участков дна, где мутьевой поток начинает осаждать наиболее крупнозернистый материал. Исходя из чисто теоретических предположений можно предположить, что в интервале зоны В дна бассейна будут отлагаться тонкозернистые осадки, захваченные потоком в месте своего образования и во время движения.

Таким образом, в бассейнах с мутьевыми потоками достаточно высокой скорости должны наблюдаться два района отложения кластического материала: прибрежный и глубоководный, разделенные полосой тонкозернистых осадков. Изучение современных донных отложений показало, что такая зональность характерна для многих морей: Черного, Берингова, Охотского, Желтого, Южно-Китайского, Немецкого и др. (Архангельский, Страхов, 1928; Леонов, 1969; Лисицин и др., 1972; Попов и др., 1963; Шепард, 1951).

М.Г. Леонов обращает внимание на существование в Черном море обширных областей, лишенных современных отложений. Эти области в основном расположены вдоль южного берега Крыма и вдоль побережья Кавказа, т.е. там, где уклоны дна максимальны. По-видимому, неверно объяснять отсутствие современных осадков в отмеченных на карте районах тем, что именно здесь находится место отрыва оползней. Участки дна, лишенные современных осадков, ле-

жат ниже уровня волнового перемещения материала — в зоне течений, транспортирующих тонкие взвеси, а мутьевые потоки, связанные с оползнями, перемещают от берега в глубь бассейна в основном крупнозернистые осадки: галечники, различные пески и ракушняка. Возможность накопления их в областях отсутствия современных отложений, по крайней мере, мало вероятна.

Иная картина получится, если допустить, что источником песчаного материала для оползней (а затем и мутьевых потоков) являются пески, интенсивно накапливающиеся в донных валах, вблизи берега, у нижней границы зоны воздействия волн. В этом случае возникновение участков дна, лишенных современных осадков, вполне можно объяснить тем, что именно здесь скорости мутьевых потоков достигали величин, превышающих те, которые необходимы для эрозии донных осадков и транспортировки всех фракций кластического материала, захваченного потоками (зона В, при $v > v_{\phi} > v_0$). Показательно, что в иных частях Черного моря, где уклон дна положе, а следовательно, скорость мутьевых потоков снижается, таких областей размыва не возникает.

Если течения, способные удалять тонкие осадки "хвостовых" частей мутьевых потоков, в зоне В отсутствуют, то в этой зоне должна формироваться своеобразная пачка, сложенная тонкозернистыми алевроито-глинистыми осадками (они могут быть также и карбонатными или кремнистыми по составу); отдельные ее слои несут на своей поверхности следы интенсивных размывов, которые являются следами проходивших через эту зону мутьевых потоков.

Изучение природных объектов подтвердило это предположение. Такие отложения, например, были встречены в ладожской серии среднего протерозоя (Южная Карелия, район оз. Малое Янис-Ярви). Здесь среди ритмически-слоистых отложений ладожского флиша имеется пачка видимой мощностью более 10 м, сложенная измененными глинами, алевролитами и линзами тонкозернистых метапесчаников, для которой характерно наличие многочисленных размывов. Мощность слоев в среднем от 2 до 10–15 см. Тонкозернистые кварцевые песчаники выполняют эрозионные борозды на поверхности слоев метаалевролитов и метапелитов, для которых характерна тонкая и тончайшая слоистость. Верхним ограничением таких песчаниковых "линз" являются также поверхности размыва. Очень редко песчаники образуют более или менее протяженные слои с асимметричными знаками ряби на поверхности. Иногда валики ряби, сложенные песчаным материалом, разобщены и располагаются непосредственно на эродированной поверхности метапелитов. Подобные отложения встречены еще в нескольких точках того же района. Описываемый разрез находится ближе к области размыва, чем расположенные южнее и юго-западнее толщи ладожской серии, для которых характерна четкая цикличность флишевого типа с хорошо развитым первым элементом, представленным обычно крупно- и грубозернистыми песчаниками (часто с примесью гравелитового материала).

Текстуры, образованные мутьевым потоком, разнообразны на различных участках дна. Строение циклов зависит от ряда причин: рельефа дна, величины его уклона, величины удельного снижения скорости¹, состава прибрежных фоновых осадков, состава глубоководных фоновых осадков, гранулометрической сортировки песков в области образования мутьевых потоков, наличия донных течений и временной периодичности появления мутьевых потоков. Большое количество факторов, влияющих на образование этих текстур, определяет и их морфологическое разнообразие.

Предположим, что мутьевой поток транспортирует все фракции осадка от 0,01 до 100,0 мм и что скорость этого потока после достижения максимума равномерно снижается (на ровном дне) от 450 до 0,1 см/с на расстоянии 50 км. Следует ожидать, что переносимый потоком материал отложится на дне зонально по фракциям: более крупнозернистый – ближе к берегу, а более тонкозернистый – вдали от него. В каждой точке дна слой кластического осадка будет иметь неоднородную вертикальную гранулометрическую сортировку, которая возникает как результат падения скорости за время прохождения суспензионной капли через данную точку. В нашем примере удельное снижение скорости (450:50 000) равно 0,009 см/с на 1 м. Если принять дополнительно длину суспензионной капли, равной 500 м, то за время прохождения ее через любую точку дна скорость снизится на 4,5 см/с².

На диаграмме Ф.Хьюлстрема (Рухин, 1953) можно видеть, что такое снижение скорости при отложении грубозернистых осадков вообще не найдет отражения в вертикальной гранулометрической неоднородности слоя и что только при отложении наиболее мелкозернистых частиц она проявится в образовании слоя с постепенным уменьшением размера обломков от подошвы к кровле. Следовательно, мутьевой поток, равномерно и постепенно теряющий свою скорость на ровном дне, сформирует слой, который вблизи берега будет лишен заметной вертикальной гранулометрической неоднородности, а по мере дальнейшего снижения скорости до 25 см/с и при отложении песчаных частиц размером менее 0,5 мм (Кюнел, 1965) приобретает вполне определенную внутреннюю асимметрию, обычно плохо заметную макроскопически. Только накопление наиболее тонкозернистых частиц формирует достаточно четкий градационный слой. При таких гидродинамических условиях образования слоя постепенные пере-

¹Удельное уменьшение или увеличение скорости – изменение скорости мутьевого потока на 1 м пройденного пути.

²В литературе существуют лишь отрывочные данные, характеризующие ширину оползневых участков на дне современных и древних бассейнов. Выбранная для примера длина суспензионной капли не является завышенной. В многократно описанном мутьевом потоке в районе Ньюфаундленда (Heesen e.a., 1954), ширина оползневого участка достигала нескольких десятков километров.

ходы с вышележащими осадками исключаются (для галечников и большинства песков). Слой, даже имеющий отчетливую внутреннюю асимметрию, обособится резкой границей как в верхней, так и в нижней своей части. Слои песчаников и гравелитов с резкими границами в кровле и подошве — образования весьма обычные для многих флишевых (и нефлишевых) толщ; формирование таких слоев обычно не связывается с мутьевыми потоками, поскольку для них считается обязательным образование осадков с градационной слоистостью (Архипов, 1965; Петелин, 1959; и др.). По-видимому, появление обособленных слоев псефитов и псаммитов со слабо выраженной вертикальной гранулометрической асимметрией всецело определяется величиной падения скорости потока на единицу расстояния и длиной суспензионной капли. Чем быстрее снижается скорость потока, тем ближе к берегу возникает обычная градационная слоистость, в которой различные гранулометрические типы осадков связаны постепенными переходами. Этот же эффект достигается и при увеличении длины суспензионной капли, ибо при этом увеличивается время прохождения ее через каждую точку дна, а следовательно, и величина падения скорости.

В процессе движения по дну длина суспензионной капли, по-видимому, должна прогрессивно увеличиваться. Чем меньше величина удельного снижения скорости, чем больше путь, пройденный потоком, чем меньше длина суспензионной капли, тем хуже выражена градационная текстура в кластических осадках мутьевых потоков. Поэтому слои с градационной и неградационной текстурой часто встречаются совместно во флишевых толщах, причем и те и другие формируются в результате деятельности мутьевых потоков.

Изучение отложений современных мутьевых потоков подтверждает это положение. Например, по данным Д. Горна и М. Юнга (Horn et al., 1971), изучавших отложения мутьевых потоков в донных осадках северо-восточной части Тихого океана, слои с неградационной текстурой имеют широкое распространение. В этом районе турбидитовые слои представлены в основании умеренно сортированным песком или плохо сортированным алевритом, а в верхней части — глинами. Авторы выделяют фации ближних и дальних турбидитов, в которых ближние (в отличие от дальних) характеризуются чередованием слоев с градационной и неградационной текстурой в пределах одной серии и частым отсутствием мелкозернистого материала. Встречаются и другие аналогичные высказывания (Вассоевич, 1962; Hubert, 1964; Lingen, 1969). Данные о возможном отсутствии градационной текстуры в отложениях мутьевого потока на основании экспериментов приводит также С. Джулинский (Džulinski, 1965).

Особенности внутренней текстуры первого элемента цикла зависят от гидродинамических характеристик потока. В этом отношении интересны эксперименты Ф. Кюнена (1969; Kuenen, 1966), который, изменяя плотность потока, его скорость и время данного скоростного режима, получал кластогенный осадок с различными текстурами (горизонтально-слоистыми, косослоистыми), а также осадок

без видимых текстурных признаков; на поверхности слоев в некоторых случаях были получены знаки ряби.

Большую роль в формировании внутренней текстуры обломочной части цикла играет рельеф дна. При неровном рельефе, как уже отмечалось, мутьевой поток значительно быстрее теряет свою плотность и при обтекании возвышенных участков дна изменяет свое направление. Тогда возникают побочные течения, переменные по силе и направлению, которые могут в некоторые моменты снижать скорость основного потока или несколько отклонять его, что находит свое отражение в появлении внутренней слоистости и разнонаправленных линейных и плоскостных текстур (слоеватость, косая слоистость и т.д.). Разнонаправленные ориентированные текстуры в разных частях цикла возникают и в том случае, если мутьевой поток пересекает область действия течений, не совпадающих с ним по направлению. Этот случай достаточно обычный. Если течения ориентированы под заметным углом к направлению движения мутьевого потока, они также скажутся на текстуре кластической части цикла; циркулярные течения (более постоянные, чем ветровые) должны накладывать свой отпечаток практически на каждый цикл, а влияние ветровых течений проявляется в разрезе лишь эпизодически. В зоне течений следы размыва в основании цикла могут не совпадать с направлением мутьевого потока. Такая картина наблюдается во флишевой формации Сьерро-Торро (Scott, 1966), где следы течений (борозды размыва) в основании циклов показывают, что течение направлялось с севера на юг вдоль прогиба; палеогеографические же данные, ориентировка оползней и косой слоистости свидетельствуют о выносе местного обломочного материала с востока.

Косая слоистость при наличии течений появляется далеко не во всех случаях. Возникновение ее, как показали эксперименты Ф. Кюнена, контролируется несколькими параметрами, которые не всегда проявляются одновременно при образовании циклов. Если направление постоянного течения ориентировано под углом к направлению мутьевого потока, это может служить причиной возникновения разнонаправленных косослоистых серий в разных частях цикла (рис. 6). Для отложений мутьевых потоков в области действия постоянных течений (независимо от их направлений) характерна более или менее значительная редукция цикла, связанная с выносом течением части осадка, поступившего в бассейн с мутьевым потоком. В зависимости от силы течения может быть удалена любая часть принесенного осадка: пелитовая, алевроитовая или песчаная — вплоть до образования практически монофракционных песчаных или галечных слоев. На первый взгляд, это как будто противоречит данным Ф. Хьюлстрема, нашедшим отражение на его диаграмме, однако в данном случае следует иметь в виду, что течение захватывает материал не со дна, а из взвеси. Поэтому размерность удаляемых постоянным течением частиц всецело зависит от скорости этого течения, необходимой для транспортировки взвеси, а не

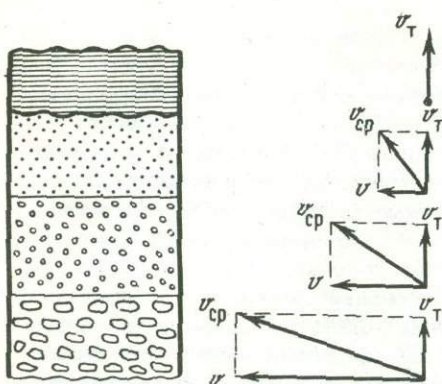


Рис. 6. Изменение направления течения (v_{cp}) при отложении осадков разных частей элементарного цикла, когда кластический материал доставляется любым эпизодически возникающим течением, направление которого (v) перпендикулярно направлению постоянных течений (v_T)

Условные обозначения см. на рис. 1

от скорости, необходимой для отрыва частицы от дна. Таким образом, в зоне действия сильных постоянных течений почти не образуются отчетливо развитых циклов. Чаше здесь наблюдаются либо слои галечника, либо слои песка с плохо выраженной вертикальной гранулометрической асимметрией.

Итак, отложения мутьевых потоков в зоне постоянно действующих течений представлены либо в той или иной степени редуцированными циклами, либо слоями с почти неизменным гранулометрическим составом в вертикальном сечении. Однако и в этой зоне образуются более полные циклы, в состав которых входит тонкая фракция осадка, обычно здесь не отлагающаяся. Такой цикл возникает в момент прекращения или резкого ослабления течения (например, вследствие тормозящего воздействия эпизодического ветрового течения на течение постоянное). Кроме того, тонкие осадки, обычно выносимые из этой зоны, могут накапливаться и сохраняться в тех участках дна, где скорость течения резко снижается: в эрозионных бороздах, в промежутках между валиками ряби и т.д.

Влияние гранулометрических особенностей исходного осадка на текстуру цикла. Остановимся на вопросе о связи текстур цикла с гранулометрическим составом исходного осадка. Допустим, что от берега в глубь бассейна движется плоскостной мутьевой поток, транспортирующий песчаные частицы одинакового размера. Естественно ожидать, что этот материал будет осажден на очень узком (по направлению движения потока) участке дна и что при этом возникнет слой или, точнее, вытянутая линза песка, ориентированная перпендикулярно направлению движения потока и лишенная каких-либо следов вертикальной гранулометрической неоднородности. Предположим далее, что мутьевой поток транспортирует частицы самых различных размеров. Если разные фракции этой суспензии занимают равный объем, то при равномерном снижении скорости потока образуется слой, перекрывающий обширную площадь и имеющий вблизи берега плохо выраженную вертикальную гранулометрическую асимметрию, а вдали от него,

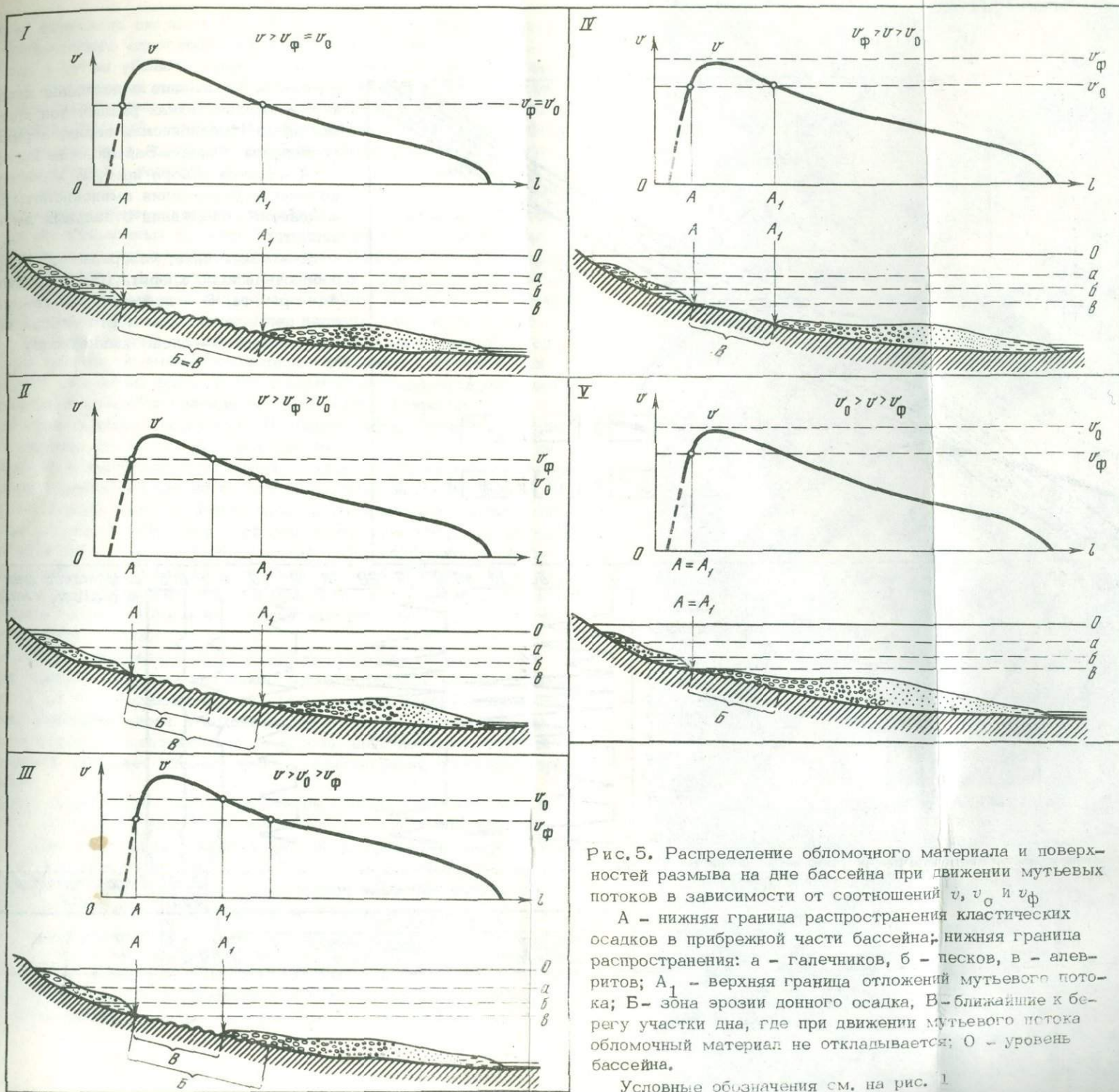


Рис. 5. Распределение обломочного материала и поверхностей размыва на дне бассейна при движении мутьевых потоков в зависимости от соотношений v , v_0 и v_{ϕ}

A - нижняя граница распространения кластических осадков в прибрежной части бассейна; нижняя граница распространения: а - галечников, б - песков, в - алевролитов; A₁ - верхняя граница отложений мутьевого потока; B - зона эрозии донного осадка, B - ближайшие к берегу участки дна, где при движении мутьевого потока обломочный материал не откладывается; O - уровень бассейна.

Условные обозначения см. на рис. 1

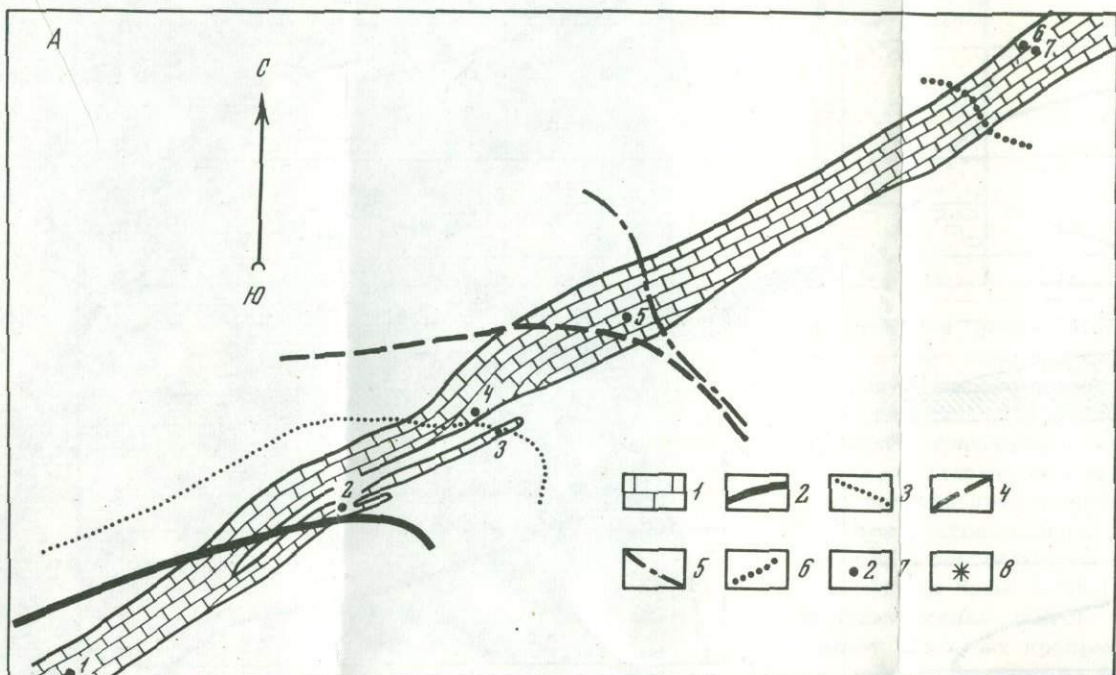
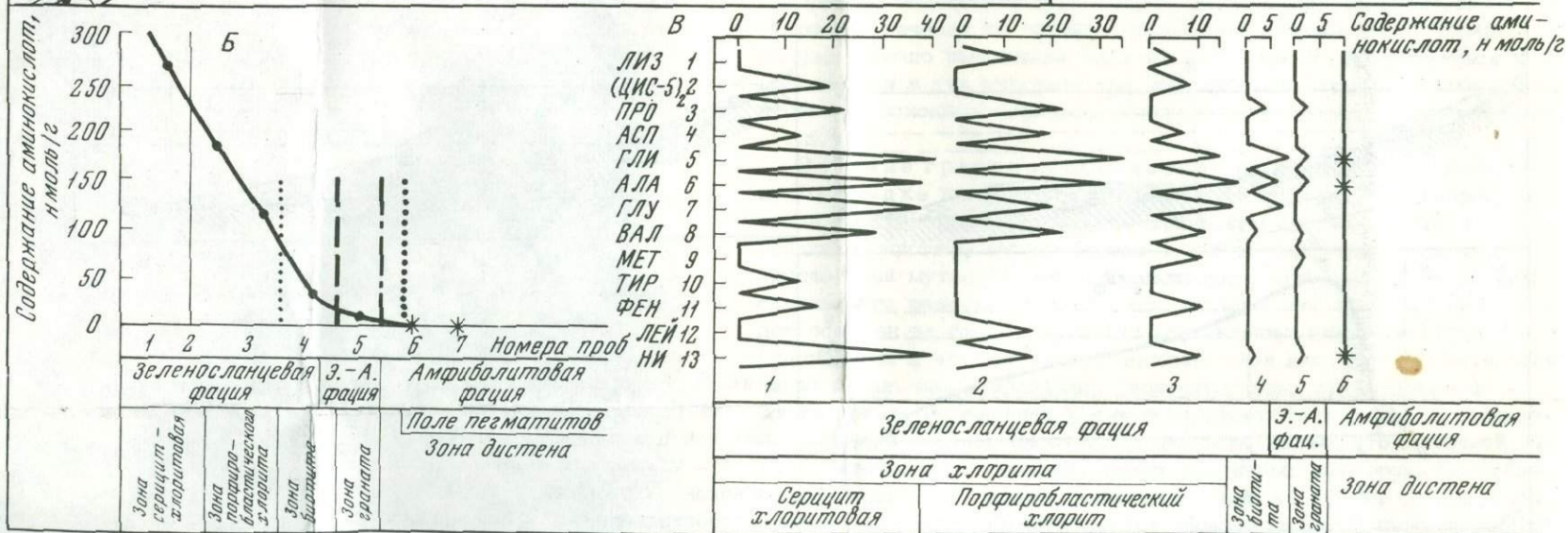


Рис. 38. Изменение содержания аминокислот в известняках разных зон метаморфизма (бодайбинская серия, верхний протерозой, Северо-Байкальское нагорье)

А - схема отбора проб; Б - общее изменение содержания аминокислот; В - изменение содержания отдельных аминокислот.

1 - известняки; изограды: 2 - порфи-робластического хлорита, 3 - биотита, 4 - граната, 5 - дистена; 6 - граница поля пегматитов; 7 - место отбора проб и их номер; 8 - следы аминокислот



по мере затухания скорости потока, — все более хорошо выраженную градационную слоистость. Одновременно с этим будет возрастать, а затем убывать мощность слоя. Изучение размеров песчаных и алевритовых частиц в осадках различного генезиса показало, что, независимо от условий образования, в количественном соотношении фракций существуют некоторые общие закономерности. К ним относится, в частности, дефицит обломочных фракций, который приходится на размеры 2–4 (Pettijohn, 1949) и 0,06–0,03 мм (Wolff, 1964).

Рассмотрим теперь другой случай: осадок, переносимый потоком, состоит из обломочных фракций, соотношение которых идентично изображенным на суммарной гистограмме Вольфа. При равномерном снижении скорости и отсутствии постоянных течений на дне возникают слои или пара слоев резко неоднородной мощности. В области осаждения гравия и наиболее грубых песчаных частиц образуется слой с резкой верхней границей, относительно маломощный, с однородной или почти однородной сортировкой частиц по вертикали. Затем при отложении фракций 0,71–0,062 мм мощность слоя резко увеличится и появятся сначала вертикальная сортировка, а затем и четкая градационная слоистость. Наиболее тонкие фракции осадка при осаждении суспензии большой плотности частично выпадут на дно вместе с песчаными фракциями, а частично (вместе со взмученными и захваченными потоком фоновыми донными осадками) образуют второй слой в области накопления наиболее грубых осадков или верхнюю часть слоя с градационной слоистостью в области накопления более мелких частиц, кроме того, возможно, и самостоятельный слой в области затухания мутьевого потока. Поэтому текстура отложившегося осадка и мощность слоя в разных частях дна имеют тесную, хотя и не прямую зависимость от гранулометрии исходного осадка.

В реальных бассейнах набор фракций практически никогда не бывает полным. Это вызвано рядом причин. Дефицит частиц размером от 1 до 4 мм связан (по данным разных авторов) с преобладающим размером зерен в исходных интрузивных, эффузивных, метаморфических, а следовательно, и в осадочных породах областей денудации и отражает момент полной дезинтеграции обломков пород в осадке.

Малое количество частиц размером около 0,05 мм, как полагают (Шванов, 1969), связано уже с разрушением подавляющего большинства минеральных зерен, за исключением кварца; большую роль играют сортировка кластического материала в области размыва (например, эоловая сортировка) и смешивание различных по крупности фракций, поступающих из разных источников.

В подобных случаях на диаграмме гранулометрического анализа исходного осадка могут возникать один, два (редко больше) нулевых интервала; каждый из них при переносе и отложении осадка вызовет соответственно появление внутренней слоевой поверхности в осадке, отложенном одним и тем же муть-

евым потоком. На этих поверхностях часто появляются различные текстуры, созданные течениями, в том числе и асимметричные знаки ряби.

Характеризуя особенности текстур нижней части элементарных циклов, созданных мутьевыми потоками, я оперировал в большинстве случаев абстрактными моделями, упрощенными по сравнению с природными, но зато дающими возможность наглядно представить суть происходящих явлений.

Мутьевой поток, отлагая обломочный материал на дне бассейна, в действительности лишь иногда формирует многослой с градиционной слоистостью. Такие многослои обычны для мелких и тонких фракций осадка, а при отложении крупных (песчаных, гравийных) частиц нередко возникают гранулометрически однородные слои с четкими верхней и нижней границами, иногда обладающие некоторой асимметрией. Кроме того, при отложении материала из одного потока могут возникнуть сочетания, состоящие из двух, трех и более слоев, разделенных хорошо выраженными поверхностями раздела и различных по гранулометрическому составу. Эти слои, в свою очередь, могут иметь сложную тонкую текстуру, например горизонтальную слоистость. Эксперименты А. Джоплинга (Jopling, 1964), Ф.Кюнена и других исследователей показали возможность продуцирования тонкой горизонтальной слоистости равномерно движущимся потоком. Нельзя исключить также возможность образования слоистости при пульсациях течения. Слои, входящие в нижнюю часть цикла, могут иметь разнонаправленную косую слоистость, знаки ряби.

Таким образом, текстуры кластических осадков, отлагаемых мутьевыми потоками, значительно более разнообразны и сложны, чем обычно предполагается. Обратит внимание на это было совершенно необходимо, ибо именно сложное строение элементарных циклов в некоторых слоистых толщах давало основание допускать возможность их полифациального происхождения, хотя часто каждый из них был сформирован одним мутьевым потоком.

Связь внутренней текстуры циклов с фациальной зональностью бассейнов седиментации. Н.Б. Вассоевич в своей классической работе "Флиш и методика его изучения" (1948) выделил два типа ритмов: нормальные и обращенные. Нормальными называются ритмы, которые начинаются зернистой и при этом наиболее грубой породой (I элемент ритма), за которой следуют пелитоморфные породы, сначала более, а потом — менее карбонатные (II элемент ритма); нормальный ритм иногда заканчивается известковистой глиной (III элемент ритма). Обращенные или обратные ритмы начинаются также терригенной породой, а заканчиваются у кровли карбонатной (Вассоевич, 1948).

Автор подчеркивает генетическое родство того и другого типа ритмов (циклов), однако, по моему мнению, родство это заключается лишь в общности способа их возникновения. Что же касается фациальной обстановки формирования нормальных и обратных циклов, то она резко различна. Флишевые толщи различного возраста в раз-

ных районах характеризуются либо тем, либо другим типом цикличности. Обратные циклы иногда присутствуют в толщах с нормальной цикличностью, но это, по-видимому, лишь внешне сходные с ними неполные нормальные циклы, лишенные своего третьего (верхнего) элемента. Сколько бы типов элементарных циклов мы ни выделяли, все они будут характеризоваться общностью механизма своего образования. Следовательно, разница в составе слоев, последовательно сменяющих друг друга в элементарных циклах разных типов, связана с причинами палеогеографического характера.

Н.Б. Вассоевич выделяет в составе нормального ритма три элемента: I элемент ритма (разделяемый на два подэлемента — I_a и I_b), сложенный терригенными породами; II элемент ритма (разделяемый на II_a и II_b), представленный обломочными карбонатными породами, и III элемент ритма — известковистые глины. Обращенный ритм поразделается на два элемента: I элемент ритма (I_a , I_b) и II элемент ритма (II_d — II_f). Первый элемент представлен здесь некарбонатными обломочными породами, второй — карбонатными. Приведенная классификация, составленная на основе анализа огромного фактического материала, является морфологической. Я предлагаю, сохранив деление цикла (ритма) на элементы, придать им генетический смысл. В этом случае каждый полный элементарный цикл (т.е. цикл, образованный кратковременным пульсационным процессом, не вызывающим изменения фациальной обстановки, — к этому типу относятся и все описанные Н.Б. Вассоевичем флишевые ритмы или циклы), независимо от состава слагающих его слоев, состоит из трех частей или элементов. Они следуют снизу вверх в следующем порядке: I элемент цикла — кластические осадки из области возникновения мутьевого потока; II — фоновые осадки из области возникновения мутьевого потока и захваченные потоком в процессе движения; III — неперемещенные фоновые осадки, накапливающиеся в области дискретного отложения кластического материала. Тогда I элемент цикла предложенной классификации соответствует I элементу ритма нормальных и обращенных ритмов Н.Б. Вассоевича, II элемент цикла равен II элементу ритма нормальных ритмов и II_d обращенных, а III элемент цикла совпадает с III элементом ритма нормальных и II_f обращенных.

С этой точки зрения внутреннее строение разных типов циклов определяется фациальной зональностью осадков на пути мутьевого потока. Соответственно я выделяю несколько групп элементарных циклов (циклы А, Б, В).

Циклы группы А (выделенные Н.Б. Вассоевичем под названием полные нормальные ритмы) характерны для тех бассейнов, где в прибрежных частях преобладающим фоновым осадком являются карбонаты (пелитоморфные органогенные и хемогенные) и известковые макроостатки скелетной фауны, а в области седиментации перенесенных мутьевым потоком взвесей — глины. В настоящее время и, по-видимому, в прошедшие эпохи — это бассейны гумидных зон с достаточно теплым или жарким климатом, мелководья которых во

все эпохи были благоприятны для осаждения карбонатов. По мере увеличения глубины количество карбонатного материала резко убывает¹. Такая же цикличность формируется на шельфе и на континентальном склоне в глубоководных условиях, что подчеркивается различием в характере фауны — мелководной в I и II элементах и глубоководной в III элементе цикла. По данным Нэтланда (Natland, Kuennen, 1951; Natland, 1963) фораминиферы третичного флиша представлены в наиболее грубозернистых осадках мелководными, а в осадках верхней части циклов — глубоководными формами. Толщи, для которых характерна цикличность группы А, чаще всего стратиграфически связаны с образованиями двух литологических типов: с мелководными карбонатными толщами, накапливающимися в районах отмелей или прибрежных участков, где приток обломочного материала минимален, и с толщей глубоководных глин. При этом состав карбонатов идентичен или близок второму, а состав глин — третьему элементу цикла (рис. 7).

Циклы группы Б (обращенные или обратные, по Н.Б. Вассоевичу) характеризуются тем, что цикл, начинаясь зернистой породой, заканчивается в верхней части карбонатной. От циклов этого типа следует отличать неполные циклы группы А, возникающие в том случае, если мутьевые потоки повторяются настолько часто, что глины III элемента не находят вещественного выражения в разрезе. Циклы группы Б характерны для относительно мелководных бассейнов, в которых происходит осаждение карбоната, причем как в районе возникновения мутьевого потока, так и в районе отложения обломочного материала, перенесенного им. Здесь граница между II и III элементами цикла, т.е. между переотложенным прибрежным фоновым карбонатным осадком и более глубоководным перемещенным фоновым осадком (также имеющим карбонатный состав), обычно заметна плохо или не видна совсем. Она, по-видимому, будет тем хуже выражена, чем меньше путь, пройденный мутьевым потоком. Различия между II и III элементами цикла могут быть обнаружены при анализе комплексов фауны и при детальном изучении химизма. Толщи такого типа вдали от области размыва переходят к карбонатным неритмичным отложениям, идентичным по составу III элементу цикла, а вблизи берега при отсутствии обломочного материала — к толщам, состав которых близок II элементу цикла (Савельев и др., 1964).

Циклы группы В сложены в основании зернистой породой, а в верхней части — глиной. Такие циклы возникают, если и в области формирования мутьевого потока и в области отложения обломочного материала фоновым осадком является глина; подобные толщи связаны на площади постепенным переходом с неритмичными глинами.

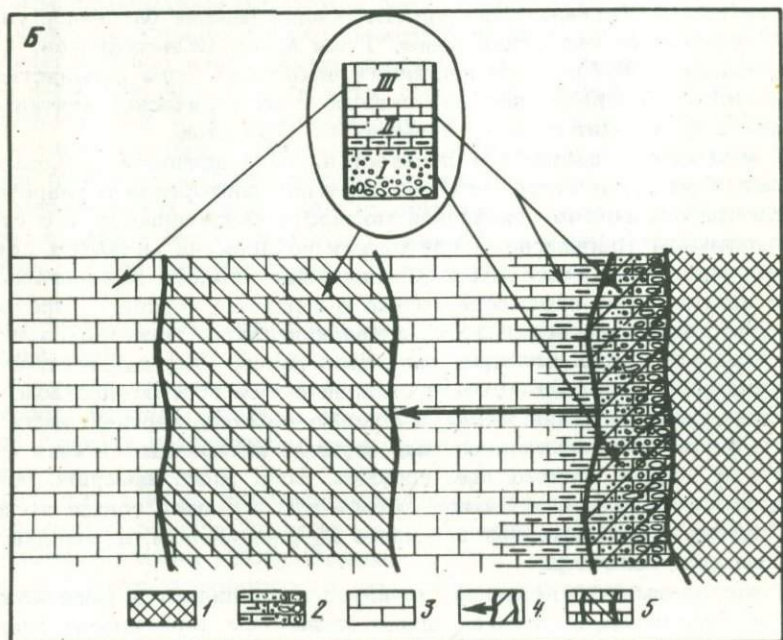
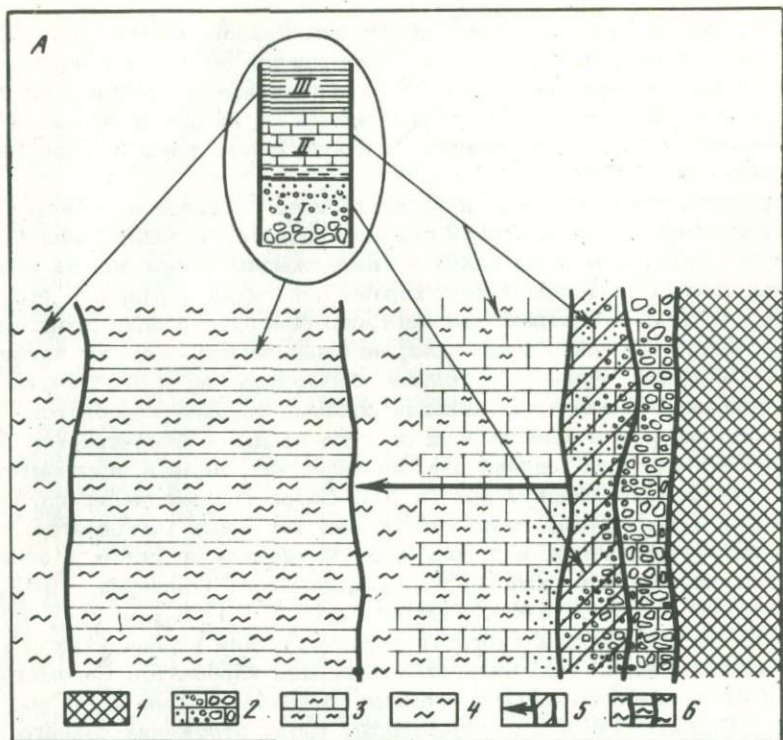
¹Характерен в этом отношении пример распределения карбонатов в современных осадках Черного моря (Архангельский, 1930; Архангельский, Страхов, 1938; Страхов, 1963), где максимум осаждения карбонатов приходится на зону накопления песков.

Можно выделить еще и другие группы циклов, кроме трех, наиболее распространенных. Число их определяется особенностями состава и распределения фоновых осадков в современных и древних морских бассейнах, где возникали мутьевые потоки. Если же не ограничиваться только морскими отложениями, то количество групп циклов резко возрастает.

Границы между слоями и их внутреннее строение определяются относительной гранулометрией осадков разного состава. Однако граница между III элементом цикла и нижележащим слоем всегда резкая, независимо от того, насколько хорошо она видна в разрезе; это связано с тем, что отложение местного фонового осадка происходит на несколько порядков медленнее, чем накопление осадков, принесенных потоком, причем не только обломочных, но и переотложенных фоновых. Скорость накопления фоновых осадков колеблется в широких пределах в зависимости от типа осадка и особенностей бассейна седиментации, однако она, по-видимому, лишь в исключительных случаях превышает 1 мм в год. Скорость накопления глубоководных океанических глин — несколько тысячных миллиметра в год, а во внутренних морях и озерах она повышается до сотых и десятых миллиметра или даже до миллиметра в год (Лисицын, 1962; Романкевич и др., 1964; Савельев и др., 1974; Degens e.a., 1971; и др.). Тот же порядок скорости характерен для карбонатных и кремнистых отложений. Так, скорость отложения карбонатов Багамской банки от мезозоя до нашего времени составляла около 0,04 мм в год (Ньюэлл, 1957), а в некоторых типах отложений раннего докембрия достигала 1 мм в год (Вологдин, 1966; Савельев, 1966). Хемогенные и биогенные кремнистые осадки разных бассейнов также накапливаются со скоростью менее 1 мм в год (Жемчужников, 1963; Полдерваарт, 1957), если исключить некоторые типы кремнистых отложений, образование которых связано с вулканической деятельностью и происходит с резко повышенной скоростью.

В этой связи следует остановиться на периодичности мутьевых потоков. Принято считать, что многократное повторение в разрезе циклов приблизительно одинаковой мощности свидетельствует о столь же правильном (регулярном) повторении во времени мутьевых потоков. Однако если учесть, что время формирования каждого элементарного цикла находит свое отражение только в мощности верхнего (третьего) элемента цикла, то регулярность появления циклов может оказаться не столь четкой, как это представлялось ранее. Кажущаяся строгая периодичность мутьевых потоков связана с тем обстоятельством, что скорости накопления местных фоновых осадков верхней части циклов очень малы, благодаря чему крупные интервалы времени соответствуют весьма маломощным слоям. Если точно измерить мощность третьих элементов циклов какой-либо флишевой толщи, то легко убедиться, что мощности эти часто не равновелики, а различаются на некоторую величину.

Предположим, что величина, на которую различаются мощности III элемента цикла, в соседних циклах равна 3 см. Для океанических



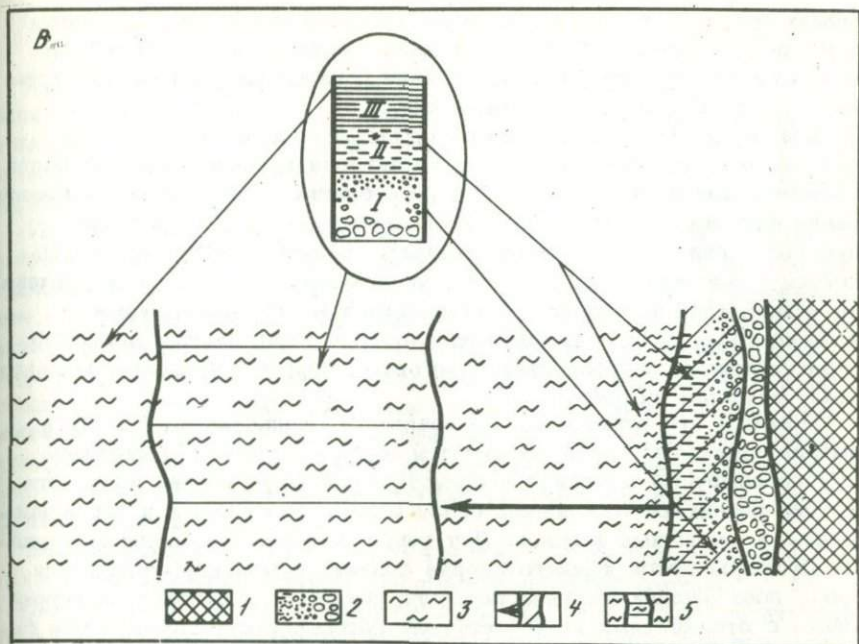


Рис. 7. Связь состава элементарного цикла с составом донных осадков в области возникновения мутьевого потока, на пути его движения и в области отложения кластического материала

Циклы группы А. 1 - область размыва; области накопления: 2 - зона карбонатно-терригенных осадков, 3 - зона карбонатных осадков, 4 - зона глин, 5 - зона возникновения мутьевых потоков, 6 - зона отложения кластического материала.

Циклы группы Б. 1 - область размыва; области накопления: 2 - зона карбонатно-терригенных осадков, 3 - зона карбонатных осадков, 4 - зона возникновения мутьевых потоков, 5 - зона отложения кластического материала.

Циклы группы В. 1 - область размыва; области накопления: 2 - зона галечного, песчаного, алевритового и глинистого материала, 3 - зона глин, 4 - зона возникновения мутьевых потоков, 5 - зона отложения кластического материала. I, II, III - элементы цикла. Горизонтальная стрелка показывает направление мутьевого потока.

Условные обозначения к колонкам см. на рис. 1

глубоководных глин время накопления такого слоя приблизится к 10 000 лет, а для внутренних морей и озер - от 300 до 1000 лет. Между тем такие (и большие) колебания величины мощностей III элемента цикла в конкретных разрезах флишевых толщ весьма обычны. Поэтому вопрос о периодичности циклов и о длительности каждого цикла (т.е. об интервале времени, прошедшем

между последовательно возникшими мутьевыми потоками) может быть решен только на основе изучения местного фонового осадка, скорости его накопления и проведения совершенно достоверной границы между II и III элементами цикла.

Выдержанность элементарных циклов на площади. Для большинства флишевых толщ характерна хорошая выдержанность элементарных циклов на больших расстояниях, особенно вдоль простирания флишевого прогиба. Это позволяет проводить корреляцию пространственно разобренных разрезов методами графической коннекции (Вассоевич, 1948). Но эта особенность свойственна далеко не всякой флишевой толще. Можно полагать, что выдержанность элементарных циклов на больших площадях определяется двумя обстоятельствами: морфологией береговой линии и "спусковым механизмом" мутьевых потоков.

Поясним это примерами. По данным Х. Хольтедаля (1966) в фьордах Норвегии часто образуются мутьевые потоки, выносящие грубообломочный материал в область накопления тонких илов. Эти потоки возникают вне всякой связи с землетрясениями и неодновременны в различных фьордах. При таком способе отложения материала мутьевой поток каждого фьорда создает в морских отложениях цикл, поле распространения которого локально, а возрастная корреляция с отложениями иных мутьевых потоков отсутствует. Если берег ровный, а морфоструктура дна в районе накопления рыхлых осадков неизменна на больших расстояниях, возникают предпосылки для формирования площадных мутьевых потоков. Наилучшей выдержанностью циклы обладают в тектонически активных областях, в бассейнах со слабо изрезанной береговой линией. Наиболее сложную картину создает, по-видимому, сочетание в разрезах одной флишевой толщи отложений площадных и линейных мутьевых потоков. Такая ситуация может возникнуть, если в бассейне имеются участки ускоренного накопления больших масс обломочного материала. Здесь образуются автономные мутьевые потоки, и тогда в разрезе появляется цикл, имеющий локальное распространение. Появление таких некоррелируемых циклов в разрезе во всех случаях служит указанием на существование дополнительного источника кластического материала.

Мутьевой поток в зависимости от ряда условий, рассмотренных выше, формирует различные текстурные единицы — от изолированных, практически однородных по вертикали слоев до сложно построенных многослоев (элементарных циклов). Для возникновения мутьевого потока необходим такой комплекс условий, который может сложиться в бассейнах самых различных структурно-формационных зон. Поэтому можно с достаточным основанием полагать, что текстуры созданные мутьевыми потоками, в современных и древних осадочных толщах распространены гораздо шире, чем принято считать. Транспортировка и осаждение обломочного материала суспензионными потоками с момента образования гидросферы были, по-видимому, столь же обычными и широко распространенными процессами, как деятельность рек, ветра и различных течений.

КЛАССИФИКАЦИЯ ЦИКЛОВ

Исходя из кратко изложенных закономерностей образования слоистых текстур осадков можно предложить генетическую классификацию цикличности осадочных толщ. Все характерные слоевые сочетания (независимо от мощности) могут быть разделены на четыре группы.

Первая группа – элементарные циклы, образованные кратковременными одноактными процессами, не вызывающими изменения фациальной обстановки. Сюда относятся все многослой (образованные с участием кластических осадков), возникновение которых определялось паводками, колебаниями уровня агградации, изменениями скорости различных течений, пылевыми бурями, волнениями, связанными с особо сильными штормами и ураганами, мутьевыми потоками, волнами цунами. К группе элементарных циклов принадлежит также тонкая и тончайшая цикличность фоновых осадков, созданная кратковременными колебаниями химических или биологических факторов среды седиментации.

Вторая группа – полигенетические (полифациальные) циклы, образование которых связано с миграцией фациальных зон в области седиментации (Савельев и др., 1974б). Полигенетический цикл в своем разрезе обычно имеет два и более типа фоновых осадков, соответствующих различным фациям. Полигенетический цикл в терригенных толщах выделяется только в том случае, если фауна и текстурные различия (а также и изотопный возраст) свидетельствуют о длительности существования и различии тех условий, в которых формировались терригенные осадки цикла. Обычно в разрезах осадочных толщ выделяется несколько соподчиненных порядков таких циклов (Хаин, 1964). Циклы этого типа могут быть как трансгрессивными, так и регрессивными.

Третья группа объединяет в своем составе так называемые отраженные циклы, которые выделяются по закономерным изменениям мощности слоев терригенных осадков в зоне накопления фоновых осадков. Н.Б. Вассоевич выделял такие образования во флишевых толщах под названием "флишевые гаммы". Отраженные циклы возникают, если дискретное отложение обломочного материала в относительно глубоководной части бассейна испытывает определенные изменения, выражающиеся либо в увеличении интервалов между моментами поступления кластического материала, либо в увеличении или уменьшении количества этого материала (рис. 8). Такие циклы формируются без смены фациальной обстановки, но появление их обычно связано с миграцией фаций в прибрежной части бассейна (в связи с трансгрессиями и регрессиями) или с климатическими изменениями, определяющими объем поступающего кластического материала. В связи с этим отраженные циклы нельзя делить на трансгрессивные и регрессивные, если нет дополнительных палеогеографических данных об их генезисе. Поскольку появление отраженных циклов связано с климатическими факторами или миграцией фаций, важно установить

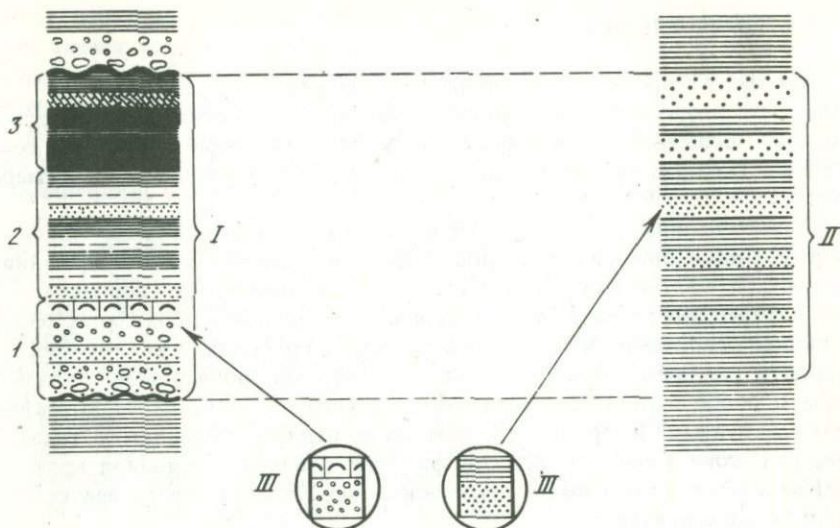


Рис. 8. Циклы различных типов: I – полигенетический (регрессивный), II – отраженный, III – элементарные
Условные обозначения см. на рис. 1

связь этих процессов со структурой и составом таких циклов. Если закономерности такой связи будут установлены в относительно молодых слабоизмененных отложениях, они позволят реконструировать фациальные и климатические изменения при изучении древних (в том числе и метаморфических) осадочных комплексов даже в том случае, если прибрежные осадки уничтожены эрозией.

Четвертая группа – неидентифицируемые циклы или циклы неопределенного генезиса. Выделять группу таких многослоев необходимо, чтобы оценить объективность тех выводов, которые базируются на изучении цикличности. Среди осадочных отложений неидентифицируемые циклы относительно редки. В терригенных пачках иногда трудно или невозможно отличить мощные и сложно построенные элементарные циклы от циклов полигенетических, а в немых толщах (при отсутствии характерных текстур и структур) – циклы трансгрессивные от регрессивных. Не всегда удается отличить также циклы полигенетические от отраженных, хотя это и не имеет принципиального значения, так как те и другие связаны постепенным переходом на площади. Группа циклов неопределенного генезиса резко увеличивается в осадочно-метаморфических толщах, причем количество неидентифицируемых циклов в общем растет вместе с увеличением степени метаморфизма. В разрезах глубоко измененных отложений из зон амфиболитовой и гранулитовой фаций часто удается установить циклическое изменение петрографического или химического состава пород, но исходная природа этой цикличности во многих случаях достоверно не устанавливается.

Исходя из того, что образование слоев кластических (и вулканогенных) осадков происходит дискретно и геологически мгновенно, можно считать, что каждый слой, сложенный этим материалом, каким бы мощным он ни был, не имеет временной характеристики. Следовательно, геологическое время накопления любых терригенных, терригенно-вулканогенных и вулканогенных толщ самой различной мощности практически равно нулю. Носителем времени в этих толщах являются межслоевые или более крупные перерывы. Пространственная корреляция вулканогенных и терригенных отложений является по существу корреляцией перерывов, длительность которых в большинстве случаев не определима. Такие сопоставления недостоверны даже в молодых неизмененных толщах и могут иметь множество вариантов. В смешанных разрезах, где кластические осадки чередуются с фоновыми, только время накопления последних наряду с длительностью перерывов¹ определяют время формирования всего разреза.

Появление в разрезах слоев и пачек кластических осадков с различными и характерными внутренними текстурами не может свидетельствовать о смене фаций во времени; это с равной (и даже большей) вероятностью объясняется отражением изменений в гидродинамических условиях седиментации, вызванных случайными причинами и происходящими вне связи с изменениями физико-географической обстановки седиментации. Работа Л.Н. Кулимина и Л.С. Смирнова (1973) о длительности накопления саблинского (средний-верхний кембрий) и пакерортского (нижний ордовик) горизонтов северной Прибалтики является прекрасной иллюстрацией этому положению. Действительно, согласно авторам, ордовикские слои, которые непосредственно отлагались 173 дня, тем не менее могут быть выделены под названием "фация" (фация прибрежно-морских песков). В данном случае временной интервал накопления осадков этих горизонтов был установлен по фауне и данным изотопного возраста, благодаря чему возможно сопоставление таких отложений на площади и определение их возрастных аналогов в толщах фоновых осадков того же времени.

Если же данные о времени существования обстановки отсутствуют, то это обстоятельство резко затрудняет фациальный анализ. Предположим, что имеется точно такая же пачка песков, с теми же приливно-отливными текстурами, время накопления которой также 173 дня. При отсутствии фауны и данных изотопного возраста это и есть единственный временной интервал, которым можно объективно оперировать. Если отложения отдаленных от берега частей этого

¹ Длительность перерыва — название условное; в большинстве случаев это не то время, в течение которого в данной точке не происходило осадконакопления, а то, которое было затрачено на отложение осадков, уничтоженных кратковременным периодом эрозии.

же палеобассейна представлены толщей фоновых осадков, временной интервал накопления которых известен, то в таком случае фациальный анализ невозможен, так как эта ничтожная по времени образования терригенная пачка полностью или по частям сопоставима с любой частью разреза фоновых осадков, что, естественно, открывает широкий простор для создания различных схем стратиграфии этих отложений.

Подобная проблема всегда встает при фациальном анализе немых осадочных толщ и особенно тех толщ, которые испытали метаморфизм.

В связи с важностью временной характеристики следует кратко остановиться на содержании широко распространенного понятия "фашия".

Г.Ф. Крашенинников (1971) выделяет три признака фации: 1 - вещественный, отражающий литологический состав пород и состав органических остатков; 2 - стратиграфический; 3 - генетический (палеогеографический). Анализируя эти признаки, можно увидеть, что определение "фашия" подходит к осадкам, накопление которых происходит в резко различные интервалы времени. Казалось бы, третий признак, палеогеографический, и должен включать в себя временную характеристику, однако в реальных условиях далеко не так легко разделить отложения, накапливающиеся в течение длительных промежутков времени в какой-либо ландшафтной зоне, от тех, возникновение которых происходит мгновенно, под действием экстремальных изменений в среде седиментации. Временная характеристика здесь обычно не дается или дается без достаточных оснований. К тому же само понятие "генетический или палеогеографический признак фации" страдает явной неопределенностью, так как и кратковременные, и длительные процессы могут в конечном итоге приводить к формированию отложений одинаковых генетических типов.

Было бы правомерным ввести в определение фации четвертый признак - временной, относя к фациям только те образования, которые не только отличаются составом от соседних отложений того же стратиграфического интервала, но и являются отражением стабильных во времени изменений ландшафта (элементов ландшафта), химизма среды седиментации, климата, типа организмов и состава органического вещества. Это потребует при выделении фаций базироваться прежде всего на характере фоновых осадков, специфические особенности которых являются отражением физико-географических условий их накопления; при их отсутствии (в кластических образованиях) необходимы поиски доказательств длительности существования данного гидродинамического режима, его закономерной связи с определенными элементами рельефа. При таком подходе к выделению фаций, по моему мнению, несколько сузится поле применения фациального анализа, особенно в кластогенных, немых и метаморфических толщах, но вместе с тем возрастет и его достоверность.

Основным текстурным элементом слоистой осадочной толщи является слой — геологическое тело, сложенное более или менее однородным материалом, отличающееся по каким-либо признакам от смежных и часто отграниченное от них более или менее выраженными плоскостями наложения (Ботвинкина, 1965). Это тело прослеживается на достаточно большой площади и имеет мощность значительно меньшую, чем его протяженность. Каждый слой обладает присущей ему внутренней текстурой. Элементы внутренней текстуры слоя принято называть слойками, а само явление — слойчатостью. Сам слой также может быть неоднороден, но части слойка уже никак не называются или выделяются под названиями "тонкая слоистость" или "микрослоистость". Эти термины характеризуют только морфологию соподчиненных текстурных элементов, но генетического смысла не содержат.

Генетическое значение часто придается термину "пласт". Ю.А. Жемчужников (1950) называет пластом слой или группу слоев, образовавшихся в результате резких региональных изменений седиментации при смене фациальной обстановки. Термин "горизонт" употребляется при выделении отложений относительно маломощных толщ, характеризующихся какими-либо специфическими особенностями, в том числе однообразным литологическим составом. Горизонт может быть однородным или состоять из ряда слоев. Часто понятие "горизонт" совпадает с понятием "пласт".

Попытка придать имеющимся терминам генетическое значение наталкивается на труднопреодолимые препятствия. Они определяются тремя причинами. Первая из них заключается в том, что одно и то же геологическое тело в разных частях бассейна может быть выделено под разными названиями в силу традиционности. Хорошей иллюстрацией этому является деятельность мутьевых потоков. Ближе к берегу мутьевой поток отлагает наиболее крупнозернистый материал. Если это происходит в зоне волнений или течений, образовавшееся здесь тело имеет резкую верхнюю и нижнюю границы и, вполне естественно, описывается как слой. Далее в глубь бассейна слой плохо сортированного осадка переходит сначала в слой со слабо заметной гранулометрической асимметрией, а затем в слой с ясной градационной текстурой. Такие слои иногда выделяются под названием неполных ритмов или циклов. Еще дальше от берега формируется уже полный цикл (многослой, ритм), состоящий из нескольких слоев (?), связанных постепенными переходами или разделенными резкими границами. И, наконец, в области затухания течения, вызванного мутьевым потоком, где происходит выпадение на дно наиболее тонких фракций, на поверхности фонового осадка формируется тело, которое принято называть слойком, прослойком, пропластком ("слоек алевроита в глинах", "прослой аргиллита в известняках" и т.д.). Подобная картина может наблюдаться при отложении материала любыми течениями, имеющими непостоянную скорость.

Вторая причина заключается в том, что две группы осадков: аллохтонные (терригенные и вулканогенные) и фоновые (биогенные, хемогенные и глины) не только отлагаются различным способом, но и формируют свои текстуры под влиянием несопоставимых факторов. Это приводит к тому, что морфологически близкие геологические тела, сложенные той и другой группой осадков (например, "слои" оказываются несопоставимы ни по причинам образования, ни по времени своего накопления, ни по закономерностям взаимопереходов.

Третья причина состоит в том, что, приняв при выделении и описании слоистых текстур генетический аспект, исследователь обязан выделить группу текстурных элементов неопределенного генезиса. В осадочных толщах не всегда возможно отличить слой от пласта (в понимании Ю.А. Жемчужникова), слоек от слоя. Во многих случаях трудно различить циклы разных геологических типов, отделить переотложенные фоновые осадки от местных, дать генетическую интерпретацию тонкой слоистости фоновых осадков.

Метаморфизм и тектонические деформации увеличивают неопределенность: чем выше метаморфизм и степень дислоцированности слоистых толщ, тем труднее дать генетическую характеристику слоистости. Разработка генетической терминологии для слоистых текстур — сложный и длительный процесс, поэтому на первом этапе можно было бы в основном ограничиться старыми, привычными терминами, оговорив их генетический смысл.

1. Слой — геологическое тело, возникшее под влиянием кратковременно действующих седиментационных процессов, не приводящих к изменению фациальной обстановки. Субслой (часть слоя) — тело, образовавшееся при гранулометрической дифференциации переносимого осадка или при его диагенетическом расслоении. Слоек и слойчатость — термины, характеризующие внутреннюю текстуру слоя; и субслоя; возникновение слойка (слойка) и формирование слойчатости определяются механизмом процесса, формирующего слой (субслой).

Слой всегда имеет резкие верхнюю и нижнюю границы; субслой, как и слойки, могут иметь резкие и постепенные переходы. Граница слоя может быть плохо выраженной или даже внешне незаметной, скрытой. Такие контакты слоев, в частности, появляются в зоне дискретного накопления кластического материала, если последовательно отлагающиеся порции осадка одинаковы по составу и размеру слагающих частиц, не имеют вертикальной сортировки и не разделяются даже тончайшими пленками фоновых осадков. Слои аллохтонных осадков (слои А), возникающие при изменении динамической активности среды транспортировки, могут иметь любую мощность; слои фоновых осадков (слои Ф), формирующиеся в связи с изменениями погоды, кратковременными колебаниями химизма среды седиментации или биологических факторов, имеют обычно небольшую мощность и в настоящее время, как правило, описываются под названием "слояков".

2. Пласт — геологическое тело (простое или сложное), представленное определенным генетическим типом осадков, возникновение которого связано с конкретной обстановкой. Пласт формируется

под влиянием длительно протекающих процессов и может быть охарактеризован тем или иным интервалом геологического времени. Границы пласта, сложенного только кластическими и (или) вулканическими осадками (пласт А), всегда резкие, а сложенного только фоновыми осадками (пласт Ф) и осадками смешанного состава (пласт АФ) — резкие и постепенные. Выделение слоев в разрезе обычно производится различными исследователями одинаково, а процесс образования большинства слоев доступен в эксперименте. Выделение пластов часто является субъективным и зависит от задач исследования, от количества признаков, использованных для выделения пласта, от взглядов исследователя на генетическую информативность этих признаков. Поэтому выделение должно сопровождаться соответствующими разъяснениями.

Резкая граница пласта, если она не является поверхностью крупного размыва, не свидетельствует, как это принято обычно считать, о резких региональных изменениях седиментации при смене фациальной обстановки (Жемчужников, 1950). Причины, определяющие длительность существования определенных фациальных обстановок и их тип (климат, рельеф, состав области размыва, наличие органики в областях размыва, состав воды бассейна, ее соленость, глубина бассейна, рельеф дна, наличие течений, характер фауны и флоры, общий объем биомассы), эволюционируют в региональном плане очень медленно. Резкие же изменения носят, как правило, локальный характер, но резкие границы пластов лишь в частном случае определяются этими местными изменениями. Столь же часто или даже чаще они являются следствием качественного скачка, подготовленного длительными и постепенными количественными изменениями.

Пласты смешанного состава (пласты АФ) состоят из слоев А, разделяющих на части пласт Ф. Каждая из этих частей может быть выделена под названием субпласта Ф. При этом нетрудно заметить, что пласты смешанного состава любого генезиса состоят из элементарных циклов, структура которых определяется степенью дифференциации слоя А на субслой, характером взаимопереходов между ними и типом слойчатости; субпласты Ф формируют третьи элементы элементарных циклов. Изменение фациальной обстановки в области седиментации найдут свое отражение прежде всего в субпластах — Ф в их составе, текстуре и других особенностях, причем изменения эти будут закономерными и последовательными для суммы субпластов Ф (независимо от частоты появления и мощности разделяющих их слоев А). С этой точки зрения пачка ленточных глин должна быть описана как пласт АФ, который состоит из слоев А (песчаного или алевроитового материала, дискретно отлагаемого в области отложения глин) и субпластов Ф, слагающих верхнюю часть мелких циклов. Выделение нескольких пластов в такой пачке всецело определяется изменением состава глин. Мощность пласта может изменяться в очень широких пределах. Она зависит главным образом от длительности сохранения определенных условий седиментации какой-либо части бассейна.

3. Пачка и горизонт должны считаться, по-видимому, терминами свободного пользования. Под названием "горизонт" в слоистой толще могут быть выделены слой или его часть, пласт или характерная часть пласта. Пачка — группа слоев, слоев или пластов, объединенная по какому-либо общему признаку: составу, закономерности чередования слоев, окраске и т.д.

Слой от пласта не всегда можно отличить даже в неизменных отложениях. В осадочных толщах различать их легко, если пласт целиком или частично сложен фоновыми осадками. Для пласта, сформированного только аллохтонными осадками, основным отличием от слоя будет временная характеристика, установленная по фауне или методами изотопной геохронологии. В немых толщах задача разделения этих образований значительно усложняется, потому что никакие текстурные элементы аллохтонных осадков (сколь бы "характерными" они ни были) не являются основанием для выделения пласта, если отсутствуют данные, подтверждающие длительность существования той седиментационной обстановки, в которой эти текстуры формировались.

Возможны затруднения иного плана, поскольку переотложенные фоновые осадки внешне похожи на непереотложенные, что тоже осложняет разделение слоев и пластов. Трудности эти усугубляются по мере увеличения степени метаморфизма. Для осадочных и метасадочных тел, генезис которых неизвестен, можно предложить термин "парасома".

4. Термин "элементарный цикл", как ни странно, можно применить как по отношению к слою, так и по отношению к пласту. Ранее уже отмечалось, что флишевый многослой (элементарный цикл) по мере приближения к области размыва может постепенно превратиться в слой, лишенный внутренней вертикальной неоднородности. Гранулометрическая дифференциация и разделение слоя А на субслой приводит к возникновению многослоя, выделяемого под названием "неполный цикл". Полным он становится после появления субпласта Ф, включаемого в полный цикл. Таким образом, полный элементарный цикл состоит из двух генетически не связанных между собой частей: дифференцированного слоя А и субпласта Ф. Ни текстуры, ни состав этих двух членов "закономерного парагенетического сочетания" (элементарного цикла) не имеют друг с другом прямой связи. Единственная зависимость между ними заключается в том, что частота отложения кластического осадка в данной точке бассейна определяет (при прочих равных условиях) мощность третьего элемента цикла (субпласта Ф).

Если кластический материал поступает в область накопления фоновых осадков нерегулярно или в исключительных случаях, мощность субпласта Ф увеличивается или же фоновый осадок начинает резко преобладать в разрезе. Если в основании однородного пласта хемогенных известняков мощностью в несколько или десятки метров появится слой терригенного осадка мощностью в 1 см, то необходимо, следуя ортодоксальным правилам выделения элементарного

цикла, отнести этот мощный известняковый горизонт к третьему элементу элементарного цикла, т.е. в данном случае основной объем цикла будет отведен уже не слою, а пласту. Сказанное не означает предложения отказаться от привычного термина или ввести какие-либо ограничения его применения — то и другое было бы ошибочным. Достаточно, по-видимому, ясно представлять себе генетическую основу тех образований, которые выделяются под названием "элементарный цикл".

Разработка и использование генетической терминологии очень важны потому, что они дают возможность составления генетически однотипных образований различных палеогеографических зон, а при изучении немых терригенных метаморфических толщ увеличивают достоверность тех выводов, которые делаются на основе анализа слоистости.

ПРЕДЕЛЫ ПРИМЕНЕНИЯ МЕТОДОВ ФАЦИАЛЬНОГО АНАЛИЗА
ПРИ ЛИТОЛОГО-ФОРМАЦИОННЫХ РЕКОНСТРУКЦИЯХ

Полевые литологические исследования, как и любые геологические работы, начинаются с изучения естественных или искусственных обнажений. Общие приемы изучения разрезов достаточно известны и подробно излагаются в различных методических руководствах по картированию метаморфических комплексов (Методическое руководство..., 1957; Геологическая съемка..., 1972; Методическое руководство..., 1974), поэтому в дальнейшем я остановлюсь лишь на специфике литологического изучения толщ, измененных процессами метаморфизма.

Уже на первой стадии работы литолог, изучающий осадочно-метаморфические породы, стремится разделить разрез на пачки с характерным своеобразием состава или определенным типом слоистости и пытается установить, первична обнаруженная разница в составе пачек или же она является результатом метасоматических и тектоно-метаморфических процессов. Необходимость такого исследования для крупных текстурных элементов разрезов редко возникает в том случае, если породы изменены относительно слабо в условиях зеленосланцевой или эпидот-амфиболитовой фации. Однако в зонах метаморфизма амфиболитовой и гранулитовой фаций во многих случаях первичность макротекстуры изучаемой толщи следует доказывать (способы возникновения вторичных макротекстур различны и будут рассмотрены далее).

До начала детального описания разреза важно выяснить условия залегания пород, отличить нормальное залегание от опрокинутого, выявить наличие изоклиальных складок. Эта задача, относительно просто решаемая при изучении осадочных толщ, превращается в исключительно сложную, часто трудно разрешимую проблему при изучении толщ метаморфических. Особенно сложен поиск изоклиальных складок в тех толщах, которые испытали несколько этапов деформации или несколько этапов метаморфизма и деформации.

На практике геолог встречается с двумя, тремя и большим числом этапов деформации, приводящих к возникновению изоклиальных складок, совпадающих или не совпадающих по ориентировке шарниров. Какая-либо пачка может повторяться дважды, четырежды и более в одном разрезе. Места замыкания изоклиальных складок часто трудно обнаружить, даже если замок складки имеется в обнажении. Причина этого заключается не только в том, что в метаморфических породах замки таких складок часто бывают сильно

сжаться, но и в том, что кливаж осевой плоскости, большей частью минерализованный, наиболее ярко проявлен именно в ядерной части складки, благодаря чему изгиб слоя в замке не всегда удастся увидеть при беглом осмотре обнажения (Савельев, 1971).

Во многих случаях требуются специальные структурные исследования, чтобы расшифровать характер пликативных дислокаций метаморфической толщи. Такие работы требуют постоянного определения последовательности напластования, что само по себе представляет значительную трудность, и, кроме того, специальной подготовки. Особенно сложны в этом отношении монотонные толщи: сланцевые, гнейсовые и карбонатные, где определение последовательности напластования возможно далеко не всегда. Часто только "непомерно большая" мощность разреза какой-либо толщи, выделяемой как формация, служит основанием для выделения серий изоклиналильных складок, причем исходная мощность задается произвольно, в пределах, считающихся "разумными". Это, естественно, лишает нас всякой возможности проводить сколько-нибудь обоснованный анализ мощностей на площади для подобных образований. Ю.И. Лазарев (1972) считает, что при картировании древних метаморфических комплексов во многих случаях приходится придерживаться принципа обратной методической последовательности в их изучении — не от стратиграфических построений к структурным, как в нормальных толщах мезозоя и палеозоя, а наоборот — от структур к стратиграфии. При анализе структур метаморфического комплекса приходится постоянно оперировать более сложными трехмерными пространственными категориями (пакеты складок различного порядка), в то время как при исследовании неметаморфизованных толщ часто достаточно базироваться на представлениях о сравнительно простых геометрических телах (пласты, слои).

Однако, даже если пликативные дислокации толщи изучены и учтено искажение мощностей за счет пластического течения вещества при складчатости, влияние тектоники на характер разреза нельзя считать полностью выясненным, пока не определена роль разломов. Секущие разломы довольно легко устанавливаются в разрезе и картированием на площади. Если же разлом параллелен или субпараллелен осевым поверхностям одной из систем изоклиналильных складок, определить его положение и тем более роль в формировании структуры разреза без специальных исследований удастся далеко не всегда. Особенно затруднительно выделение тех разломов, которые совпадали по времени или предшествовали наиболее высокотемпературному этапу метаморфизма. В этом случае метаморфизм милонитов и катаклазитов, сопровождающих такое нарушение, изофацциален метаморфизму всей толщи. Характерная структура милонитов исчезает, они приобретают кристаллическую структуру и по текстурным особенностям могут быть приняты за литологическую разновидность какой-либо породы. Еще сложнее обстоит дело с blastokataklazitami, которые, будучи метаморфизованными, часто приобретают структуру, гомологичную blastopsammitовой. Во многих

случаях различить бластопсаммитовую структуру от бластокатаклазитовой невозможно.

Подготовительный этап литологических исследований, заключающийся в предварительном осмотре обнажения или искусственного разреза и в выделении характерных пачек, несравненно более сложен при изучении осадочно-метаморфических толщ по сравнению с осадочными. Часто требуются специальные, весьма трудоемкие исследования для определения мощности и последовательности формирования разреза. Опыт изучения метаморфических комплексов показывает, что такие районы, где бы целенаправленные структурные исследования предшествовали литологическим, почти полностью отсутствуют. Если же описание метаморфизма и тектонических деформаций не проводилось или проводилось поверхностно, это неизбежно вызывает ошибки в литологической характеристике разреза, а в ряде случаев — и в формационной принадлежности толщи. Естественно, что это затрудняет сопоставление аналогичных данных, полученных различными авторами для разных районов.

В этом плане имеется существенная разница между осадочными и осадочно-метаморфическими толщами. Данные предварительного этапа изучения осадочных толщ (особенно фаунистически охарактеризованных) легко могут быть проверены; если иная трактовка разреза возможна, то она, как правило, не связана ни с мощностью, ни с литологическим составом выделенных единиц разреза, ни с последовательностью напластования. Иное дело — метаморфические толщи. Здесь проверка данных предварительного этапа в большинстве случаев практически невозможна именно в силу своей трудоемкости. Кроме того, неопределенность выводов зависит от количества методов, применяемых для расшифровки разреза, и их разработанности на сегодняшний день.

В качестве примера можно вспомнить многолетний и бесплодный спор о соотношении контактирующих мамской и бодайбинской серий докембрия, распространенных в бассейнах рек Мамы и Чуи (Другов, 1958; Неелов, 1957; Салоп, 1964; Таевский, 1961; Фомин, Тихонов, 1966). В течение многих лет взаимоисключающие точки зрения на последовательность свит и структуру формационных рядов каждой серии и соотношение самих серий были в равной степени аргументированы, пока структурные исследования последних лет не дали возможности расшифровать тектоническую структуру мамской серии (Леонтьев, 1971) и не доказали идентичности стадий деформаций той и другой серии (Флаас, 1973), не решив, однако, вопроса об их относительном возрасте. Возможность многозначной трактовки характера тектонической структуры и последовательности свит, в свою очередь, является основой неоднозначности выводов о характере разреза, условиях его формирования и формационной принадлежности.

После разделения разреза на пачки следующей стадией работы является подробное литологическое описание слагающих его пород, их состава, текстур и генезиса. В неизмененных осадочных комплек-

сах породы определяются по своему составу и происхождению: обломочная, органогенная или хемогенная. Генезис определенных литологических разностей пород в общем достаточно ясен. Иное дело опять—таки метаморфические породы. Здесь требуется прежде всего выделить группу метаморфизованных осадочных пород, отделив ее от пород тектоно—метаморфического генезиса, широко распространенных даже в слабо метаморфизованных толщах докембрия и фанерозоя. Несмотря на широкое распространение псевдоосадочных пород и текстур и их большое внешнее сходство со многими типами реальных осадочных пород и текстур, целенаправленное изучение этих образований началось только в последние годы (Захаревич и др., 1972; Прияткина, 1971; Савельев, 1971; Савельев и др., 1974). Большие затруднения вызывает определение генезиса отдельных слоев и особенно слоевых сочетаний.

В настоящее время разработан комплекс методов, позволяющий реконструировать первичный облик метаморфизованных осадков до гранулитовой фации включительно. При реконструкциях такого рода можно выделить песчаники, алевроиты, глины, мергели, известняки, а в некоторых случаях уточнить и название породы по составу преобладающего минерала: кварцевый песчаник, монтмориллонитовая глина и т.д. Иногда удается получить сведения о характере цемента кластогенных пород. Однако, даже если снятие метаморфизма проведено достаточно аргументированно, сведения о генезисе метаморфизованной осадочной породы остаются неполными, а часто и недостоверными. Далеко не всегда удается отличить в метаморфических толщах органогенные, хемогенные и обломочные породы: метаморфизованные хемогенные (биогенные?) кремнистые сланцы от кварцевых песчаников; калькарениты от хемогенных (биогенных) известняков и доломитов; кластические породы, сложенные обломками глинистых сланцев, от глин и т.д.

Самой главной особенностью осадочно—метаморфических пород является то, что объем литологической информации, получаемый при изучении однородно метаморфизованного комплекса, резко различен не только для слоев разного состава, но и для слоевых сочетаний. Исчезновение литологических характеристик пород по мере повышения степени метаморфизма происходит не фронтально, а избирательно и, кроме состава пород и структуры многослоев, зависит от конкретных условий метаморфизма и складчатости. Поэтому даже две литологически однотипные толщи в разных районах, одна из которых испытала только прогрессивный метаморфизм, а вторая еще и стадию диафореза, дадут различный объем информации.

Осадочно—метаморфические породы предоставляют мало данных для фациального анализа. Выделить в разрезе генетические типы отложений очень сложно, но еще сложнее проследить их на площади и выделить фации. Практически в метаморфических толщах при площадном картировании выделяются крупные литологические комплексы, по объему в большинстве случаев гораздо большие, чем фация. Более дробное деление, как это делается в слабоизмененных

отложениях, провести невозможно, ибо метаморфизм и сложные тектонические деформации лишают нас возможности различать морские и пресноводные известняки, морские и лагунные доломиты, различные генетические типы глин и песчаников. В некоторых случаях реликты характерных текстур и сохранившаяся органика дают возможность сделать аргументированный вывод о генезисе какого-либо горизонта, но это исключение не облегчает задачи фациального анализа всей толщи.

Выделение генетических типов среди отложений метаморфических толщ фанерозоя иногда производится с помощью геохимических методов. Однако те же работы в древних докембрийских толщах дают неопределенный результат, если не стоять на позициях ортодоксального актуализма, отрицая влияние на состав осадков эволюции атмосферы, гидросферы и органического вещества.

После перечисления основных трудностей и специфических черт в литологическом исследовании осадочно-метаморфических толщ следует рассмотреть группу обычных методов фациального анализа осадочных толщ, используемых при работе с осадочно-метаморфическими комплексами. К ним относятся: текстурный, гранулометрический (структурный), минералогический, анализ аксессуарных минералов, мощностей, химического состава, палеонтологический, биохимический, анализ конкреций.

ТЕКСТУРНЫЙ АНАЛИЗ

Изучение текстур осадков и осадочных пород принадлежит к числу основ фациального анализа. Принято считать (Ботвинкина, 1965), что первичная текстура породы — слоистость — возникает одновременно с накоплением самого осадка и целиком определяется механизмом его образования. На основании этого путем расшифровки слоистой текстуры мы можем наиболее точно подойти к определению условий формирования тех отложений, которым она присуща. Следовательно, основной целью анализа текстур является установление генетической принадлежности осадка. Известно, что какой-либо один тип текстуры (сколько бы ни была она характерной) не может служить основанием для отнесения осадка (породы) к тому или иному генетическому типу. Чтобы обосновать такое выделение, необходимо выявить комплекс текстурных признаков, наиболее характерных для определенной седиментационной обстановки.

• Следует подчеркнуть принципиальную разницу между текстурами аллохтонных и фоновых осадков. Текстуры аллохтонных осадков определяются характером материала и динамикой среды седиментации в данной точке. Для каждого генетического типа отложений, представленного преимущественно терригенными осадками, движение воды в разных точках дна или в одной точке в разное время может быть весьма различным, что приведет к формированию комплекса

текстур, многие из которых будут общими для отложений разных генетических типов. Фоновые осадки в силу специфики своего накопления имеют текстуры, теснейшим образом связанные не столько с динамикой среды, сколько с более постоянными, длительно действующими палеогеографическими факторами: климатом, глубиной бассейна, формой жизни, химическим составом растворенных соединений и т.д.; достаточно, скажем, увидеть в обнажении характерную слоистую текстуру строматолитовых построек, чтобы сделать общий вывод о генетическом типе отложений.

Метаморфические изменения приводят к трансформации текстур всех типов, причем степень преобразования их неодинакова в одних и тех же условиях метаморфизма. Необходимо отметить одну общую закономерность, определяющую сохранность текстурных элементов при метаморфизме. Если в осадочных породах формы выражения текстур весьма различны (гранулометрия, минералогический состав, окраска, послойные примеси и т.д.), то при метаморфических изменениях любых степеней, за исключением зон мобилизации вещества и ультраметаморфизма, сохраняются только те парасомы, те слоевые сочетания, которые настолько отличаются друг от друга по валовому химическому составу, что в них возникают различные ассоциации метаморфогенных минералов или различные количества этих минералов. Сохраняются и текстуры, созданные компонентами, инертными в данных условиях метаморфизма (Коссовская, Шутов, 1971; Савельев и др., 1974). Всегда исчезают текстуры, размер которых соизмерим с размером новообразованных минералов, если текстура не создана инертным в данных условиях компонентом. Чаще всего по мере увеличения степени метаморфизма постепенно исчезают все признаки различия элементов текстуры (кроме химического состава, что далеко не всегда учитывается при выделении и описании текстур неизмененных осадочных пород). Следовательно, при прочих равных условиях в осадочно-метаморфических образованиях лучше сохранится слоистость в отложениях тех формационных типов, где осадочная дифференциация вещества во время накопления была максимальной, и значительно хуже — в осадках, сформированных в условиях слабой осадочной дифференциации.

Кроме химического состава, на сохранность текстур влияют еще два фактора: степень тектонической дислоцированности пород и степень давления при метаморфизме. Тектоническое смятие, особенно сопровождающееся пластическим течением вещества, приводит к искажению многих текстур, главным образом небольших по масштабу (мелкой цикличности, тонкой параллельной либо волнистой слоистости, различных скульптурных форм на поверхности слоев и т.д.), а также к искажению мощностей элементов многослоев и различным затруднениям в определении последовательности формирования отдельных частей и всего разреза в целом. Повышение давления при метаморфизме также ведет к разрушению осадочных текстур. Первичные текстуры в породах, измененных в условиях одних и тех же температур, лучше всего сохраняются в зонах низких давлений,

хуже — в зонах умеренных давлений и плохо — в зонах высоких давлений.

Сохранность текстур при метаморфизме зеленосланцевой фации. Признаки, позволяющие выявлять слоистость в осадочных породах, весьма разнообразны. К ним относятся: 1) изменение состава контактирующих слоев, выражающееся в изменении их гранулометрического и минералогического состава, окраски, характера послойных примесей; 2) наличие слоевых границ, созданных различием состава смежных слоев, появлением примесей на граничащих поверхностях, наличие плоскостей отдельности; 3) присутствие слоеватости; 4) ритмическая сортировка материала слоя или слойка; 5) изменение внутренней текстуры слоя или пласта. В зеленосланцевой фации сохранность этих признаков для разных групп пород различна. Рассмотрим текстуры четырех наиболее распространенных групп пород: псефито-алевритовых, карбонатных, кремнистых и глин, а также текстуры, созданные сочетанием пород разного состава. В принципе возможно, по-видимому, соотнести степень изменения текстур с петрогенетической сеткой (Файф и др., 1962), хотя в настоящее время материалов для такого обобщения пока недостаточно; нет сомнения, что такая работа будет со временем проведена. Сейчас же процессы изменения текстур устанавливаются в большинстве случаев чисто эмпирически.

Текстуры псефитовых, псаммитовых и алевритовых пород в условиях зеленосланцевой фации испытывают неодинаковые изменения. Лучше всего сохраняются текстуры псефитов и хуже — текстуры наиболее тонкозернистых пород. Слоистые текстуры псефитов хорошо видны также в том случае, если они содержат прослой пород иного литологического состава или гранулометрии. Значительно сложнее обнаружение плоскости слоистости монотонных галечных толщ, что весьма существенно, так как признаки, позволяющие выявить слоистость таких толщ, не испытавших метаморфизма и интенсивных тектонических деформаций, могут быть использованы и при изучении их метаморфических аналогов.

Галька псефитов, как будет показано далее, легко претерпевает переориентировку. В зоне зеленосланцевой фации первичное положение гальки может быть полностью трансформировано, поэтому плоскость слоистости по преобладающей ориентировке плоской гальки можно установить лишь в частном случае. Но если в галечнике встречена хотя бы одна плоская галька, значительно более крупная, чем окружающие, можно быть уверенным, что она всегда ориентирована в плоскости слоистости. При рассланцевании породы и переориентировке обломков такие крупные гальки обычно не переориентируются, а раскалываются на блоки (рис. 9).

Слоистость псефитов способна выразиться послойно неоднородностью петрографического состава гальки, она хорошо сохраняется во всех зонах метаморфизма и исчезает вместе с исчезновением химически дифференцированных слоев. Слоистая текстура, выраженная изменением размеров гальки, хорошо сохраняется в зелено-

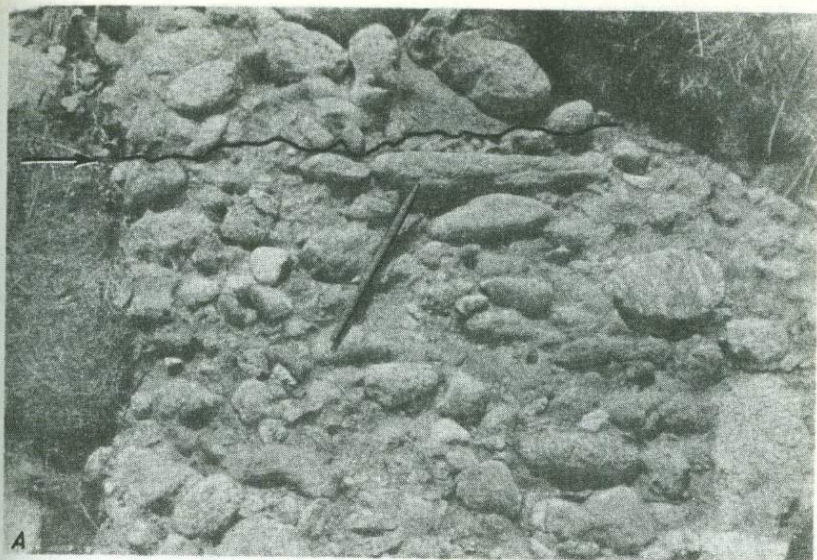
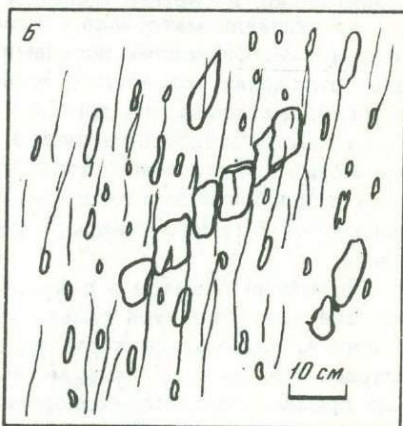


Рис. 9. Крупная плоская галька в нерассланцованных (А) и рассланцованных (Б) конгломератах. Метаморфизм – низкотемпературная часть зеленосланцевой фации

А – галька ориентирована параллельно слоистости (нижний докембрий, Центральная Карелия, р-н д. Сондала; стрелка показывает положение границы раздела слоев); Б – галька в конгломерате, испытавшем полную переориентировку обломков параллельно сланцеватости (нижний кембрий, Восточный Саян, верховья р. Мамы)



сланцевой фации, особенно если послойное изменение размеров преобладающего количества галек выражено достаточно четко (например, если слой конгломератов чередуются в разрезе со слоями гравелитов), но часто послойная неоднородность размеров гальки не приводит к образованию обособленных слоев. Происходит лишь обогащение относительно более крупной галькой определенных слоевых поверхностей. Благодаря этому в "неслоистых" псефитах можно видеть цепочки более крупных галек, строго приуроченных к одному уровню (рис. 10). Такая текстура хорошо сохраняется в пределах всей зоны зеленосланцевой фации и при более высоком

метаморфизме. Трудности в определении положения слоевых поверхностей в этом варианте возникают опять-таки тогда, когда гальки псефитов переориентированы при тектонических деформациях. В этом случае исследователя невольно гипнотизирует наличие четкой субпараллельной ориентировки галек, заставляющее отыскивать подтверждение в совпадении сланцеватости и первичной слоистости.

Окраска псефитов зависит от окраски цемента и цвета преобладающей гальки. Окраска цемента изменяется раньше, чем окраска гальки в зонах метаморфизма умеренных давлений. Процесс этот идет быстрее, чем в зонах низких давлений (в данном случае, естественно, речь идет о цементе и гальке, окраска которых определяется химически активными в данных условиях компонентами).

Обычно окраска не является тем признаком, по которому выделяется слоистая текстура конгломератов и гравелитов, хотя иногда различия в окраске слоев одной толщи бывают весьма резкими. В Восточном Саяне на левобережье р. Балахтисон среднекембрийские отложения представлены толщей конгломерато-песчаникового состава, имеющей красновато-бурые тона; в основании разреза здесь встречен слой конгломерата того же генетического типа, имеющего первичную зеленую окраску; метаморфизм этих отложений относился к низкотемпературной части зеленосланцевой фации. Изучение ориентировок и состава обломков показало, что зеленый слой возник при поступлении материала с севера, со стороны поднятия, сложенного метаморфическими породами протерозоя, тогда как вышележащие отложения, сложенные исключительно обломками пород нижнего кембрия, накапливались при сносе материала с юга. К западу от этого района подобной разницы в окраске не наблюдается. Здесь среднекембрийские отложения испытали несколько более высокий метаморфизм и приобрели однотонно-зеленый цвет, обязанный своим происхождением метаморфогенному хлориту, развивающемуся в цементе.

Послойные примеси в псефитах могут быть созданы изменением состава преобладающей гальки или изменениями состава цемента. В первом случае слоистость видна очень четко, и этот признак сохраняется во всех зонах метаморфизма. Иное дело, если послойные примеси созданы неоднородностью песчаного, органического или хемогенного цемента. Связь состава цемента и состава галечного материала не всегда бывает прямой, поскольку источник гальки псефитов и источник, дающий материал для цемента галечника, могут быть различными. В ордовике Восточного Казахстана на р. Бухтарме встречен мелкогалечный конгломерат, хорошо окатанная кварцевая галька которого заключена в карбонатном цементе, сохранившем остатки мшанок; в Восточном Саяне на р. Янге в позднекембрийских отложениях описаны конгломераты, имеющие гнейсовую гальку и карбонатный цемент; на р. Маме в Северо-Байкальском нагорье некоторые горизонты конгломератов имеют гальку розовых и белых известняков, сцементированную слабо известковым полимиктовым песчаником, и т.д.

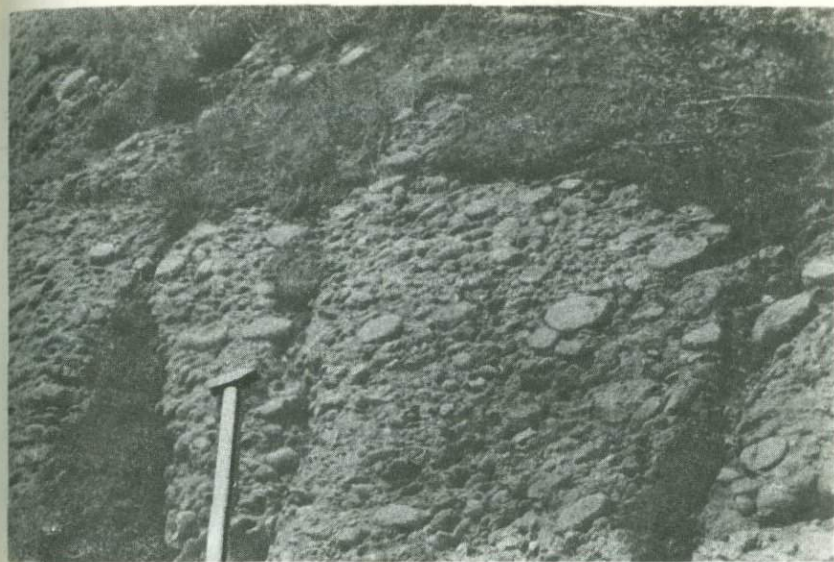


Рис. 10. Цепочки крупных галек в конгломерате, по которым может быть определено положение слоя (нижний докембрий, Центральная Карелия, р-н д. Сондала)

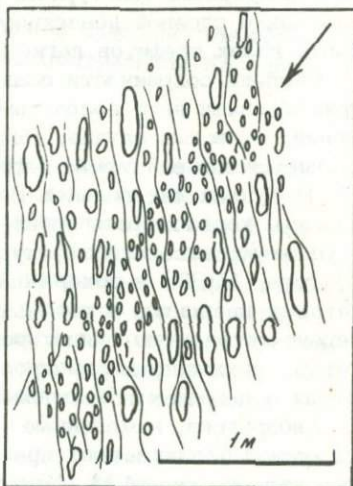


Рис. 11. Переориентировка гальки параллельно сланцеватости в конгломератах и гравелитах (верхняя пермь, правобережье р. Амур, г. Хабаровск; стрелка показывает положение первичной слоистости)

Очень часто смена состава цемента не связана ни с изменением размеров галечного материала, ни с изменением его петрографического набора. Разница в послойной неоднородности состава цемента часто очень невелика, вследствие чего заметить ее в неметаморфизованных отложениях не всегда возможно. Действительно, трудно уловить различие в цементах, если в одном слое галечник сцементирован глинистым песчаником, а в другом — глинисто-карбонатным. Подобные отличия становятся наиболее хорошо заметными только после метаморфизма, т.е. после возникновения в таких

слоях качественно или количественно различных ассоциаций метаморфогенных минералов.

Поскольку для псефитовых отложений наиболее характерна грубая слоистость, обнаружить послойную неоднородность цемента удастся лишь в достаточно крупных обнажениях, подвергшихся длительному выветриванию. В результате выветривания поверхность обнажения приобретает рельеф, потому что ассоциации метаморфических минералов, возникшие за счет цементов разного состава, обладают в подавляющем большинстве случаев и различной механической прочностью. Такая слоистость псефитов может быть замечена в зонах умеренных давлений уже в породах, измененных в условиях низкотемпературной зеленосланцевой фации. При изучении рельефа обнажений необходимо абстрагироваться от наблюдений ориентировки гальки, ибо хорошая субпараллельная ориентировка плоскости и удлиненной гальки может быть вторичной, но она невольно заставляет предполагать и аналогичное положение слоев. Примеси на граничащих поверхностях слоев в псефитах встречаются редко. Если же такие примеси и встречаются, они, резко контрастируя по составу с выше- и нижележащими слоями, хорошо сохраняются даже в дислоцированных псефитах. Слоеватость псефитов нередко является характерным текстурным признаком, позволяющим установить положение слоевой поверхности. Вместе с тем первичная ориентировка галек псефитов легко нарушается.

Степень сохранности осадочной ориентировки гальки не имеет прямой связи ни с возрастом, ни со степенью метаморфизма отложений; известны случаи, когда первичноосадочная ориентировка сохраняется даже в весьма древних и глубоко измененных отложениях. В Тункинских гольцах Восточного Саяна, на р. Ара-Хонголкой, описаны конгломераты нижнепротерозойского возраста, измененные в условиях высокотемпературной амфиболитовой фации (Бузиков, Другова, 1960) и содержащие гальку гнейсов, амфиболитов, гранатовых кварцитов и розовых мраморов; вся галька сохраняет первичноосадочные ориентировки, за исключением гальки мраморов, которая частично деформирована и имеет реакционные взаимоотношения с цементом. Конгломераты верхнепермских отложений в районе Хабаровска, измененные в условиях низкотемпературной зеленосланцевой фации, имеют практически полностью переориентированную гальку (рис. 11). Конгломераты среднего кембрия на правом берегу р. Шинды (Восточный Саян) не метаморфизованы, однако в зонах рассланцевания, связанных с разломами, имеют гальку, полностью переориентированную параллельно сланцеватости.

Не всегда, однако, переориентировка гальки связана с интенсивным рассланцеванием породы или со складчатостью. Иногда ее положение изменяется в очень слабо дислоцированных отложениях. Например, в Центральной Карелии на островах Сег-озера в нижне- и верхнетулийских отложениях вторичная ориентировка гальки видна во многих обнажениях. На о-ве Шеннон-Шари уплощенные гальки, заключенные в грубозернистом песчанике основания цикла, развер-

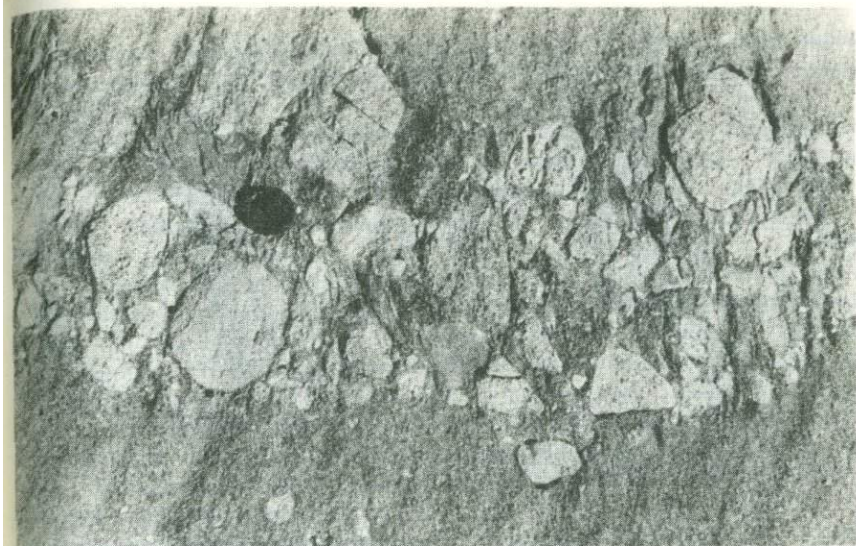


Рис. 12. Переориентировка плоской гальки в слабо метаморфизованных отложениях (средний протерозой, Центральная Карелия, Сег-озеро, о-в Шеннон-Шари)

нуты так, что приобрели ориентировку, перпендикулярную поверхности слоя (рис. 12). Метаморфизм здесь проявлен слабо, и сланцеватость выражена очень плохо: она представлена системой редких, прерывистых, субпараллельных трещин, секущих слоистость почти под прямым углом. Изучение ориентированных шлифов показало, что в песчаниках параллельно этой трещиноватости развивается метаморфогенный серицит, образующийся по глинистой составляющей цемента. Подобная же переориентировка галек и даже валунов наблюдалась в практически неизмененных конгломератах ордовика Уэллса (Парфенов, Савельев, 1976).

Приведенные данные дают возможность предположить, что нарушение осадочной ориентировки гальки псефитов не имеет прямой связи с метаморфизмом, а определяется главным образом (или исключительно) тектоническими процессами. Характер и интенсивность этих процессов, приводящих к трансформации структуры псефитов, пока недостаточно ясны. Автор ставит перед собой задачу привлечь внимание к этому чрезвычайно интересному явлению, детальное изучение которого — дело будущего. Вместе с тем уже сейчас, на основе имеющегося эмпирического материала, можно утверждать, что вторичная ориентировка гальки в конгломератах и гравелитах наблюдается как в неизмененных, так и в метаморфизованных отложениях всех возрастов, причем во многих случаях степень нарушения осадочных ориентировок не находится в прямой

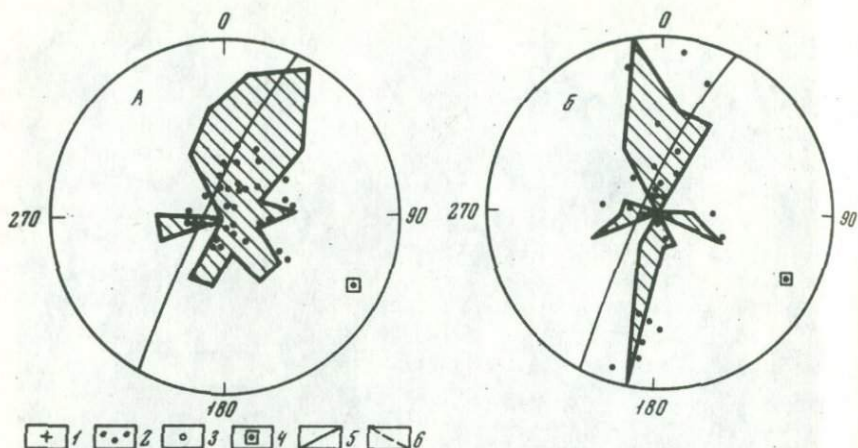
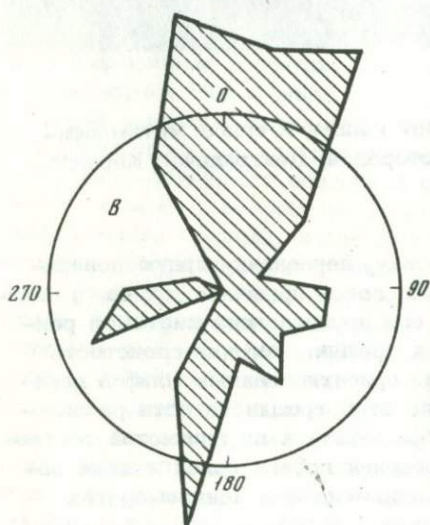


Рис. 13. Ориентировка полюсов галек конгломерата, изображенного на рис. 9, А

А - галька гранитов, гнейсов и кварца (32 замера); Б - галька хлоритовых, актинолитовых и других сланцев, т.е. метаэффузивов (28 замеров); В - сводная диаграмма (60 замеров)



1 - положение полюсов галек в обнажении; 2 - положение полюсов галек, исправленных за наклон пласта; 3 - выходы длинных осей деформированной веретенообразной гальки; 4 - полюс слоя; 5 - ориентировка плоскости слоя; 6 - положение плоскости сланцеватости

связи с интенсивностью пликативных дислокаций или формированием хорошо выраженной сланцеватости и линейности.

Степень искажения слоеватости определяется не только тектоническим фактором, но и петрографическим составом породы. Гальки, имеющие разный состав, переориентируются не одновременно, а последовательно. Равным образом на степень изменения ориентировки влияет состав цемента. Конгломераты и гравелиты с карбонатным и известковистым цементом значительно легче теряют первичные слоеватые текстуры по сравнению с псефитами иного состава. Трудно назвать те породы, галька которых первая претерпевает переориентировку. По-видимому, это в любом случае галька, наиболее пластичная в тех условиях температуры и давления, при которых

происходят тектонические деформации псефитов. Чаще всего переориентировку испытывает карбонатная галька по сравнению с галькой иного состава.

Одна и та же псефитовая толща может иметь различную степень переориентировки гальки в разных участках. Более того, случается, что один слой псефитов содержит в различных своих частях переориентированную и непереориентированную гальку.

Пределы сохранности первичноосадочных ориентировок гальки изучались мною в раннедокембрийских конгломератах Центральной Карелии в р-не д. Сондала на западном берегу Сег-озера, где обнажения конгломератов протягиваются почти непрерывной полосой в субмеридиональном направлении на расстояние около 1 км. Галька конгломератов представлена главным образом различными гранитоидами, зелеными сланцами (метаэффузивами основного состава) и в меньшей мере — амфиболитами, кварцем, биотитовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами. Очень редко можно встретить единичные гальки карбонатных пород. Послойная ориентировка гальки хорошая, размер — от 1-2 до 30-40 см по длинной оси. Вся галька, за исключением обломков метаэффузивов, хорошо окатана. Зеленые сланцы присутствуют в конгломератах как в виде более или менее округленных обломков, так и в виде плиток с обломанными или слабо закругленными краями, сколков, остроугольной дресвы. Цемент конгломератов по типу поровый, в некоторых слоях базальный, представлен крупно- и грубозернистым полимиктовым песчаником с примесью гравелитового материала. Местами песчаники образуют в конгломератах прослой и линзы мощностью до 80-90 см.

Метаморфизм этих образований относится к низкотемпературной части зеленосланцевой фации. Первичные структуры песчаников практически полностью сохраняются. Изучение ориентировки гальки в разных частях полосы выходов конгломератов показало, что первичноосадочная ориентировка сохраняется не везде. В западной части рассматриваемого участка положение гальки у верхней и нижней границ песчаниковых линз, а также экзотической гальки в песчаниках, с полной очевидностью свидетельствует об отсутствии каких-либо вторичных нарушений положения галек, независимо от их состава (рис. 13). Однако часть гальки метаэффузивов, возможно, уже и здесь начинает переориентироваться, создавая на диаграмме (рис. 13,Б) максимум из нескольких крутонаклоненных галек в районе $180-190^\circ$, столь хорошо выраженный в дислоцированных конгломератах.

При движении в юго-западном направлении, по простиранию конгломератовой толщи, в породах появляется сланцеватость, которая подчеркивается плоскостной ориентировкой серицита и хлорита и сечет слоистость под углом около 40° . Одновременно с появлением заметной сланцеватости начинает переориентироваться галька, причем первыми переориентировку параллельно сланцеватости испытывают мелкие гальки зеленых сланцев, а затем и крупные, тог-

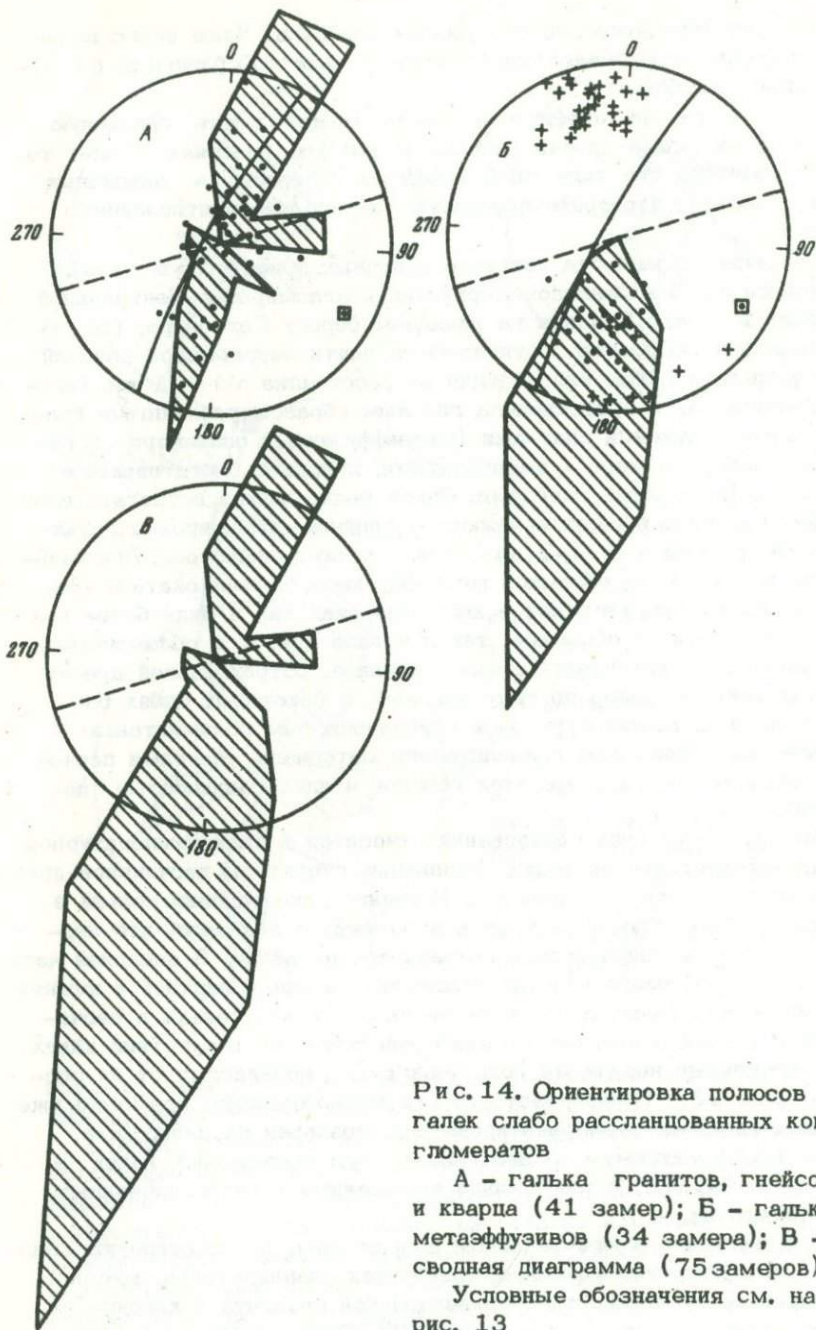


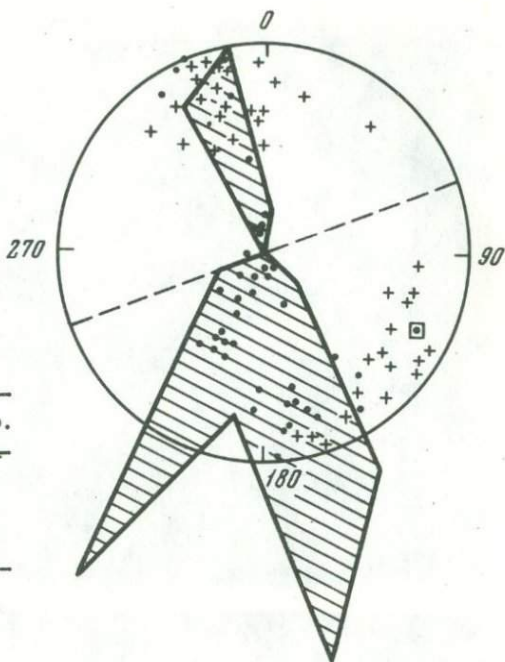
Рис. 14. Ориентировка полос галек слабо расщепленных конгломератов

А - галька гранитов, гнейсов и кварца (41 замер); Б - галька метаэффузивов (34 замера); В - сводная диаграмма (75 замеров)

Условные обозначения см. на рис. 13

Рис. 15. Ориентировка полюсов галек сильно рассланцованных конгломератов (43 замера)

Условные обозначения см. на рис. 13



да как гальки пород иного состава (гнейсовые, гранитные, кварцевые) сохраняют первичные ориентировки, хотя иногда раскалываются и смещаются по трещинам, совпадающим со сланцеватостью. Диаграмма ориентировки гранитной, гнейсовой и кварцевой гальки имеет здесь, в отличие от предыдущей, два примерно одинаково выраженных максимума (рис. 14, А), причем северо-восточный совпадает с максимумом ориентировки аналогичной

гальки нерассланцованных конгломератов, тогда как второй максимум, объединяющий южные и юго-западные падения, является вторичным. Это отчетливо видно при сопоставлении диаграмм А и Б, где нанесена ориентировка галек метаэффузивов. В этой части обнажения все гальки метаэффузивов расположены параллельно сланцеватости, но при исправлении замеров за наклон пласта на диаграмме появляется один четкий максимум, ориентированный в юго-юго-западном направлении. Сводная диаграмма (рис. 14, В) имеет два противоположных максимума и по внешнему виду похожа на диаграмму ориентировки гальки некоторых дельтовых галечников.

Далее к востоку переориентировке подвергаются не только зеленые сланцы, но и почти все гальки пород иного состава. Галька метаэффузивов здесь интенсивно дислоцирована, растянута, иногда изогнута у контакта с гранитоидными гальками, облекает их (рис. 15). При этом переориентировке подвергается и та редкая галька, которая заключена в песчаниковых линзах (рис. 16). Здесь диаграмма имеет два максимума: северо-западный и южный, причем расположение гальки в обнажении почти полностью симметрично плоскости сланцеватости. Как массивная, так и сланцеватая галька имеет вторичную ориентировку, хотя некоторые гранитные гальки, по-видимому, сохранили первичную или близкую к первичной ориентировку. В этой части обнажения отчетливо выражена линейность, созданная ориентировкой метаморфических минералов в плоскости сланцеватости. Приведенные замеры сделаны в одном слое

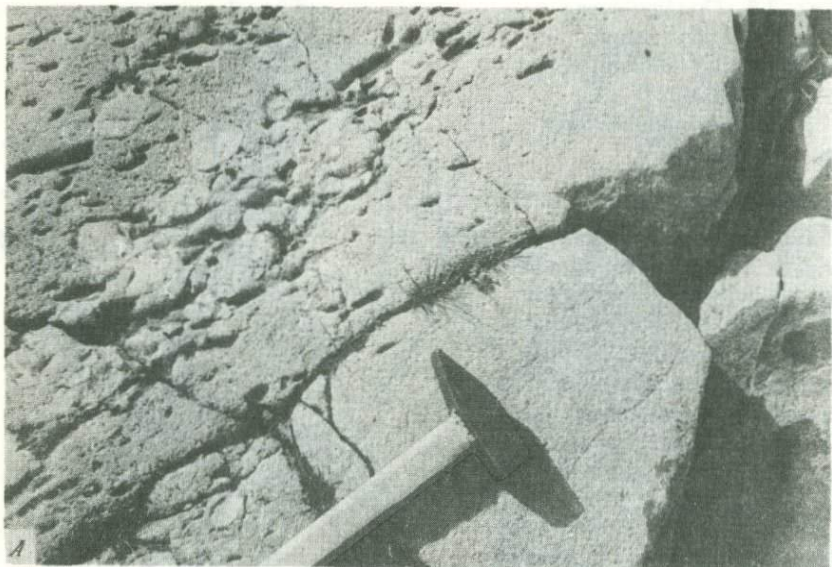


Рис. 16. Переориентировка галек конгломератов в разных частях одного слоя (средний протерозой, контакт песчаника и конгломерата, Центральная Карелия, р-н д. Сондала)

А - частичная переориентировка галек зеленых сланцев (темное);
 Б - более интенсивная переориентировка галек зеленых сланцев и некоторых галек гранитов и гнейсов (светлое);
 В - переориентировка галек под углом, близким к прямому по отношению к слоистости



Рис. 16 (окончание)

на расстоянии около 100 м по простиранию (Парфенов, Савельев, 1976).

В соответствии с приведенными данными логично предположить, что между псефитами, сохранившими осадочную ориентировку гальки, и псефитами с полностью переориентированным обломочным материалом существуют переходные разновидности, в которых галька испытала либо неполную переориентировку, либо же положение в слое изменили только некоторые гальки, состоящие из наиболее податливых петрографических разновидностей пород. Поэтому в ряде случаев диаграммы ориентировок гальки, построенные без учета возможных искажений ее первичного положения, могут послужить причиной неверных палеогеографических выводов.

Дислоцированные конгломераты с трансформированной слоистостью дают мало сведений о динамике среды накопления и положении области размыва. Однако детальное изучение таких толщ в ряде случаев дает возможность установить реликты первичных ориентировок обломков, а следовательно, и получить некоторые данные об условиях накопления. Ранее был приведен пример вторичной ориентировки гальки под углом к слоистости.

Несколько иная картина возникает, если вторичная ориентировка гальки параллельна слоевым поверхностям. В таких псефитах могут сохраняться реликтовые ориентировки плоской и веретенообразной гальки. В Северо-Байкальском нагорье, в устье р.Именды, описаны конгломераты верхнего протерозоя, которые интенсивно рас-

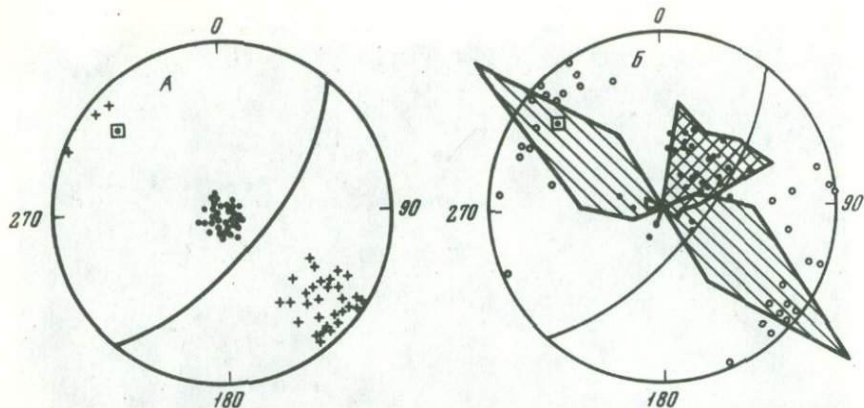


Рис. 17. Реликтовая ориентировка галек в рассланцованных конгломератах (верхний протерозой, Северо-Байкальское нагорье, р. Именда)

А — основная масса галек; Б — плоская галька, плоскость которой ориентирована под углом к сланцеватости

Условные обозначения см. на рис. 13

сланцованы и метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации. Галька разного состава в описываемом обнажении имеет одинаковую вторичную ориентировку параллельно слоевым поверхностям, тектонически уплощена, иногда разорвана, встречаются хвостатые гальки и гальки с двориками растяжения, выполненными кварцем. По составу — это основные и средние эффузивы, габброиды, метапесчаники, редко — гранитоиды. Замеры ориентировки такой гальки дали при нанесении на сетку Вульфа четкий максимум в районе полюса слоистости, а при исправлении за наклон пласта — максимум в центре диаграммы (рис. 17, А). Небольшая часть галек этих конгломератов имеет ориентировку, несколько отличную от ориентировки сланцеватости и основной массы галечного материала. Можно было предположить, что такие гальки частично сохранили осадочную ориентировку. Замеры плоской гальки, расположенной под углом к плоскости сланцеватости, при нанесении их на сетку Вульфа дали максимум, смещенный относительно центра диаграммы (рис. 17, Б). Часть гальки этих конгломератов имела первоначально веретенообразную форму. После деформации они приобрели форму трехосного эллипсоида. На отпрепарированных слоевых поверхностях конгломератов такие гальки хорошо отличаются от основной массы более или менее изометричных галек, и положение их может быть замерено. Веретенообразные гальки не только расплющены, но некоторые из них к тому же разбиты трещинами и растянуты. Трещиноваты только те гальки, ориентировка длинной оси которых совпадает с ориентировкой штрихов скольжения и минеральной линейностью.

Замеры положения длинных осей таких галек при нанесении на диаграмму дали два максимума, перпендикулярные предыдущему

(см. рис. 17, Б). Полученная диаграмма чрезвычайно похожа на диаграммы ориентировки морских галечников, в которых плоская галька полого наклонена в сторону моря, а веретенообразная ориентирована перпендикулярно ей и параллельно берегу. Углы наклона плоской гальки, естественно, искажены: они меньше первичных, однако азимуты направления наклона некоторых галек сохранились. Сам характер диаграммы (соотношение ориентировок плоской и веретенообразной гальки) указывает на первичноосадочную природу полученных максимумов. Такие данные можно использовать для палеогеографических построений, если есть уверенность в том, что расшифрованы последовательность и масштаб складчатых деформаций изучаемого комплекса.

Ритмичность псефитовых пород сохраняется при метаморфизме в условиях зеленосланцевой фации даже в сильно деформированных породах с полностью переориентированной галькой.

Все сказанное выше относится к конгломератам и гравелитам, имеющим различный состав гальки и цемента. Несколько иная картина наблюдается, если эта разница невелика или отсутствует. Псефиты с карбонатной галькой и карбонатным цементом, с глинистой галькой и глинистым цементом, с песчаниковой галькой и песчаным цементом и так далее в условиях зеленосланцевой фации низких и умеренных давлений практически полностью утрачивают все текстуры, созданные гранулометрической неоднородностью и слоеватостью; здесь исчезают все различия внутренней текстуры слоев. Процессы перекристаллизации, начавшиеся, собственно, еще в стадию диagenеза, нарушают границы галек, превращают породу в однородный кристаллический агрегат, лишенный первичных структур, а следовательно, и текстур, созданных компоновкой структурных элементов.

Часто о присутствии в разрезе слоев таких псефитов приходится догадываться только тогда, когда в породе сохраняется экзотическая галька необычного для данного галечника состава. Так, в основании ятулийских отложений Центральной Карелии в районе оз. Ватулма были описаны горизонты кварцевых доломитов, происхождение которых трактовалось как биогенное или хемогенное. В этих доломитах иногда встречались редкие, мелкие, хорошо окатанные кварцевые гальки, что дало основание предположить обломочное происхождение этих пород. Детальное изучение внутренней структуры доломита и специально отобранных шлифов подтвердило это предположение. "Хемогенные" доломиты оказались калькарудитами и калькаренитами — карбонатными конгломератами, гравелитами и песчаниками, иногда с крупной косою слоистостью; причем обнаружить обломочную структуру помогло только то обстоятельство, что в гальках часто сохранялась отсутствующая в цементе пылевидная примесь органического вещества, столь характерная для карбонатных кор (каличе), за счет размыва которых и образовались эти горизонты (Савельев, Тимофеев, 1973).

Песчаники и особенно алевролиты по сравнению с псефитами значительно легче теряют первичные текстуры. Все текстуры, создан-

ные неоднородностью гранулометрического состава, сохраняются, если гранулометрическая неоднородность, как это бывает в большинстве случаев, есть одновременно и неоднородность химическая. Когда более мелкие фракции песчаников обогащаются калием, натрием, кальцием, железом, магнием, алюминием, то после метаморфизма слои первично более тонкозернистых пород будут обогащены хлоритом, биотитом, эпидотом, кислым плагиоклазом и так далее по сравнению со слоями, сложенными более крупнозернистым материалом. Такого рода текстуры исчезают там, где изменение гранулометрического состава не связано с заметным изменением химического состава: в большинстве туфов и туффитов, в мономинеральных песчаниках и алевролитах — кварцевых, карбонатных и некоторых других. Если же слоистость создана послойной неоднородностью минерального состава, она обычно сохраняется, даже если не сохранились те минералы, неоднородное послойное распределение которых определило морфологию текстуры.

Окраска пород в условиях зеленосланцевой фации претерпевает существенные изменения. Красные и зеленые цвета пород, независимо от того, чем они созданы, достаточно хорошо сохраняются при метаморфизме низких давлений, но в условиях метаморфизма умеренных давлений первичные окраски можно видеть только в зоне низкотемпературной части зеленосланцевой фации. В общем случае цвет любой метаморфизованной осадочной породы определяется сочетанием цвета инертной красящей субстанции (если таковая имеется) и цветом новообразованного порообразующего минерала или группы окрашенных минералов. Исчезают все первичные окраски пород, обязанные своим происхождением минеральным обломкам и примесям, неустойчивым в зеленосланцевой фации. Инертные примеси, позволяющие породе сохранять свою окраску, немногочисленны. Это прежде всего все те окрашенные минералы, которые характерны для зеленосланцевой фации и именно для ее низкотемпературной части: хлорит, эпидот, стильпномелан. Поэтому если окраска породы определяется присутствием данных минералов в обломках или частиц пород, сложенных ими, то окраска такой породы практически не изменится.

Амфиболы и обломки амфиболсодержащих пород далеко не всегда сохраняются при хлоритизации породы. В данном случае, хотя зеленый цвет породы и не изменился, он обязан своим существованием уже не обломочному, а метаморфогенному минералу. Даже многие неокрашенные или слабоокрашенные осадочные породы (например, аркозовые песчаники и алевролиты) в зоне зеленосланцевой фации приобретают зеленый цвет за счет сосюритизации плагиоклаза и хлоритизации темноцветных минералов. Окисные соединения железа инертны в чисто кварцевых песчаниках и алевролитах, не содержащих органического вещества, а в остальных породах неустойчивы.

Сохраняются окраски слоев, созданные примесью рутила, циркона, турмалина, ильменита, магнетита, а также пирита. Органическое

вещество, являющееся весьма характерным красящим пигментом для многих типов пород, инертно, но окраски, созданные им в разных породах, сохраняются в разной степени, причем изменение окраски характерно в основном для наиболее тонкозернистых терригенных и карбонатных пород.

Послойные примеси любого состава сохраняются. Наряду с этим в песчаниках и алевролитах могут появиться такие слоистые текстуры, которые были не видны в неизменных породах. Это прежде всего тонкая и тончайшая слоистость, созданная послойной неоднородностью состава цемента или обломков, не отличающихся друг от друга по окраске, которая становится заметной, если разница состава приводит к возникновению качественно или количественно различных ассоциаций метаморфогенных минералов. Такие тонкие текстуры при просмотре шлифов только с большим трудом удается отличить от гомологичных псевдоосадочных текстур. Часто подобным же образом "проявляется" слоистость и более крупного масштаба, но при изучении слоистой осадочно-метаморфической толщи способ обособления того или иного слоя обычно не рассматривается, и никто, по-видимому, не задавал себе вопроса: все ли слоистые текстуры изучаемой толщи были столь же хорошо видны и до метаморфизма?

Работы в районах распространения зонально метаморфизованных комплексов (Савельев и др., 1974) показали, что многие породы песчаного, алевролитового, глинистого или карбонатного состава по мере повышения степени метаморфизма приобретают слоистость, выраженность которой возрастает одновременно с увеличением степени изменения породы. Таким образом, в некоторых случаях внешне однородный слой, выделенный в неизменных породах, в зонах зеленосланцевой и более высокотемпературных фаций обнаруживает неоднородность своего строения, разделяясь на слои или слои, которые становятся заметными благодаря появлению окрашенных метаморфогенных минералов, хотя и имеют осадочное происхождение.

На рис. 18 изображен пример такой слоистости. В зоне низкотемпературной части зеленосланцевой фации слои А и Б, представленные соответственно слабо известковистым метаалевролитом и глинистым известняком, были внутренне однородны, окрашены примесью углистого вещества в темно-серый (алевролиты) и черный (известняки) цвета. В условиях высокотемпературной части зеленосланцевой фации цвет породы стал светлее за счет распада сложных органических соединений и возникновения более крупных частичек графитоида. При этом в обоих слоях отчетливо проявилась внутренняя неоднородность.

Слой А распался на две части, из которых верхняя (I) содержит приблизительно на 0,5-1% больше органического вещества, чем нижняя (II). Субслой II обнаружил вертикальную неоднородность в распределении первично глинистого материала, количество которого на 3-5% больше у кровли, чем у подошвы. Субслой I делится

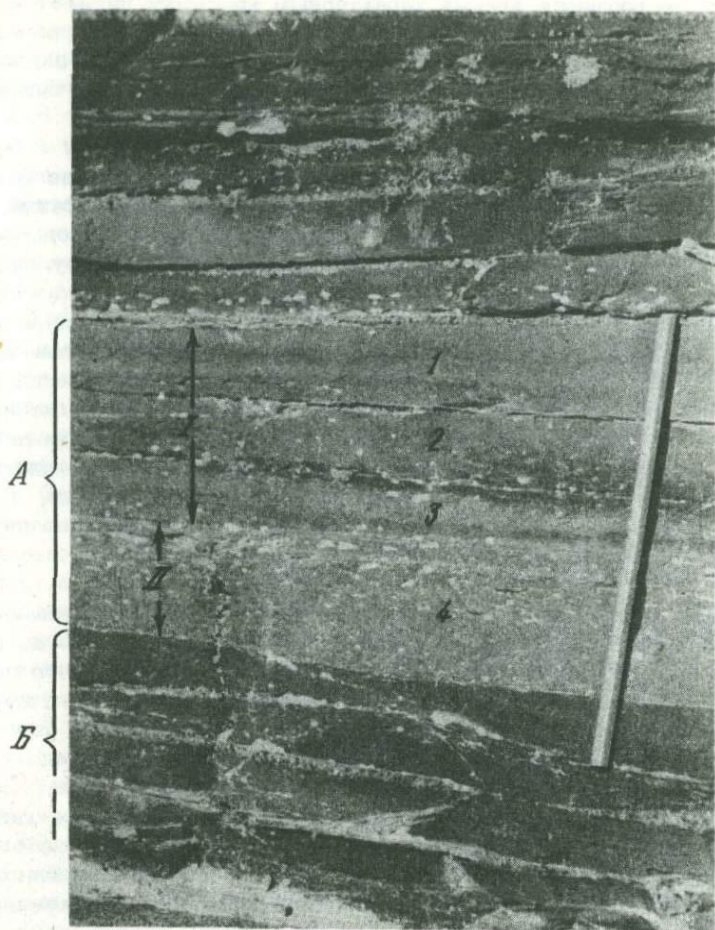


Рис. 18. Тонкая слоистость метаалевролитов (А) и кристаллических известняков (Б) в зоне высокотемпературной части зеленосланцевой фации (бодайбинская серия верхнего протерозоя, Северо-Байкальское нагорье, р. Мама)

на три слойка, разграниченных хорошо выраженными поверхностями раздела. Эти поверхности возникли за счет тонких известковых пленок (карбонат в этом разрезе был, по-видимому, фоновым осадком), материал которых в результате метаморфических реакций превращен в кварц-карбонат-эпидотовую породу. Мощности этого слойка увеличилась за счет вовлечения в реакцию материала выше- и нижележащего слоев, а на поверхности обнажения возник хорошо заметный эрозионный рельеф. Слойка 1 имеет свою внутреннюю неоднородность за счет послойно-неоднородного распределения хлорита,

Слой Б распадается на субслои благодаря возникновению хорошо выраженных в рельефе слоев эпидотовых кальцифиров, возникших за счет метаморфизма глинистых примесей на граничащих поверхностях. Более слабоизмененные породы этой же пачки такой слоистости в обнажениях в явной форме не имеют, хотя в шлифах иногда можно увидеть тонкие глинистые пленки в известняках и тонкие слои карбоната в алевролитах, но неоднородности в послыном распределении глинистого и органического материала заметить практически невозможно без проведения специальных целенаправленных исследований с привлечением методов химического исследования и пересчетов состава по шлифам, отобраным непрерывно по всему слою.

Слоеватость в песчаниках и алевролитах как признак, помогающий выделить слоистые текстуры, используется редко. Включения посторонних пород (глинистые и песчаниковые катуны) сохраняются при метаморфизме, однако ориентировка их в подавляющем большинстве случаев определяется общим планом тектонических деформаций толщи. Иногда тонкими методами исследований (микроструктурный анализ) удается установить и доказать осадочную ориентировку некоторых неперекристаллизованных зерен кварца в метапесчаниках (Казаков, 1964), но для текстурного анализа эти наблюдения не могут быть использованы.

Текстуры глин в зоне зеленосланцевой фации подвергаются весьма существенным изменениям. Для глин в большинстве случаев характерны тонкие текстуры, слабо заметные макроскопически и различимые в основном только под микроскопом. Вместе с тем при метаморфизме именно в глинах прежде всего возникают наиболее крупные кристаллы метаморфогенных минералов, благодаря чему тонкие текстуры глин становятся плохо заметными или исчезают. Лучше всего сохраняются тонкие текстуры, созданные примесью терригенного материала (песчаного и алевритового), однако вновь возникающие метаморфогенные кварц и кислый плагиоклаз во многих случаях делают эти текстуры трудноразличимыми. Отличить новообразованные зерна от обломочной примеси не всегда возможно. Текстуры полосчатые, сгустковые и другие, созданные послыной разницей минералогического состава, сохраняются только в низкотемпературной части зеленосланцевой фации в зонах низких давлений. Несколько лучше сохраняются сетчатые и полигональные текстуры, возникновение которых связано с высыханием глинистого осадка.

Сохранность текстур глин определяется не только перекристаллизацией, но и причинами тектонического характера. Именно в глинах деформации различных типов и направлений выражаются в формировании хорошо развитой сланцеватости. Если плоскости кльважа контролируют распределение формирующихся метаморфогенных минералов, возникает псевдоосадочная текстура, маскирующая текстуру первичную. На рис. 19 приведена фотография пришлифованного образца метапелитов. Первоначальная текстура пелитов, насколько можно судить по сохранившимся реликтам, была слоистой благодаря

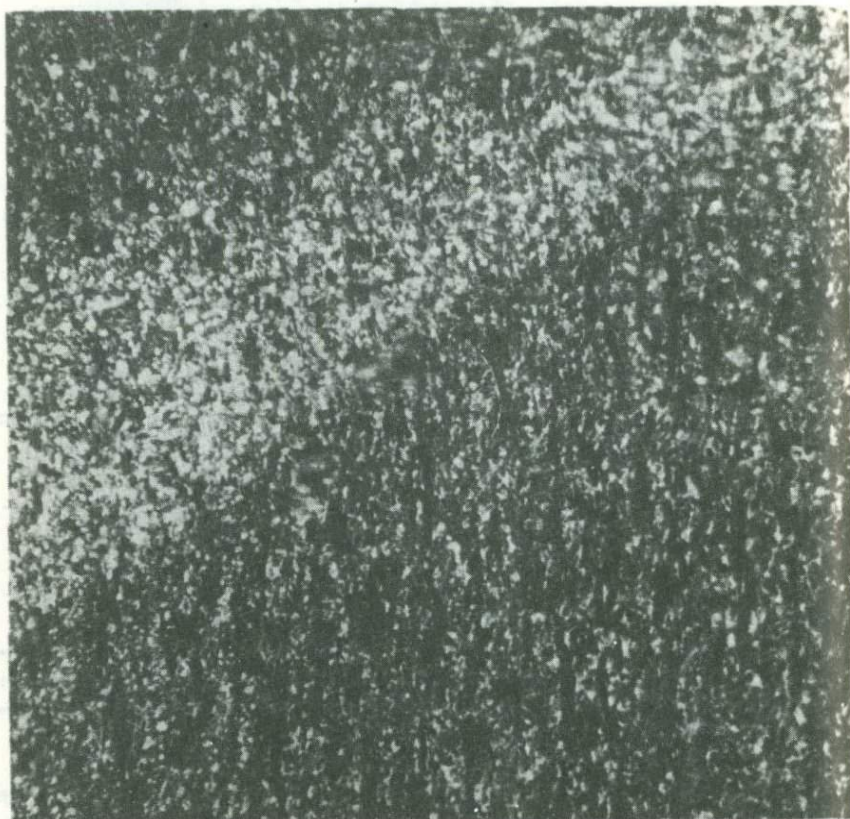


Рис. 19. Соотношение реликтовой осадочной и псевдоосадочной текстуры метапелита (верхний протерозой, Северо-Байкальское нагорье, ключ Грамдакан). Фотография шлифа в проходящем свете, увел. 24

наличие тонких слоев алевролитового материала. Реликты этих слоев — более светлые на снимке — можно видеть в верхней и средней части образца. Алевролиты по составу существенно кварцевые и сохраняют обломочную структуру. В верхней левой части снимка видна поверхность размыва в основании слоя метаалевролита. Глинистый материал превращен в агрегат кварца, альбита, хлорита. В породе видны две системы трещин сланцеватости, параллельно которым идет кристаллизация метаморфогенных минералов. Одна параллельна первичной слоистости, вторая наклонена к ней под углом около 30° . Минерализованные трещины сланцеватости создают псевдоосадочную тонкую слоистость, а пересечение разнонаправленных трещин формирует в некоторых участках текстуры, весьма похожие на очень тонкую косую слоистость. В данном случае только наличие деформированных и разорванных слоев ме-

таалевролитов дает возможность догадываться о существовании первичной слоистой текстуры, но текстуру глины между слоями алевролитов установить невозможно. Приведенный пример характерен для метапелитов различного состава. По-видимому, условия высокотемпературной части зеленосланцевой фации являются тем пределом, выше которого текстурный анализ метапелитов невозможен, а различия последних в зонах более высокого метаморфизма могут быть установлены только по их химическому составу.

Текстуры карбонатных пород также обладают различной сохранностью. О текстурах калькаренитов уже говорилось ранее, но для большинства обломочных карбонатных пород в зоне высокотемпературной зеленосланцеватой фации исчезают все различия текстурных элементов, созданные гранулометрией, слоистостью, изменением внутренней текстуры. Многие калькарениты полностью теряют обломочные структуры и становятся неотличимыми от карбонатных пород иного генезиса: хемогенных или органогенных. Для всех карбонатных пород в этой зоне характерны большая пластичность и способность к перекристаллизации. Первично тонкозернистые и мелкозернистые карбонатные породы превращаются в неравномернозернистые или кристаллические, причем процесс этот начинается в чистых карбонатах еще в стадию диагенеза. В зоне зеленосланцевой фации в большинстве случаев приходится сталкиваться только с полнокристаллическими карбонатными породами. Процесс перекристаллизации при метаморфизме приводит к уничтожению почти всех тонких текстур, даже тех, которые сформированы примесями, инертными при метаморфизме.

Причина этого в том, что некарбонатные примеси, формирующие тонкую слоистость: глинистые частицы, частицы углистого вещества, окислы железа и другие — при росте крупных зерен кальцита перераспределяются, вытесняются в межзерновые промежутки, а в доломитовых и сидеритовых породах часто приобретают вторичную ориентировку, соответствующую кристаллографическим направлениям новообразованных кристаллов. Поэтому в карбонатных породах этой зоны уже не встречается первичная слоистость, созданная тонкозернистыми примесями, если размер этих слоев близок или несколько больше размера новообразованных зерен карбоната. Лучше сохраняются слои, сложенные терригенным материалом. Однако, если мощность их невелика, слои эти также не остаются неизменными благодаря частичной или полной коррозии слагающих их обломков. В первую очередь корродируются обломки пород, затем кислые и основные плагиоклазы, кварц.

Степень кристалличности различных карбонатных пород в одних и тех же условиях неодинакова. В общем, чем больше примесей имеет карбонатная порода, тем слабее выражен процесс перекристаллизации. В одной и той же пачке глинистые, углистые, песчаные слои будут заметно более мелкозернистыми по сравнению со слоями чистых известняков или доломитов (Калед, 1955). Поэтому элементарный цикл, начинающийся в нижней части мергелей,

постепенно переходящих к кровле в глинистый, а затем и в чистый тонкозернистый известняк, трансформируется в условиях зеленосланцевой фации следующим образом: в основании цикла сформируется мелкозернистая порода, состоящая из мелких зерен карбоната, кварца, плагиоклаза, слюды и некоторых других (в зависимости от состава глинистой фракции); по направлению к верхней части цикла размер зерен карбоната будет увеличиваться, и цикл закончится чистым крупнозернистым кристаллическим известняком.

Не остается прежним и цвет породы. Для многих типов карбонатных пород, образовавшихся за счет карбонатных фоновых осадков, характерна примесь тонкодисперсного органического вещества, создающего характерные серые или черные окраски; часто карбонатные породы окрашены окислами железа и марганца в желтые, бурые, красные цвета; иногда послойная окраска карбонатных пород определяется цветом породообразующих остатков организмов. Все эти окраски трансформируются при метаморфизме, и уже в верхах зеленосланцевой фации можно встретить карбонатные породы, окраска которых определяется либо примесью углифицированного (графитизированного) органического вещества, либо закисными соединениями железа или марганца, либо окраской некарбонатных метаморфогенных минералов, возникших за счет некарбонатной примеси. При этом густота тона окраски, созданной органическим веществом, зависит не столько от количества этого вещества, сколько от количества некарбонатных примесей.

В толщах таких пород решающую роль в послойном изменении окраски начинают играть послойные примеси некарбонатных частиц, участвующих в метаморфических реакциях. Благодаря этому во внешне однородных или грубослоистых толщах карбонатных пород при метаморфизме получает четкое морфологическое выражение та первичноосадочная слоистость, которая была не видна или очень плохо заметна в породах неизмененных. Достаточно иногда 2–5% примеси частиц глины в каком-либо слое, чтобы при метаморфизме он остался более мелкозернистым (по сравнению с выше- и нижележащими слоями чистых карбонатных пород) и сохранил более темную окраску за счет тонкодисперсного органического вещества, а также окрашенных метаморфогенных минералов: хлорита, биотита, эпидота и др. В большинстве случаев метаморфогенное минералообразование изменяет механические свойства пород в зоне гипергенеза, благодаря чему такая текстура подчеркивается четким рельефом на поверхности обнажения.

Характерным примером такого рода является так называемая "свита известняков" бодайбинской серии верхнего протерозоя (Нелов, 1957). В зоне низкотемпературной части зеленосланцевой фации эта свита сложена грубослоистыми, массивными известняками с прослоями карбонат-кварц-серицитовых сланцев. Чередующиеся слои окрашены в светло-серый и темно-серый цвета, породы содержат примесь пирита (рис. 20, А). С продвижением по простиранию этой свиты в направлении зон более высокого мета-

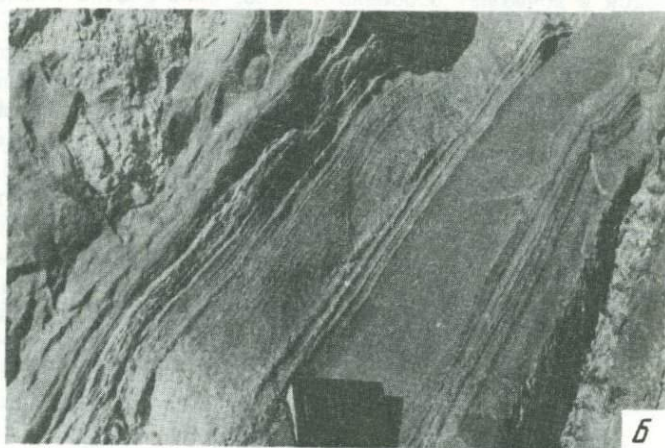


Рис. 20. Изменение слоистых текстур осадочной толщи по мере увеличения степени метаморфизма (бодайбинская серия верхнего протерозоя, Северо-Байкальское нагорье, р.Мама)

А - грубослоистые известняки в зоне низкотемпературной части зеленосланцевой фации; Б - та же пачка в зоне, переходной к эпидот-амфиболитовой фации

морфизма появляются изменения характера текстур. Однородные слои постепенно приобретают сначала слабо заметную, а потом все более четкую внутреннюю текстуру за счет возникновения последовательно увеличивающихся в своих размерах чешуек хлорита (а затем и биотита), зерен кварца, плагиоклаза и эпидота в тонких слоях, обогащенных глинистыми частицами. При переходе к эпидот-амфиболитовой фации слоистость свиты изменяется настолько, что при отсутствии наблюдаемого постепенного перехода сопоставление этих разновозрастных, но различно метаморфизованных пачек кажется явно мало достоверным. Здесь в породах свиты обнаружилась четкая цикличность, причем мелкие циклы (рис. 20, Б) имеют сложное строение. Подобное "проявление" текстуры возможно, по-видимому, только в тех породах, в которых наличие послойной некарбонатной примеси маскируется каким-либо красящим пигментом, либо в таких породах, где послойная химическая неоднородность создана примесью минералов, хотя и разных по составу, но имеющих одинаковую или близкую окраску.

Текстуры карбонатных пород весьма разнообразны по генезису и морфологии. В настоящее время отсутствует достаточно полный материал, позволяющий дать характеристику изменениям всех типов текстур при увеличении степени метаморфизма; но, руководствуясь общими закономерностями этих изменений, можно дать краткий обзор текстур, сохраняющихся при метаморфизме в условиях зеленосланцевой фации.

Биогенные текстуры, созданные колониальными организмами, сохраняются, однако мелкие органические остатки перекристаллизуются и исчезают особенно быстро, если состав вещества раковины (или иного остатка) близок составу вмещающего осадка. Слоистые текстуры ведут себя различно. Микрослоистость полностью исчезает. Слоистость более крупного масштаба остается и часто усложняется за счет выявления химической неоднородности слагающих ее элементов. Значительно лучше видны слои, обогащенные некарбонатными примесями, а слои, выделяемые только по окраске, часто теряют свои различия. Некарбонатные пленки и примазки на поверхностях слоев обычно сохраняются, однако очень тонкие пленки, если они сложены неустойчивыми в данных условиях компонентами, могут потерять свою целостность и превратиться в более или менее четко выраженную цепочку (в поперечном разрезе) метаморфогенных минералов. Плоскости отдельности не сохраняются. Почти столь же плохо сохраняются диастемы, если выше- и нижележащий слои имеют идентичный состав. Не сохраняются слои с неодинаковым размером или разной ориентировкой слагающих их частиц. Исчезают различия между неодинаково сцементированными породами. Лишь в редких случаях сохраняется косая слоистость. Подводнооползневые текстуры часто сохраняются, однако отличить их от более поздних тектонических деформаций, столь хорошо проявленных в карбонатных породах, трудно без применения специальных методов. То же можно сказать и о текстурах оса-

дочного будинажа, который очень сложно отличить от будинажа, связанного с тектоникой. Крайне редко, и только в слабоизмененных карбонатных породах, сохраняются реликты фунтиковых текстур и текстур растворения. Следы жизнедеятельности организмов, по-видимому, могут частично сохраняться, однако их трудно отличить от некоторых текстур, возникновение которых связано с диагенетическим расслоением осадка. Текстуры на поверхности слоев обычно не сохраняются или становятся недостоверными (это относится прежде всего к различным бороздам размыва и знакам ряби). Несколько лучше сохраняются даже в деформированных породах трещины усыхания, особенно если они выполнены некарбонатным материалом.

Группа кремнистых пород объединяет породы различного генезиса: хемогенные и органогенные, сложенные опалом и халцедоном (различные гейзериты, диатомиты, спонголиты, опоки, лидиты и т.д.). В осадочно-метаморфических комплексах состав этой группы в некоторых случаях может быть расширен за счет включения в нее пород иного генезиса, утративших при метаморфизме характерные текстуры и структуры, дававшие возможность судить об их происхождении. Это прежде всего наиболее чистые обломочные кварцевые песчаники и алевролиты с кремнистым цементом, некоторые ультракислые эффузивы, а также метасоматические силициты. Уже на самых ранних стадиях метаморфизма перекристаллизация приводит к исчезновению гидроокислов кремнезема и появлению полнокристаллических структур. Аморфные силициты полностью отсутствуют. Кроме того, если в кремнистой породе имеются органические остатки (спикулы губок, радиолярии, диатомеи и др.), они могут сохраняться лишь при условии, что состав цементирующей массы содержит, в отличие от остатков организмов, какие-либо минеральные примеси или красящий пигмент.

Характерным примером служат так называемые красные яшмоиды верхней перми, обнажающиеся на правом берегу р. Амур в районе Хабаровска, метаморфизм которых относится к низкотемпературной части зеленосланцевой фации. Яшмоиды представляют собою переотложенный радиоляриевый ил, переполненный округлыми телами радиолярий и обломками их игл. Породы послойно-неоднородно окрашены в светло-розовый, красный или бурый цвет за счет присутствия окислов железа; они мелкокристаллические, а тела радиолярий полностью замещены агрегатами кварцевых зерен и не содержат красящего пигмента. Эти органические остатки и их послойно-неоднородное распределение видны отчетливо только в наиболее густо окрашенных слоях, в слабоокрашенных они различаются с трудом, а в светлых разностях яшмоидов их можно увидеть лишь в редких случаях.

Перекристаллизация пород приводит к исчезновению всех текстур, созданных неоднородностями исходной (или диагенетической) зернистости пород или распределения опала, халцедона и кварца. Изменяются окраски пород. В зоне зеленосланцевой фации почти не встречаются бурые, желтые или красные цвета слоев (если они

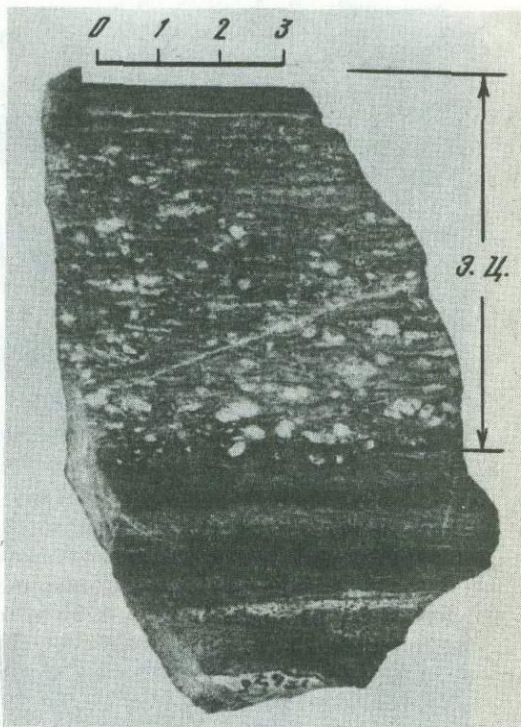
не возникли в зоне гипергенеза в процессе окисления при выветривании), но зато преобладают белые, серые и черные. В метаморфизованных кремнистых породах значительно труднее выделять группы силицитов по составу порообразующих компонентов. Из четырех групп, выделенных Г.И. Теодоровичем (Методы изучения..., т. 2, 1957), становятся неразличимыми породы групп I и II, а также часть пород группы IV, в то время как породы группы III приобретают сходство с некоторыми породами группы IV. Поэтому, если слоистость толщи кремнистых осадков создана чередованием слоев пород, относящихся к различным группам, она может стать полностью или частично неразличимой, и относительно тонкослоистая толща превратится в массивную или грубо-слоистую.

Тонкая слоистость кремнистых пород, независимо от того, создана она инертными или химически активными в данных условиях примесями, хорошо сохраняется в отличие от подобной тонкой слоистости карбонатных пород. Это связано с тем, что рост метаморфогенных зерен кварца обычно не нарушает седиментационного распределения примесей. Поэтому тонкие слои слоистого, графитоидного или другого состава, имеющие первичноосадочное происхождение, не нарушаются растущими зернами и могут проследиваться внутри них. С этой же особенностью кристаллизации кварца связана многократно описанная в литературе сохранность при метаморфизме глинистых, железистых и другого состава "рубашек" на поверхности обломочных кварцевых зерен, позволяющих распознавать бластоппаммитовую структуру в кварцитах даже в зонах амфиболитовой фации (Сидоренко, Лунева, 1961).

Сохранность текстур при метаморфизме эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. Текстуры псефитов и общий характер их изменений почти не отличаются от такой зоны зеленосланцевой фации. Различия здесь заключаются в том, что процессы рассланцевания в сочетании с более высокими температурами и давлениями еще в большей степени затрудняют выявление первичной слоистости. В зонах высокого метаморфизма псефиты уже не имеют реликтов первичной слоистости. Сохранность осадочных ориентировок плоской и веретенообразной гальки, которую иногда можно обнаружить в зонах метаморфизма низких, а иногда и умеренных давлений, является редчайшим исключением. Первичные окраски цемента полностью исчезают; поэтому невозможно выделять по этому признаку слои. Неоднородность состава и размеров гальки по-прежнему позволяет определять положение слоистости псефитов; что же касается первичной послонной неоднородности цемента, то в этих зонах метаморфизма данный признак становится значительно менее надежным. Возникновение зон рассланцевания, не совпадающих со слоистостью, часто сопровождается минерализацией, связанной с привнесением различных минеральных компонентов. Минерализованные зоны (а иногда и трещины) по характеру минеральных ассоциаций часто существенно отличаются

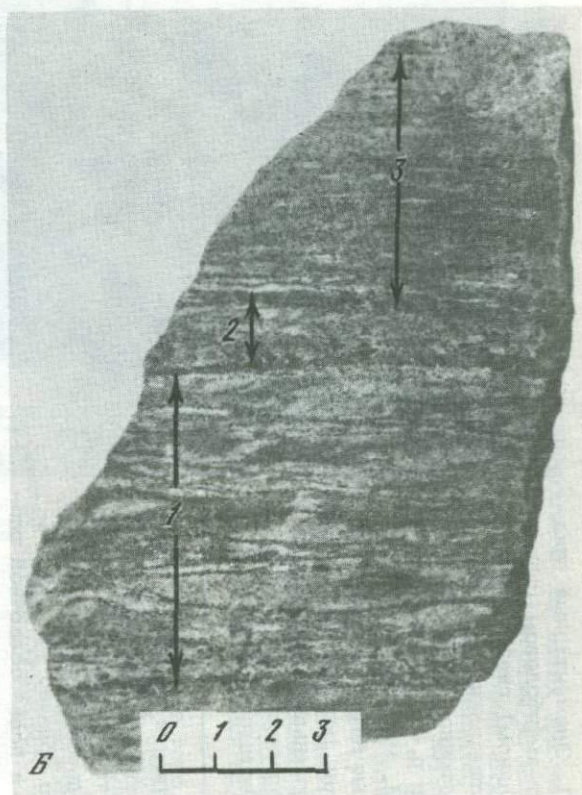
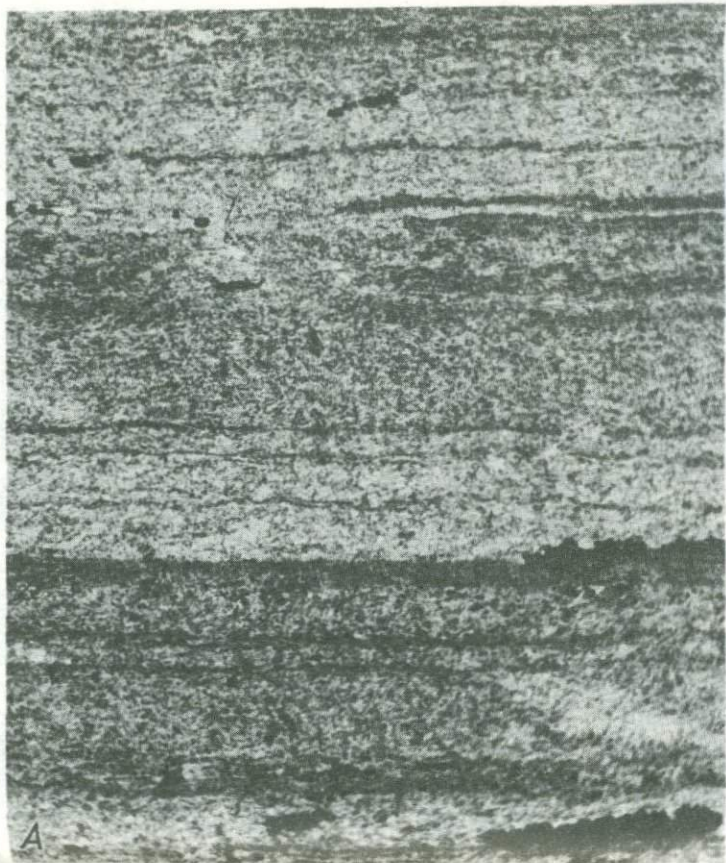
Рис. 21. Элементарный цикл в биотит-амфиболовом (эпидотизированном) гнейсе (кангинская толща раннего протерозоя, Восточное Забайкалье, верховья р. Шилки; обр. из кол. Р.И. Милькевич)

Светлые пятна - обломочный кварц, размеры зерен которого уменьшаются от подошвы к кровле цикла; черные - кварц-биотитовый сланец



от ассоциаций цемента, что обуславливает появление на поверхности обнажений эрозионного рельефа, происхождение которого обязано уже не осадочной, а псевдоосадочной слоистости. Во многих случаях чрезвычайно сложно или даже невозможно доказать природу эрозионного рельефа обнажений глубоко измененных псефитов. Внутриформационные конгломераты и гравелиты, имеющие близкий состав гальки и цемента, не сохраняют первичных текстур, за исключением тех, которые связаны с наличием прослоев других пород.

Начиная с уровня эпидот-амфиболитовой фации в зонах метаморфизма умеренных давлений песчаники и алевролиты теряют все текстурные признаки, обусловленные гранулометрической неоднородностью исходного осадка. Реликты обломочных зерен (в первую очередь кварца) очень редко могут быть встречены и в более интенсивно измененных породах, но для выявления первичных текстур они не имеют существенного значения (рис. 21). Несколько иначе обстоит дело в зонах метаморфизма низких давлений, где гранулометрическая неоднородность, а следовательно, и текстуры, обусловленные ею, встречаются в песчаных и алевролитовых породах даже в высокотемпературной части амфиболитовой фации. Сохранность первичной зернистости, как показало изучение ладожской серии протерозоя Южной Карелии, не имеет четкой связи со степенью метаморфизма (см. рис. 26). В одной и той же зоне соседствуют гнейсы, кварциты, биотитовые и ставролитовые сланцы с породами аналогичного состава, сохранившими четкие псаммитовые и алевролитовые структуры, хотя ассоциация метаморфогенных минералов в той и другой группе пород идентичны. В обломках можно различить не только кварц и графитовые сланцы, но



и окатанные плагиоклазы, микрокварцит (?), микропегматит. Условия, определяющие такую выборочную сохранность структур, недостаточно ясны.

Окраска большинства пород уже в зоне эпидот-амфиболитовой фации полностью становится вторичной. Цвет гнейсов и метаморфических сланцев, сформированных за счет песчаников и алевролитов, полностью определяется цветом преобладающих метаморфогенных минералов. Первичный цвет здесь сохраняют только чистые кварцевые песчаники, превращенные в белые кварциты. Могут сохраняться окраски пород, пороодообразующими минералами которых являются циркон, рутил или магнетит. Послойные примеси позволяют и здесь выявлять слоистые текстуры, но только те, мощность элементов которых значительно превышает размер метаморфогенных минералов. Тонкая слоистость псаммитовых и алевритовых пород, которая сохранилась или стала заметна в зоне зеленосланцевой фации, почти полностью исчезает в зоне амфиболитовой. Все слоистые текстуры, наблюдаемые в метаосадочных толщах из зоны амфиболитовой фации, являются отражением первичноосадочной химической неоднородности пород или неоднородности послойного распределения инертных компонентов (в зонах высокого метаморфизма — это практически только графит). Однако сохранность текстур здесь определяется не только химическим составом, но еще и действием трех дополнительных факторов: степенью раскристаллизации пород (размером метаморфогенных минералов), межслоевыми химическими реакциями и пластическим течением вещества.

Интенсивность каждого из этих трех процессов может быть различной в зависимости от конкретных условий. Состав породы и наличие (или отсутствие) дополнительного притока летучих компонентов и воды определяют размер метаморфогенных минералов; близкий состав контактирующих пород способствует слабому развитию межслоевых реакций или отсутствию таковых, то же самое

Рис. 22. Различные типы деформации тонких текстур в зонах эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций

А — микроцикличность в породах, из зоны эпидот-амфиболитовой фации (дербинская серия среднего протерозоя, Восточный Саян, р. Малый Агул). Фотография шлифа, увел. 8. Основание мелких циклов сложено биотит-кварцевым сланцем, переходящим в кровле в кристаллический известняк. Б — реликты тонкой слоистости в биотитовых кальцифирах из зоны амфиболитовой фации (бодайбинская серия верхнего протерозоя, Северо-Байкальское нагорье, р. Мамское Олонгро). Слои 1, 2 и 3 имеют слабо выраженную метаградационную текстуру, созданную уменьшением биотита (черное), кварца и плагиоклаза от подошвы к кровле. Слой 1 имеет также внутреннюю вторичную линзоватую текстуру (тонкие слои алевритов здесь превращены в цепочки порфиробластов метаморфогенных минералов)

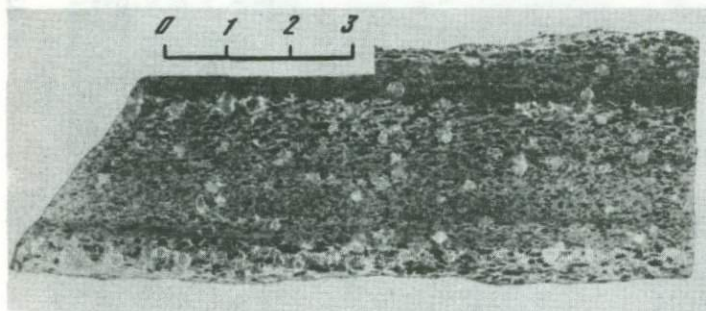


Рис. 23

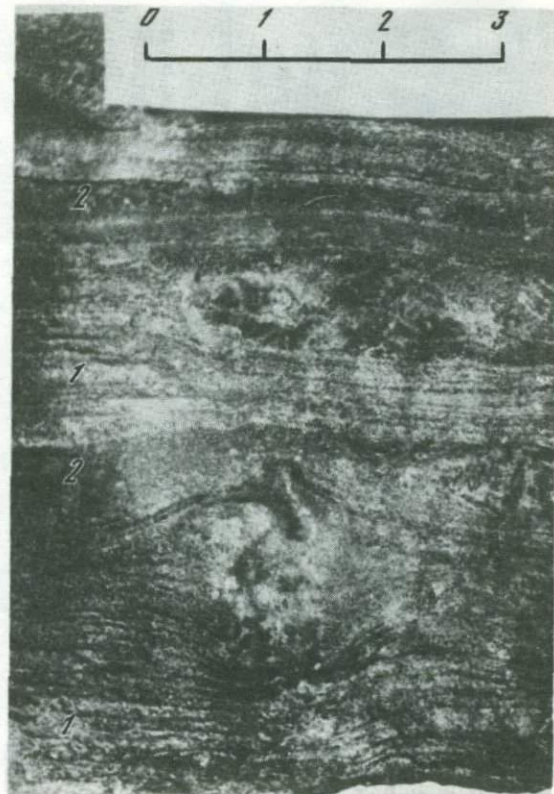


Рис. 25

Рис. 24

будет наблюдаться в случае переслаивания "сухих" пород различного состава. Процессы течения вещества, столь характерные для глубоко метаморфизованных комплексов, могут быть слабо проявлены, если основной этап прогрессивного метаморфизма несколько запаздывает по отношению к этапу деформации. Влияние данных факторов на сохранность текстур относительно невелико в зоне зеленосланцевой фации, заметно — в эпидот-амфиболитовой, существенно — в амфиболитовой, а в гранулитовой часто является определяющим (рис. 22). Первой жертвой этих процессов являются прежде всего микро- и тонкослоистые текстуры. Рост зерен метаморфических минералов на ранних этапах метаморфизма подчиняется в основном литологическим границам; и благодаря такой миметической кристаллизации четкость многих литологических границ увеличивается.

По мере возрастания степени метаморфизма наступает момент, когда растущие порфиробласты метаморфогенных минералов разрывают границы слейка, за счет материала которого они образовались (рис. 23), а миграция вещества внутри слоя или внутри группы слоев приводит к тому, что новообразованные минералы определенного состава возникают и за пределами той плоскости, которая раньше была границей их распространения (рис. 24). Если такая

Рис. 23. Реликты цикличности в гранат-биотитовых гнейсах из зоны амфиболитовой фации (бодайбинская серия верхнего протерозоя, Северо-Байкальское нагорье, р. Мама)

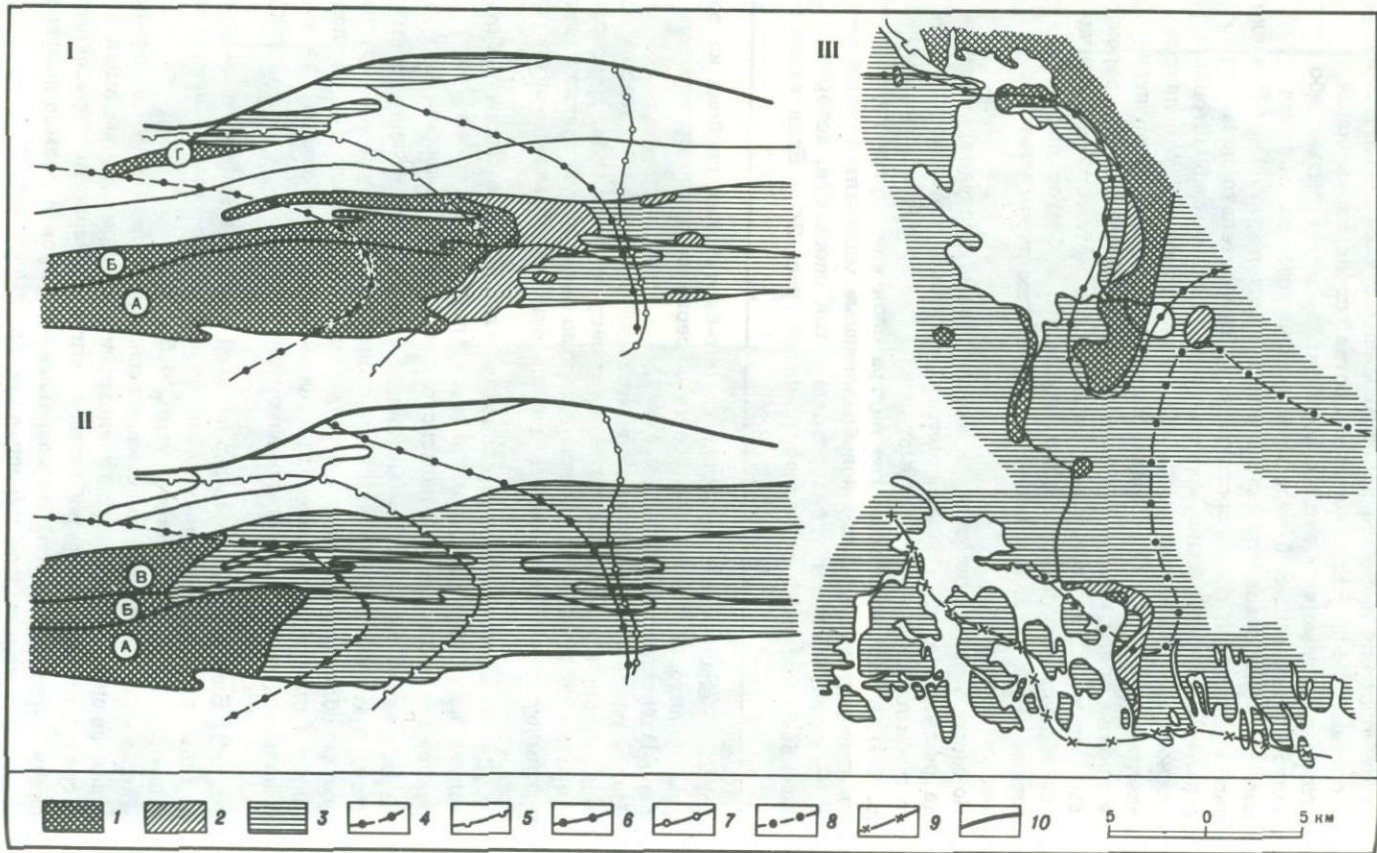
Виден постепенный переход от мусковит-биотитового гнейса в основании цикла к гранат-биотитовому гнейсу около кровли. Некоторые порфиробласты граната пересекают хорошо выраженную границу цикла или формируются в двуслоянном гнейсе основания вышележащего слоя

Рис. 24. Реликтовая тонкая осадочная слоистость в циклических отложениях из зоны амфиболитовой фации (ладожская серия, Южная Карелия, северный берег Ладожского озера, мыс (Импиниеми))

В основании цикла (1) — металевролит (ставролит-биотитовый сланец) с хорошо заметной тонкой слоистостью, нарушенной крупными порфиробластами ставролита; в верхней части цикла (2) — слой темного неслоистого метапелита (кварц-биотитовый сланец), который является здесь фоновым осадком

Рис. 25. Биотитовый кальцифир из зоны эпидот-амфиболитовой фации (каменская свита среднего протерозоя, Восточный Саян, ключ Чатыг-ой). Фотография шлифа, увел. 4,5

Видна нижняя граница небольшого цикла, который в неизменных породах начинался известковым алевролитом, переходящим выше в известняк. Крупные порфиробласты биотита и кварца не пересекают границу основания цикла. По направлению к кровле размер порфиробластов биотита и количество зерен кварца уменьшаются



перекристаллизация сопровождается пластическим течением вещества, реликты тонкой слоистости исчезают полностью в связи с тем, что растущие порфиробласты, смещаются, приобретают ориентировку, соответствующую новым тектоническим напряжениям.

Трансформация тонкой и тончайшей слоистости описанного выше типа встречается в зонах метаморфизма низких давлений, но наиболее обычна в зонах умеренных и высоких давлений. Исчезновение первичной тонкой слоистости в зонах умеренных давлений происходит часто, но не всегда. Встречаются случаи, закономерность появления которых пока трудно объяснить, когда крупные порфиробласты не нарушают первичной литологической границы, хотя первичный материал слоя или слойка полностью перераспределяется (рис. 25). Можно только предположить, что такая особенность характерна для комплексов, деформации которых предшествовали прогрессивному региональному метаморфизму.

Перекристаллизация пород и обусловленная ею трансформация тонких слоев приводит к тому, что во многих случаях стираются всякие различия между реликтами первичной и тонкой псевдоосадочной слоистости, которая столь часто возникает в разных породах в зоне зеленосланцевой фации.

Реликтовые осадочные текстуры глин в зонах эпидот-амфиболитовой и особенно амфиболитовой фаций могут быть встречены иногда только в зонах низких давлений (рис. 26). В зонах метаморфизма умеренных давлений реликты первичных текстур пелитов редки и во многих случаях недостоверны. Глины, измененные в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций, представляют собой однородные или относительно грубослоистые кристаллические породы, в которых размер зерен породообразующих минералов обычно больше, чем в метаалевритах и метапсаммитах, измененных в тех же условиях.

Высокий метаморфизм в некоторых случаях затрудняет выделение метапелитов. Можно достаточно аргументированно выделить слои метапелитов при изучении ритмически-слоистых толщ, но мощные однородные пачки метаморфизованных глин, утратившие ха-

Рис. 26. Сохранность первичных структур в районах с метаморфической зональностью (Северо-Байкальское нагорье; I — неизвестковистые песчаники и алевролиты, II — известковистые песчаники и алевролиты; Южная Карелия; III — полимиктовые и олигомиктовые кварцевые песчаники и алевролиты)

Свиты: А — филлитов, Б — флишоидного переслаивания, В — известняков, Г — кварцевых песчаников; сохранность первичных структур: 1 — относительно полная, 2 — частичная, 3 — полное отсутствие; изограды: 4 — порфиробластического хлорита, 5 — биотита, 6 — граната, 7 — дистена, 8 — силлиманита; 9 — граница зоны ультраметаморфизма; 10 — разрывные нарушения

рактерные тонкие текстуры, могут быть отнесены и к метаалевритам, и даже к вулканогенным породам.

Текстуры карбонатных пород, морфология которых определяется примесью некарбонатного терригенного материала, сохраняются, если слои, в различной степени обогащенные этой примесью, имеют достаточно большую мощность. Тонкие слойки, имеющие мощность не более первых миллиметров, могут сохраниться в породе в виде цепочек зерен различных метаморфогенных минералов, причем в этом случае обычно исчезают различия между измененной осадочной и псевдоосадочной текстурами. В мраморах часто можно видеть тонкие и тончайшие слойки, сложенные кварцем. В шлифе такой кварц имеет мозаичную структуру, а если зерна его разобщены в массе карбоната, они приобретают обычно округлые очертания и становятся внешне похожими на хорошо окатанные обломочные частицы, хотя такая форма характерна для вторичного кварца глубоко измененных карбонатных пород. Генезис таких слойков можно представить по-разному. Они могут быть результатом изменения при метаморфизме тонких слойков существенно кварцевого обломочного материала, послойных сингенетичных или диагенетических скоплений кремнезема и послойных трещин, выполненных кварцем. Все три варианта при отсутствии дополнительных данных равновероятны.

Окраска слоев претерпевает дальнейшие изменения. Из первичных окрасок сохраняется только белый цвет чистых мраморов, реже — серый, темно-серый и черный, обусловленные примесью органического вещества. Однако и эти цвета сохраняются не всегда. Как и в зоне зеленосланцевой фации, темные окраски карбонатных пород, содержащих первично органическое вещество, становятся тем светлее, чем крупнее зерна кальцита (и доломита), чем крупнее чешуи новообразованного графита. В зонах эпидот-амфиболитовой и особенно амфиболитовой фаций эта разница в окраске между относительно чистыми карбонатными породами и теми же породами, содержащими хотя бы небольшую примесь некарбонатных минералов, подчеркивается еще более резко. Однако и здесь нельзя установить прямой зависимости между степенью метаморфизма и размером перекристаллизованных зерен, а следовательно, и контрастностью окраски в связи с тем, что породы одного состава, измененные в условиях одинаковых температур и давления, могут иметь в разных частях региона различную зернистость, что в известной степени определяет и появление таких текстур и их сохранность.

В Восточно-Саянском антиклинории (Савельев, 1960) всю центральную часть структуры занимает полоса выходов дербинской серии среднего протерозоя, измененной преимущественно в условиях амфиболитовой фации. В осевой части антиклинория, например в верховьях рек Орзогай и Тоенка, для одной из свит серии (дербинской) характерны грубослоистые (с мощностью слоев до метра и более) крупно- или гигантозернистые мраморы с кварцем. Иног-

да мраморы содержат основной плагиоклаз, пироксен и некоторые другие минералы-примеси. Размер зерен кальцита в некоторых случаях достигает 2,5 см в поперечнике, графита — 1 см, кварца — 0,5 см.

По мере движения на север, в пределах той же зоны метаморфизма, размер зерен кальцита и других минералов постепенно уменьшается. Крупночешуйчатый графит представлен мелко- и тонкочешуйчатыми модификациями, а цвет пород становится не только более темным, но и послойно-неоднородным. Возникает и постепенно становится очень четкой цикличность, созданная неоднородным распределением графита или чередованием различно окрашенных слоев мощностью от 0,5 до 20–30 см. В основании мелких циклов такого типа уменьшение зернистости пород связано с некоторым увеличением содержания графита (на 0,5–1%), а иногда и других минералов (на 1–2%): кварца, слюд, сульфидов, пироксена, амфибола и плагиоклаза. Породы той же свиты в зоне эпидот-амфиболитовой фации имеют однотонно серый цвет, на фоне которого с трудом можно различить разницу в окраске отдельных маломощных слоев.

В зоне амфиболитовой фации начинают играть заметную роль процессы декарбонатизации. В кальцитовых и доломитовых мраморах, содержащих хотя бы небольшую примесь некарбонатного материала, формируются амфиболы, пироксены, слюды и плагиоклазы, даже незначительные количества которых изменяют цвет породы. Распределение этих минералов в породе может быть неоднородным. Тогда возникает текстура, связанная с неоднородным распределением примесей: слоистая, линзовидная, пятнистая, иногда — циклическая (метаградационная). Седиментационная природа таких текстур (кроме метаградационной) требует всегда самых тщательных доказательств.

Процессы декарбонатизации протекают тем интенсивнее, чем больше некарбонатных примесей содержит порода. В связи с этим среди некоторых карбонатных толщ в зоне амфиболитовой фации появляется (или, лучше сказать, проявляется) слоистость, созданная чередованием мраморов, амфиболовых, амфиболо-пироксеновых и пироксеновых кальцифиров, а иногда и пород, не содержащих свободного карбоната (например, гранат-пироксен-плагиоклазовых гнейсов). Слои кальцифиров и гнейсов по окраскам и механической прочности резко отличаются от чистого мрамора, что способствует очень четкому выражению текстуры в обнажениях, хотя возникли такие слои за счет глинистых известняков, мергелей, алевролитовых и алевроитовых известняков и т.д. В осадочных толщах, как уже отмечалось, наличие такого послойного изменения состава далеко не всегда может быть установлено.

Прослои кальцифиров и гнейсов в мраморах во многих случаях имеют градационную (точнее, метаградационную) текстуру, отчетливую или слабовыраженную. Может наблюдаться как постепенный переход от кальцифира (гнейса) основания цикла к чистому

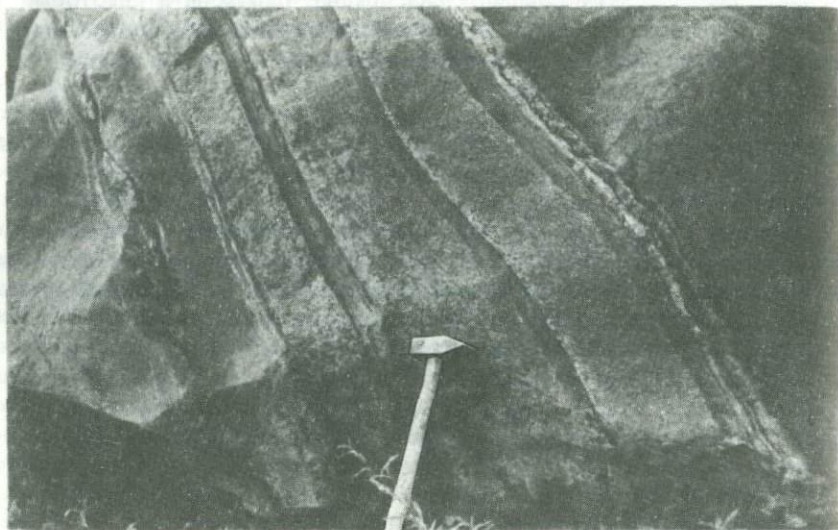


Рис. 27. Асимметричное строение слоев кальцифира в мраморах (мамская серия раннего протерозоя, Северо-Байкальское нагорье, р. Мама)

Первичный материал кальцифиров — известковистые алевролиты или тонкозернистые песчаники, отложенные мутьевыми потоками. В каждом слое карбонатность возрастает от подошвы к кровле (слева направо). Мрамор (черное) образовался за счет известкового материала — фонового осадка

мрамору, так и лишь некоторая асимметрия состава внутри слоя кальцифира, имеющего резкие верхнюю и нижнюю границы; в любом случае наличие такой неоднородности свидетельствует об осадочном генезисе слоистости, ибо многократное повторение асимметричных по вертикали слоев не возникает ни при каких тектоно-метаморфических процессах (рис. 27). Если же слои кальцифиров и гнейсов не обнаруживают такой вертикальной неоднородности, то для подтверждения их первичноосадочной природы следует отыскивать дополнительные доказательства.

Изучение асимметричных слоев часто дает интересный материал о первичноосадочной неоднородности химического состава слоя, нашедшего свое отражение в распределении метаморфогенных минералов (Савельев, 1960; Савельев и др., 1974), а само наличие метаградационной слоистости является веским свидетельством деятельности мутьевых потоков.

Кремнистые породы в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций не испытывают существенных изменений текстур. Здесь можно видеть все текстуры, созданные инертными компонентами, которыми для кремнистых пород (кварцитов) являются в

основном соединения железа и графит. Только в зоне амфиболитовой фации (преимущественно в ее высокотемпературной области) в некоторых случаях наблюдается исчезновение тонкой слоистости у кварцитов, особенно у тех, которые переслаиваются с карбонатными породами. При этом границы слоя сохраняются, но первичная текстура внутри слоя исчезает, порода становится массивной, без видимой упорядоченности распределения чешуек графита или рудного минерала. Иногда такой слой имеет участки, где первичноосадочные тонкие текстуры сохранились полностью или частично.

В зонах эпидот-амфиболитовой и особенно амфиболитовой фаций метаморфизма очень хорошо сохраняются все текстуры, созданные различными по химическому составу компонентами. Во многих интенсивно метаморфизованных осадочных толщах четко видны первичная слоистость, цикличность разных масштабов, косая слоистость, асимметрия слоев и т.д. При этом отчетливость этих текстур в ряде случаев такова, что создается впечатление возможности установить генетический тип отложений только с помощью текстурного анализа (Бельков, 1967; Белькова, Отнев, 1968; Кратц, Чернов, 1971; Савельев, 1960; Этин, 1971; и др.). Однако чтобы использовать приемы текстурного анализа при реконструкции условий седиментации какой-либо толщи, нужно отчетливо представить себе причину сохранности изучаемых текстур, тип тех текстур, которые могли существовать в исходных осадках, но не были способны сохраниться в породах при данных условиях метаморфизма, и, наконец, то, как выглядит изучаемая текстура в осадочных породах.

Первичная осадочная неоднородность состава текстурных элементов подчеркивается возникновением ассоциаций метаморфических минералов, многие из которых ярко окрашены. Это приводит к тому, что даже очень слабые изменения состава осадков в зоне амфиболитовой фации становятся весьма заметными. Выше я охарактеризовал процесс проявления мелкой цикличности в карбонатных породах по мере увеличения степени метаморфизма. Описанные отложения, выделяемые в зоне зеленосланцевой фации как свита известняков, в зоне амфиболитовой фации постепенно приобретают особенности текстур, свойственные карбонатному флишу; поэтому, если не видеть постепенной метаморфогенной трансформации текстур, они могут быть расценены как карбонатный флиш. Вместе с тем наличие градационной слоистости и различных типов цикличности (несомненно, элементарной, так как метаморфизованный фоновый осадок, мрамор, идентичен для всех циклов, а иногда образует и самостоятельные мощные слои) дает дополнительную информацию о генезисе толщи, об отложении материала многократно повторяющимися мутьевыми потоками, но это та информация, которая не была получена при текстурном анализе слабоизмененных аналогов этих отложений.

Приведем некоторые примеры. На рис. 28 показан пришлифованный образец амфиболовых кальцифиров из зоны амфиболитовой

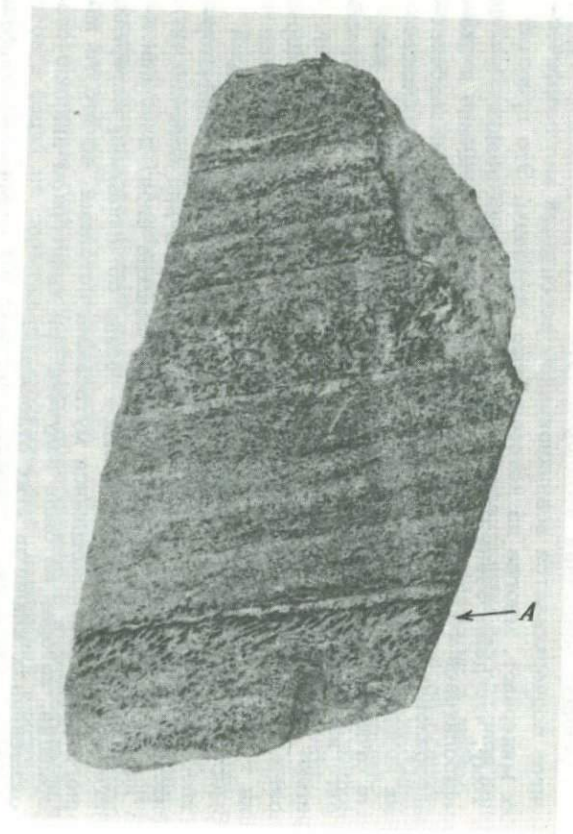
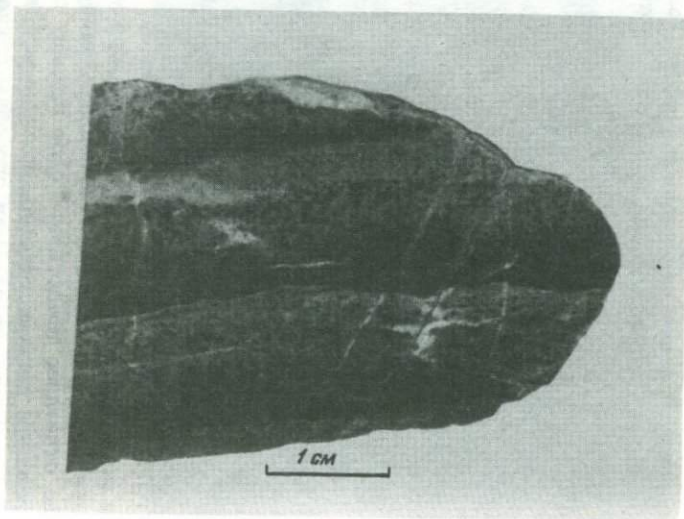


Рис. 28. Мелкая цикличность в амфиболовых, кальцифирах из зоны амфиболитовой фации (каменная свита среднего протерозоя, Восточный Саян, р. Малая Янгота)

Рис. 29. Цикличность пород из зоны амфиболитовой фации (каменная свита среднего протерозоя, Восточный Саян, р. Янгота; стрелка показывает положение поверхности размыва)



фации. Распределение кристаллов амфибола (и кварца) подчеркивает осадочную неоднородность распространения глинистой фракции осадка и делает хорошо заметной мелкую цикличность. Изучение химического состава и размерности детритовых аксессуарных минералов этого образца показало, что порода представляла собой до метаморфизма чередование известковистых мергелей и глинистых известняков, причем разница в составе осадков основания и верхней части мелких циклов была весьма невелика. Возможно, здесь существовали и более тонкие текстуры. В верхних частях многих циклов можно предполагать наличие резкой границы между слоем с метаградационной текстурой и осветленным слоем однородного состава, который, по-видимому, сформирован фоновым осадком (здесь — глинистым известняком). Слой А имеет реликты тонкой косо́й слоистости, хотя для этой текстуры вероятен и псевдоосадочный генезис. Порода содержит примесь (до 1%) тонкочешуйчатого графита. Поэтому, вероятно, до метаморфизма она была однородно окрашена в серый или темно-серый цвет и, если частицы глины не имели особо яркой окраски, текстура этой породы могла выглядеть массивной.

В этой же толще встречаются пачки, цикличность которых, несомненно, была хорошо видна в неизменных осадках и породах. На рис. 29 показан шлифованный образец породы с хорошо выраженной цикличностью. В основании цикла на рис. 29 — некарбонатный амфиболитовый сланец, содержащий небольшую примесь кварца, биотита и плагиоклаза (глина или тонкозернистый алевролит); в средней части — амфиболитовый кальцифир, идентичный таковому из основания циклов предыдущего образца (известковистый мергель); в верхней части — мрамор с амфиболом и кварцем (глинистый известняк), также аналогичный породе верхней части цикла на рис. 28. В основании центрального цикла видна сохранившаяся поверхность размыва, срезающая слой фонового осадка нижнего цикла. Границы между различными по составу породами здесь более четкие, а разница состава между крайними членами цикла настолько велика (неизвестковистая глина — известняк), что эта цикличность должна была просматриваться в неизменных осадочных породах, хотя мы, естественно, не можем реконструировать ни внутренней текстуры элементов цикла, ни окраски пород. Реликты тонкой слоистости в нижнем цикле имеют неопределенный генезис. В шлифах эти слойки представлены цепочками зерен амфибола, плагиоклаза и кварца. Они могут быть реликтами осадочных слоев и, в равной степени, реликтами минерализованных трещин кливажа, возникших на более ранних стадиях деформации и метаморфизма, однако наличие в верхней части цикла достоверной поверхности размыва, срезающей подобный слой, делает более вероятным предположение об их осадочном происхождении.

Как уже отмечалось, изучение слоистых текстур метакластических пород любых типов обнаруживает одну общую, весьма интерес-

ную особенность слоев — асимметрию в вертикальном разрезе. Состав почти каждого слоя закономерно изменяется от подошвы к кровле. Это является закономерным результатом падения скорости агента транспортировки (будь то обычное течение, ветер или мутьевой поток) за время отложения слоя, нашедшим свое отражение в изменении гранулометрического, а следовательно (в большинстве случаев), и химического состава. В осадочных толщах слабо выраженная вертикальная гранулометрическая асимметрия обычно не изучается, а если она проявлена очень ярко, то воспринимается как градационная текстура.

Вертикальная неоднородность присуща всем слоям кластических осадков. Исключение составляют лишь оползневые горизонты и несортированные осадки, отложенные из густых суспензий. В метаморфических породах асимметрия состава будет отсутствовать также в мономинеральных обломочных и вулканокластических породах, т.е. в тех, где изменение преобладающего размера обломочных частиц не сопровождается изменением валового химического состава. Однако в общем случае слои кластических осадков всегда асимметричны, какую бы мощность они ни имели.

Иначе выглядит внутреннее строение пластов. Пласты кластических осадков во многих случаях не имеют постепенного изменения состава от подошвы к кровле. Они после полной перекристаллизации могут быть однородными, пестрыми по составу или иногда могут испытывать определенные вертикальные изменения, направленность которых не связана с последовательностью отложения материала пласта. Изучение асимметрии слоев важно не только для установления характера сортировки исходного материала и определения последовательности напластования, но и для получения дополнительных данных при разделении слоев и пластов, что в зонах амфиболитовой фации часто удается сделать с большим трудом.

На рис. 30, А изображен участок обнажения одной из свит бодайбинской серии в зоне амфиболитовой фации. В центре снимка видна граница раздела между мрамором (с графитом и пиритом) 1 и гранат-биотитовым гнейсом 2. Слой гнейса перекрывается маломощным слоем мрамора с амфиболом 3. На рис. 30, Б показан шлифованный образец, включающий слои 2 и 3. Слой 2 в вертикальном сечении отчетливо неоднороден. Количество биотита (черные зерна) уменьшается к кровле. Одновременно происходит уменьшение количества кварца. Снизу вверх увеличивается содержание граната и плагиоклаза. В верхней части слоя появляются отдельные зерна амфибола. Гранулометрическая реконструкция по детритовым цирконам (Межеловский, Савельев, 1966) показала, что слой этот был сложен песчаником со средним размером обломков 0,6–0,8 мм в основании и 0,4–0,5 мм в верхней части. Граница слоев 2 и 3 первоначально резкая, однако метасоматическое замещение материала гнейса кальцитом создало видимость постепенного перехода. Генезис слоя 3 неясен. Наличие зерен амфибола в верхней его части дает основание предполагать постепенное увеличение к кровле

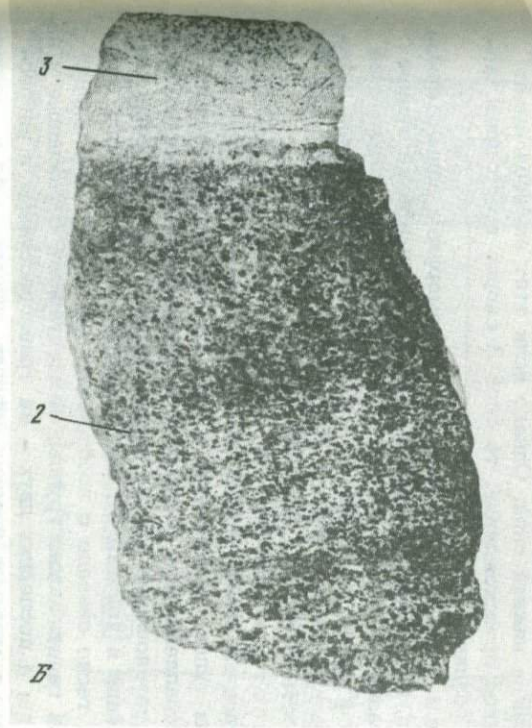
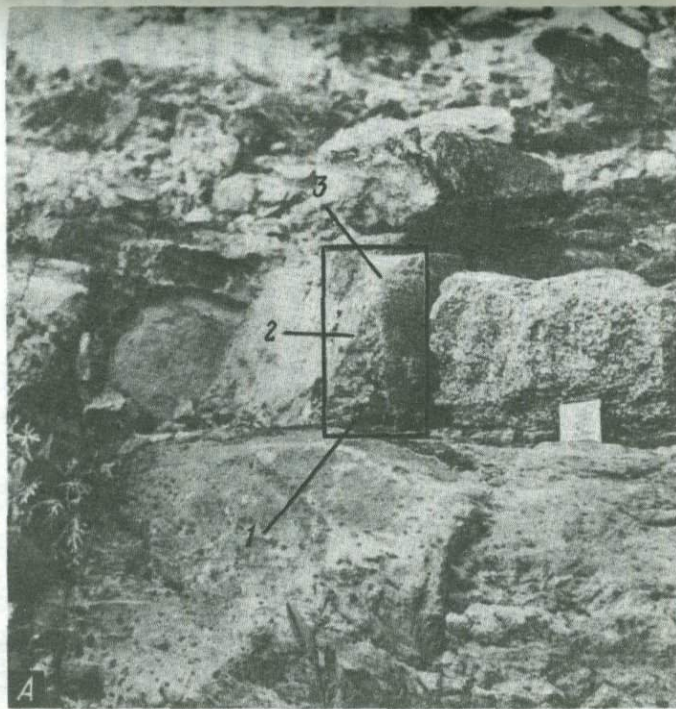


Рис. 30. Породы зоны амфиболитовой фации (бодайбинская серия верхнего протерозоя, Северо-Байкальское нагорье, р. Олонгро)

А - участок обнажения (очерчено место взятия образца). 1 - мрамор с графитом и пиритом, 2 - гранат-биотитовый гнейс, 3 - мрамор с амфиболом. Б - шлифованный образец гранат-биотитового гнейса (2) и мрамора с амфиболом (3)

некарбонатных (глинистых?) частиц и, следовательно, его мгновенное отложение, возможно, из материала того же мутьевого потока, который отложил нижний слой. Однако если этот амфибол имеет метаморфогенное происхождение, то слой 3 скорее всего представлен фоновым осадком.

Приведенный пример показывает, что метаморфизм зоны амфиболитовой фации, с одной стороны, делает очень четкими даже тонкие химические различия в составе текстурных элементов, которые не всегда видны в осадочных породах, с другой, уничтожает или искажает некоторые черты внутренней текстуры слоев, что приводит к альтернативности выводов о генезисе слоев.

Цикличность осадочно-метаморфических толщ. Анализ структур осадочных пород нельзя обособлять от изучения цикличности различных типов. Изучение их важно для стратиграфического расчленения и параллелизации разрезов осадочно-метаморфических толщ, а также для установления спецификации развития древних областей осадконакопления и условий седиментации. Проведение такого рода исследований тесно связано с необходимостью четкого разделения циклов на три генетические группы: элементарные, отраженные и полигенетические, а последних двух — на трансгрессивные и регрессивные. Однако в метаморфических породах одновременно с увеличением степени метаморфизма увеличивается и сложность такого деления.

Сравнительно легко выделяются в осадочно-метаморфических породах элементарные циклы (особенно циклы, созданные мутьевыми потоками), если они имеют небольшую мощность и содержат слои с градационной текстурой. Естественно, сохранность таких циклов, сформированных в разной палеогеографической обстановке, окажется различной. Хуже всего сохраняется цикличность так называемого "дикого" флиша, для которого характерны грубообломочные породы, крупная косая слоистость, слабая дифференциация химического состава слоя по вертикали и полное отсутствие фоновых осадков. С теоретических позиций резонно предполагать частичную сохранность такой цикличности в зоне зеленосланцевой фации, в амфиболитовой такие отложения должны потерять не только косослоистые текстуры, но и некоторые границы раздела слоев, не имеющих существенных химических различий; сохранившиеся же слои, превращенные в различные гнейсы и кристаллические сланцы, будут иметь слабо выраженную вертикальную неоднородность, которой может и не быть в случае метаморфического объединения нескольких осадочных слоев (рис, 31).

Предположим, что имеется участок разреза грубокластических отложений, состоящий из ряда слоев: слой 1 с ясной градационной текстурой, в основании которого залегает грубозернистый песчаник, к кровле постепенно переходящий в мелкозернистый; слой 2 с грубой косой слоистостью, причем размер обломков увеличивается к верхней части косых слойков; слой 3 сложен плохо сортированным песчаником и обособлен четкими границами размыва; слой 4 со слабо

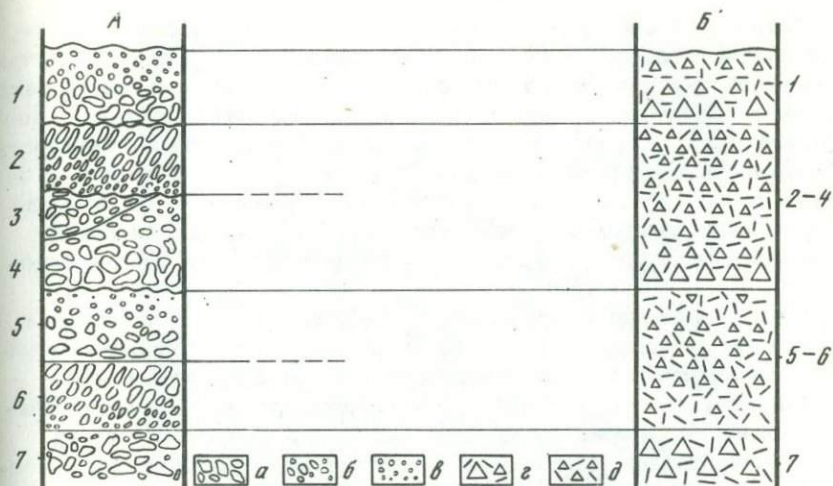


Рис. 31. Преобразование слоистости "дикого" флиша (А) в зоне амфиболитовой фации (Б)

а - грубозернистые песчаники, б - крупно- и среднезернистые песчаники, в - мелко- и тонкозернистые песчаники, г - лейкократовые гнейсы, д - меланократовые гнейсы; 1-7 - номера слоев

выраженной нормальной градационной текстурой; градационная текстура слоя 5 выражена столь же четко, как у слоя 1; слой 6 (как и слой 2) с обратной градационной текстурой и грубой косою слоистостью; слой 7 сложен грубозернистым несортированным песком.

Предположим далее, что состав песков полимиктовый, и, следовательно, уменьшение размера обломков сопровождается уменьшением кремнезема и возрастанием окислов алюминия, кальция, магния, железа, щелочей. В зоне амфиболитовой фации текстура такой пачки претерпит определенные изменения. Исчезнет созданная гранулометрической неоднородностью косою слоистость. Метаградационная текстура слоя 1 сохранится, но его граница со слоем 2 может быть плохо выраженной или незаметной. Несомненно сотрутся слоевые границы в пачке 2-4, а объединенный слой приобретет симметричное строение за счет появления у верхней и нижней границ более лейкократовых пород в соответствии с более лейкократовым составом грубозернистых частей слоев 2 и 4. Верхняя граница слоя 5 сохранится, но нижняя исчезнет. Объединенный слой 5-6 приобретет также симметричное строение, но с более лейкократовой центральной частью. И наконец, уцелеет граница между слоями 6 и 7. Поверхности раздела слоев только в редких случаях сохраняют достоверные плоскостные текстуры: борозды размыва и валики ряби (такие текстуры могут остаться в зонах метаморфизма низких давлений, но в зонах умеренных и тем более высоких являются весьма редким исключением).

Таким образом, в данном случае метаморфизм приводит к формированию гнейсовой (или сланцевой) пачки с нечеткой слоистостью, в которой прослеживаются отдельные слои с метаградационной текстурой; в основании их может сохраниться волнистый контакт, с некоторой долей условности сопоставляемый с эрозионной поверхностью. Поверхностям размыва в осадках (например, между слоями 4 и 3) могут соответствовать очень крупные интервалы времени; в метаморфических породах эти интервалы часто не отмечаются какой-либо поверхностью, а приурочены к внутренней части внешне однородного слоя (пласта).

Циклы, сложенные генетически различными, но однородными по составу осадками, в зоне амфиболитовой фации становятся обычно неразличимыми. В качестве примера рассмотрим цикличность, описанную Г. Перле (Pirlet, 1963) в верхнем визе Бельгии. Циклы, мощность которых изменяется от 0,6 до 10 м, состоят из двух чередующихся фаз. Фаза А представлена калькаренитом, состоящим из скелетных остатков организмов с кристаллическим (друзовым) кальцитовым цементом порового типа (органогенно-обломочным известняком), в то время как фаза В слагается бедным органическими остатками кальцилотитом¹ (скрытозернистым известняком) и строматолитовым известняком. Подошве фазы А обычно соответствует поверхность размыва, кровля характеризуется постепенным переходом в следующую фазу. Возникновение такой цикличности Г. Перле объясняет причинами осцилляционного характера, однако однородный состав двух типов пород и постепенный переход между ними свидетельствует в пользу того, что в данном случае мы имеем дело с крупными элементарными циклами, кластический материал которых отлагался в области роста строматолитов. Метаморфизм таких образований скорее всего приведет к уничтожению первичных слоевых границ (за исключением тех, которые созданы колониями строматолитов) и к исчезновению различий между слоями калькаренитов и кальцилотитов, если фазы цикла не содержат некоторого количества (хотя бы небольшого) некарбонатных примесей. Такая пачка в зоне амфиболитовой фации, вероятно, будет описана как массивный строматолитовый кристаллический известняк, имеющий биогенный или биохомогенный генезис.

Чем дальше от области размыва формируется элементарный цикл, тем лучше дифференциация слагающих его частиц, тем больше разница состава между переотложенными и местными фоновыми осадками и, следовательно, тем лучше он сохраняется при метаморфизме. Хорошо сохраняется и цикличность тех толщ, которые накопились при размыве зрелых кор выветривания. В этом случае различия в составе элементов цикла являются отражением интенсивности химического выветривания. Последовательность химических типов осадков в элементарных циклах осадочно-метаморфических пород вполне за-

¹ Лютит, по К. Данбару и Дж. Роджерсу (1962), согласно принятой у нас терминологии, соответствует пелиту.

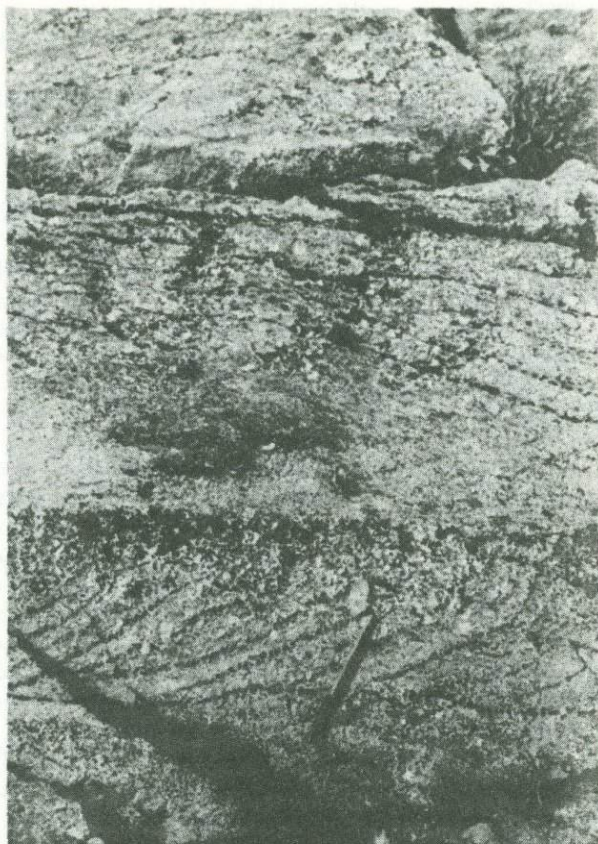


Рис. 32. Мало мощный элементарный цикл с обратной градационной текстурой (верхний ятулий среднего протерозоя, Центральная Карелия, Сег-озеро, о-в Чапан-шари)

Косые, расходящиеся кверху слоики обогащены в верхней части слоя грубозернистым песчаным и гравелитовым материалом преимущественно кварцевого состава. В нижней части слоя - среднезернистый аркозовый песчаник с небольшой примесью грубозернистых обломков кварца

кономерна: в основании цикла содержится несколько больше кварца, а в верхней части его - относительно больше соединений алюминия, магния, кальция, щелочей. Состав фонового осадка может не иметь связи с составом аллохтонных осадков. Однако привычка находить такие простые закономерности в любом элементарном цикле может привести к грубым ошибкам. Ранее уже отмечалось, что некоторые типы обратных циклов (рис. 32) в метаморфических породах могут быть приняты за циклы нормальные. Кроме того, ошибки в установлении последовательности напластования могут возникнуть и в том

случае, если нижняя часть элементарного цикла сложена переотложенным фоновым осадком, например обломками аргиллита (Савельев и др., 1974) или карбонатом (Teg-Chien, Pierce, 1974).

Выделение элементарных циклов в метаморфических породах обычно не вызывает затруднений, особенно если циклы эти имеют небольшую мощность, границы пластов фоновых осадков четкие, а состав фоновых осадков в разрезе неизменен. Если же мощность элементарных циклов велика, а внутреннее строение их сложное, установить различия между элементарным и полигенетическим циклами трудно, а иногда и невозможно. Так, в осадочных толщах фанерозоя детали внутренней текстуры, положение и характер фауны разных элементов цикла в большинстве случаев дают достаточно надежный материал для определения типа цикла, но в немых толщах и особенно в осадочно-метаморфических задача эта крайне усложняется, что объясняется не только отсутствием фауны и трансформацией текстуры многослоя, но и психологическим фактором, заставляющим в силу установившейся традиции рассматривать все крупные циклы как полигенетические (полифациальные) образования.

Между тем наблюдения над современным осадконакоплением и ряд данных об отложении осадков в древние эпохи (захоронение в естественном положении многометровых стволов деревьев и др.) показывают, что в тектонически стабильных и подвижных зонах могут формироваться элементарные циклы большой (многие метры, а иногда, по-видимому, и десятки метров) мощности. Сложность в разделении таких образований усугубляется, когда кластическая часть элементарного цикла содержит линзы глин, возникших при диагенетическом расслоении суспензии (Кюнел, 1969; Романовский, 1973), или же линзы, прослои или катуну переотложенных фоновых осадков. Эти образования в зоне амфиболитовой фации сохраняются в виде линз (в большинстве случаев округлые катуну также деформируются, приобретая линзовидную форму) мраморов, кальцифиров, слюдистых, дистеновых и других сланцев среди метапесчаников (гнейсов) основания цикла. Если по составу они отличаются от метапелитовых карбонатных (или других) пород верхней части цикла, то в данном случае вообще невозможно установить, имеем мы дело с полигенетическим или элементарным циклом. Это определяется отсутствием объективных данных для установления генетического типа фоновых осадков, встреченных в виде прослоев в породах основания цикла.

Если, например, в нижней части цикла встречаются прослои морских глин или морских известняков с неперемещенной фауной, а в верхней части залегают озерные глины и алевролиты, то в этом случае можно с полным основанием утверждать, что возникновение такого цикла явилось результатом длительного процесса миграции фациальных зон на площади бассейна. В метаморфических же породах наличие, скажем, линз гранат-биотитовых сланцев среди гнейсов основания цикла и венчающих его дистеновых сланцев свидетельствует о неодинаковом составе фоновых осадков, однако невозможно установить, местные ли фоновые осадки встречены сре-

ди гнейсов (тогда цикл должен быть полигенетическим) или же преотложенные (в этом случае цикл может быть элементарным). Полигенетический цикл легко устанавливается, когда слагающие его отложения содержат элементарные циклы (Савельев и др., 1974). Несколько лучше выделяются в метаморфических породах отраженные циклы, хотя в некоторых случаях они обнаруживают сходство с полигенетическими (что вполне естественно, ибо и в осадках разделение полигенетических и отраженных циклов проводится по условной границе).

Одним из аспектов изучения полигенетической цикличности как в осадочных, так и в осадочно-метаморфических толщах является определение особенностей тектонического режима, характера смены трансгрессий, и регрессий, их масштаба. В опубликованной литературе неоднократно приходится встречать примеры такого анализа, проведенного в осадочно-метаморфических комплексах. Между тем аргументированных данных для него весьма мало уже в толщах, измененных в условиях зеленосланцевой фации, а попытка доказать трансгрессивность или регрессивность какого-либо цикла в зоне амфиболитовой фации даже при постановке специальных работ может дать альтернативный результат. Для того чтобы отличить трансгрессивную серию от регрессивной, требуется совершенно однозначно установить генетический тип изучаемых отложений. Методы снятия метаморфизма, применяемые в настоящее время, достаточно хорошо разработаны и позволяют реконструировать литологический тип даже глубоко метаморфизованных осадочных пород. Можно сказать, например, что конкретный цикл какой-либо метаморфической толщи по материалам литологических реконструкций был сложен закономерно сменяющимися друг друга в разрезе конгломератами, песчаниками, глинами и известняками. Однако значение первичного литологического состава несколько не облегчает задачу отнесения данного цикла к трансгрессивным или регрессивным образованиям, потому что для этого необходимо знать, какие конгломераты, песчаники, глины и известняки слагают разрез. Генетический тип осадков устанавливается обычно по ряду признаков: типу фауны и флоры и ее положению в слое, характерной слоистости, окраске, характеру окатанности и сортировки обломочных частиц, текстурам на поверхности слоев, примесям индекс-минералов (галита, гипса и других солей, глауконита, сингенетичных сульфидов и т.д.), ориентировке обломочных частиц, составу и форме конкреций. Почти все эти признаки отсутствуют в метаморфических породах или искажены процессами метаморфизма и деформациями. Поэтому даже отчетливая полигенетическая цикличность метаморфических толщ в большинстве случаев допускает двоякую интерпретацию (табл. 1).

Текстурный анализ даже в сочетании с аргументированными литологическими реконструкциями не дает возможности различать трансгрессивные и регрессивные циклы в зонах глубокого метаморфизма, а следовательно, резко ограничивает применимость палеотектонического анализа областей седиментации. Однако такой анализ

Таблица 1

Возможные трактовки осадочного цикла в метаморфических породах из зоны амфиболитовой фации

Метаморфические породы	Осадочные породы (реконструированные)	Трансгрессивный цикл	Регрессивный цикл
Мраморы массивные, графитистые, с редкими прослоями черных кварцитов и диопсидовых кальцифиоров. Некоторые слои содержат сульфиды		Известняковые фации открытого моря	Фации лагунных, пресноводных и биогенных мелководных известняков и континентальных калькарентов
Мраморы с прослоями гранат-биотитовых и биотит-гранатовых сланцев. Сланцы часто имеют метаградиационную слоистость		Известняки, циклически чередующиеся с глинами и известковистыми глинами	Фации дальних турбидитов
Циклически чередующиеся биотитовые гнейсы и гранат-биотитовые сланцы		Циклическое чередование песчаников и глинистых песчаников	Фации ближних турбидитов
Гнейсы биотитовые слоистые. Иногда видна плохо выраженная цикличность. Редкие реликты косои слоистости		Песчаники полимиктовые, грубослоистые (?), в некоторых слоях (?) косои слоистые	Фации дельтовых, пляжевые, донных валов, аллювиальные.

в принципе возможен, если оперировать не только литолого-текстурными данными, но и химическим составом изучаемых отложений, и если учитывать, что различные фациальные условия накладывают свой отпечаток на химический состав формирующихся отложений, особенно на состав фоновых осадков. Возможность такого анализа определяется созданием химической классификации отложений различных осадочных фаций, что является делом будущего.

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ И СТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗЫ

Гранулометрический анализ в конечном счете позволяет определять содержание и форму частиц различной крупности в осадках или породах. Возможности гранулометрического анализа применительно к осадочно-метаморфическим породам резко ограничены прежде всего потому, что структуры пород испытывают значительные изменения на самых ранних стадиях метаморфизма. Обычно исследователь имеет дело со сцементированными, частично перекристаллизованными породами, в которых как состав и количество обломков, так и их форма не остаются неизменными по сравнению с исходными осадками. Для полностью перекристаллизованных пород при благоприятных условиях возможны гранулометрические реконструкции, одна-

ко точность выводов при этом весьма невелика. Чаще всего в метаморфических породах изучаются не только размер и форма обломков, но также их взаимное расположение и характер первичного цемента (структура породы), т.е. гранулометрический анализ всегда сочетается с анализом структур. Изучение этих особенностей измененных пелитов, алевроитов и псаммитов может быть проведено только в шлифах (Батурин, 1942; Каледа, 1955; Методы изучения..., 1957; Шванов, Марков, 1960, 1962).

Ограниченность применения гранулометрического и структурного анализов обуславливается и тем, что обломочные частицы и аутигенные минералы во всех типах пород сохраняются значительно хуже, чем осадочные текстуры. Последовательное вовлечение в метаморфические реакции вещества обломков различного состава приводит к быстрой трансформации осадочных структур (Савельев и др., 1974). Область применения описываемых методов ограничивается практически только низкотемпературной частью зеленосланцевой фации, причем сохранность обломков минералов и пород в зонах метаморфизма низких давлений лучше, чем в областях умеренных и высоких.

В общем случае сохранность детритовых и аутигенных минералов и обломков пород определяется возрастом породы, ее составом, степенью метаморфизма (Савельев и др., 1974), степенью расщепления, размерами обломков. Чем древнее порода, тем меньше количество детритовых минералов она сохраняет, даже если процессы метаморфизма отсутствуют. Важную роль играет и состав пород: структуры карбонатных обломочных пород и пород, имеющих одинаковый или близкий состав обломков и цемента, исчезают значительно раньше, чем структуры аналогично измененных пород иного типа. Расщепление пород нарушает первичные структуры независимо от степени метаморфизма. Преобразование первичных структур при прочих равных условиях зависит от размеров обломочных частиц. Чем мельче первичная зернистость породы, тем быстрее в ней происходят процессы разрушения неустойчивых обломков и перекристаллизации, поэтому максимальной устойчивостью обладают структуры гравелитов и конгломератов, а минимальной — глини.

Такое многообразие факторов, определяющих сохранность первичных структур, приводит к тому, что практически толщи одинакового состава в разных районах могут в различной степени сохранять первичные обломочные структуры, даже будучи одинаково метаморфизованными. Изучая гранулометрию слабометаморфизованных пород, необходимо отдавать себе отчет в том, что комплекс обломков, обнаруженных в породе, является заведомо неполным и что в каждой зоне метаморфизма сохраняются обломки лишь тех минералов, которые образуют устойчивые ассоциации в этой зоне (а также обломки пород, сложенные этими минералами).

В зоне зеленосланцевой фации наиболее устойчивыми являются кварц и кислые плагиоклазы, обломочные мусковит, хлорит и эпидот. Из числа пород, следовательно, здесь устойчивы обломки

кварцитов, гранитов, кислых эффузивов, углисто-кварцевых, хлоритовых, серицитовых и других сланцев, сложенных характерными для этой зоны минералами. В зеленосланцевой фации первыми подвергаются перекристаллизации обломки карбонатных минералов и пород, темноцветные минералы: биотиты, пироксены, амфиболы, оливин, обломки основных и средних эффузивов. Калиевые полевые шпаты начинают интенсивно разлагаться одновременно с появлением метаморфогенной слюды (серицита и мусковита). Олигоклаз и более основные плагиоклазы в условиях низкотемпературной части зеленосланцевой фации обычно сохраняются, но часто регенерируют, обрастая вторичным альбитом. Контуры первичного зерна при этом хорошо видны благодаря его сосюритизации. Иногда изменение плагиоклаза идет иным путем: в полимиктовых песчаниках с глинистым цементом происходит постепенное замещение обломочного плагиоклаза агрегатом метаморфогенных минералов — серицитом (мусковитом), альбитом, эпидотом, кварцем. При этом исчезает граница обломка и цемента. Процесс этот идет тем интенсивнее, чем выше номер плагиоклаза, и приводит в конечном итоге к полному исчезновению зерен обломочного плагиоклаза.

Обломочный мусковит как правило, не сохраняется и замещается серицитом. Обломки минералов и пород, подвергшихся перекристаллизации, в большинстве случаев сливаются с перекристаллизованным цементом и становятся неразличимыми, но иногда полностью перекристаллизованный обломок сохраняет в породе не только свои контуры, но и внутреннюю структуру. Это бывает чаще всего в тех случаях, когда составы обломка и цемента резко различны. Приведенный краткий обзор последовательности преобразования обломочных частиц позволяет сказать, что анализ структур метаосадочных пород возможен только на самых ранних стадиях их изменения; гранулометрический анализ может проводиться в метапсаммитах из зоны зеленосланцевой фации и иногда (в том случае, если отсутствуют процессы интенсивного рассланцевания и пластического течения пород) из зоны эпидот-амфиболитовой фации. Все данные по гранулометрии метаморфизованных осадков получаются преимущественно по зернам кварца и кварцевых пород; поэтому, чтобы иметь корректный материал для сопоставления со слабоизмененными осадочными комплексами, следует и для них получить данные гранулометрического анализа только по кварцу и кварцевым породам.

Таким образом, начиная с уровня эпидот-амфиболитовой фации становится невозможным определение структурного типа породы, т.е. выяснение размера и формы слагающих ее частиц, соотношения обломков и цемента. В верхах эпидот-амфиболитовой и в амфиболитовой фации нельзя отличить грубозернистые песчаники от мелкозернистых, хорошо сортированные от плохо сортированных. В ряде случаев трудно установить разницу между метапесчаниками, метаалевролитами и метапелитами. По положению в элементарных цик-

дах иногда можно утверждать, что порода, лежащая в основании цикла, была более крупнозернистой по сравнению с вышележащими, но этим и ограничивается возможность определения зернистости исходной породы. В таких породах нельзя установить степень окатанности обломочных частиц и составить представление о длительности переноса обломочного материала, а также о составе материнских пород.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

Минералогический анализ широко используется при изучении осадочных (преимущественно обломочных) пород и нерастворимого осадка карбонатных пород. Задачей анализа является изучение обломочных и аутигенных минералов осадочных пород для установления их вещественного состава, расчленения и корреляции разрезов по характерным минеральным ассоциациям и индекс-минералам для палеоклиматических и других палеогеографических реконструкций. Минералогический анализ применительно к осадочно-метаморфическим породам имеет свою специфику, а возможности его ограничены.

Условия зеленосланцевой фации метаморфизма являются тем порогом, который преодолит лишь для немногих детритовых минералов, не характерных для этой фации. В общем случае, чем шире диапазон физико-химических условий, при которых устойчив данный минерал, тем чаще обломочные зерна его будут встречаться в интенсивно метаморфизованных породах.

Поэтому обломочные зерна кварца (минерала, входящего как в ассоциации зеленосланцевой, так и амфиболитовой фаций) являются последними зернами, по которым в метаморфических породах устанавливаются реликты псаммитовых и алевроитовых структур.

С другой стороны, такой минерал, как диопсид, встречающийся в верхах эпидот-амфиболитовой фации и характерный для амфиболитовой фации, может сохраниться при дезинтеграции, транспортировке, отложении и диагенезе материнских пород, но разрушается и исчезает на самых ранних стадиях метаморфизма. В табл. 2¹ приведены пределы сохранности некоторых породообразующих и аутигенных минералов при метаморфизме. Верхней границей распространения являются те условия метаморфизма, при которых в карбонатных и некарбонатных метапесчаниках и метаалевритах еще удается оптически определить минерал, по форме зерна и другим признакам доказав его обломочное происхождение. Подавляющее большинство минералов, приведенных в таблице, испытывают полную перекристал-

¹ Таблица составлена на основании шлихового анализа терригенных пород в зонально метаморфизованных комплексах нескольких районов (с учетом литературных данных).

Таблица 2

Пределы сохранности некоторых дестритовых минералов при метаморфизме

МИНЕРАЛЫ	ЗОНЫ МЕТАМОРФИЗМА		
	ЗЕЛЕНОСЛАНЦЕВАЯ	ЭПИДОТ-АМФИБОЛИТОВАЯ	АМФИБОЛИТОВАЯ
КВАРЦ			
ПЛАГИОКЛАЗЫ КИСЛЫЕ			
ПЛАГИОКЛАЗЫ СРЕДНИЕ И ОСНОВНЫЕ			
КАЛИШПАТ			
КАЛЬЦИТ			
ДОЛОМИТ			
МУСКОВИТ			
БИОТИТ			
ДИОПСИД			
ХЛОРИТ			
ОБЫКНОВЕННАЯ РОГОВАЯ ОБМАНКА			
АКТИНОЛИТ			
ЭПИДОТ			
МАГНЕТИТ			
ГРАНАТ			
СТАВРОЛИТ			
КИАНИТ			
АПАТИТ			
ПИРИТ			
ИЛЬМЕНИТ			
ТУРМАЛИН			
ЦИРКОН			
РУТИЛ			
СИЛЛИМАНИТ			
МОНАЦИТ			
КСЕНОТИМ			

лизацию еще в зоне зеленосланцевой фации; некоторые встречаются в зоне эпидот-амфиболитовой фации, а в породах амфиболитовой фации из числа пороодообразующих минералов только кварц и кислые плагиоклазы иногда встречаются в зонах метаморфизма низких давлений. Часто обломочные минералы (кварц, кислые плагиоклазы, эпидот, турмалин и др.) находятся в породах совместно с одноименными минералами метаморфогенного генезиса, что обуславливает необходимость разработки дополнительных приемов различия зерен разного происхождения, особенно в связи с тем, что форма их в ряде случаев может быть весьма сходной.

Буде сказанное в равной степени относится и к аутигенным минералам, с той лишь разницей, что различить многие аутигенные минералы (кальцит, кварц, хлорит, доломит, сидерит, апатит) от метаморфогенных часто невозможно даже в породах, измененных в условиях зеленосланцевой фации. Только некоторые минералы, как аутигенные, так и детритовые, сохраняются во всех зонах метаморфизма и, будучи хотя бы частично окатанными, могут быть отличимы от аналогичных новообразованных минералов; это циркон, рутил, монацит и ксенотим — минералы, которые почти никогда не бывают пороодообразующими. Однако роль их в изучении литологии метаморфизованных осадочных пород велика.

Следует рассмотреть возможности минералогического анализа применительно к решению конкретных задач. Минералогическая корреляция отложений для осадочно-метаморфических образований, по-видимому, полностью неприменима. Это определяется не только тем, что даже в условиях зеленосланцевой фации неустойчивые минералы будут разлагаться быстрее в относительно более тонкозернистых породах, но и тем, что даже в однотипных породах сохранность данных минералов может быть различной в зависимости от условий метаморфизма и интенсивности тектонических деформаций.

В Восточном Саяне, в верховьях р. Маны, проводилось изучение искусственных шлихов в районе контакта диафторированных пород архея (Арзыбейская глыба) и верхнепротерозойских вулканогенно-осадочных образований, выделяемых под названием кувайской серии (Савельев, Писаренков, 1964). В момент накопления отложений кувайской серии Арзыбейская глыба, как показывает палеогеографический анализ, являлась областью размыва, благодаря чему в песчаники этой серии поступили некоторые минералы, характерные для гнейсов из зоны амфиболитовой фации, такие как микро-

Примечание. Черные полосы — пределы сохранности детритовых минералов, заштрихованные — пределы распространения идентичных новообразований (сплошные полосы — постоянное наличие, прерывистые — эпизодическая встречаемость); в каждой горизонтальной графе верхняя часть соответствует некарбонатным породам, нижняя — карбонатным.

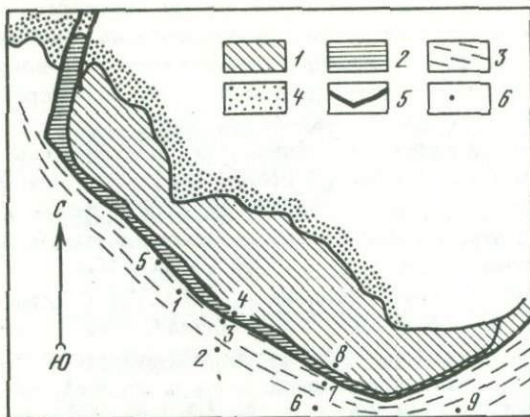


Рис.33. Схема отбора для получения искусственных шлихов у контакта верхнепротерозойских отложений с гнейсами архея Арзыбейской глыбы

1 - гнейсы, сланцы и амфиболиты бирюсинской серии (архей), прорванные различными гранитами; 2 - те же породы, испытавшие диафторез (зеленосланцевая фация); 3 - отложения верхнего протерозоя, измененные в условиях зеленосланцевого метаморфизма; 4 - отложения нижнего кембрия; 5 - разрывные нарушения; 6 - места отбора проб

клин, пироксен, амфиболы, гранат. Минералы эти были в очень небольших количествах обнаружены при просмотре шлихов, в шлифах же можно было видеть редкие зерна обломочного микроклина, и только в одном случае удалось обнаружить зерно обломочного пироксена, почти полностью замещенного агрегатом хлорита и эпидота. Непосредственно у разлома, оконтуривающего глыбу с юго-запада, где степень рассланцевания пород несколько выше, неустойчивые минералы в шлихах отсутствуют или находятся в редких знаках. На рис. 33 изображена схема отбора проб (весом 10 кг) для изготовления искусственных шлихов у контакта Арзыбейской глыбы. Пробы 2, 6, 9 содержат амфибол, пироксен и гранат, а пробы 1, 3, 5, 7 из тех же металесянчиков, расположенных ближе к разлому, полностью лишены их (за исключением пробы 7, содержащей редкие зерна граната).

При переходе к эпидот-амфиболитовой фации количество неустойчивых минералов, сохраняющихся в породах, еще более сокращается, и эти минералы, уцелевшие в метаморфических породах, в любом случае не являются характерной парагенетической ассоциацией, отражающей в целом состав материнских пород. Иными словами, ни по содержанию в породе, ни по числу названий неустойчивые обломочные минералы не соответствуют тем, которые содержались в исходном осадке и осадочной породе. Можно только предполагать

в источниках сноса наличие пород определенного состава по характерным неустойчивым минералам, сохранившимся в измененных осадках, но было бы ошибочным пытаться реконструировать на этом основании состав областей размыва и тем более проводить корреляцию разрезов. Например, в бодайбинской серии в зоне зеленосланцевой фации встречено несколько детритовых минералов, которые, возможно, могли быть породообразующими в породах областей размыва: пироксен, обыкновенная роговая обманка, магнетит, ставролит, дистен, гранат. Распределение этих минералов в пробах крайне неравномерное: ни в одной пробе пелит-псаммитовых пород этой зоны весь комплекс минералов не был представлен полностью; силлиманит, кианит и ставролит встречены в виде единичных зерен в двух пробах, причем в разных частях разреза серии; окатанный гранат представлен единичными зернами в ряде проб. Больше половины искусственных шлихов вообще не содержат неустойчивых минералов.

Можно было бы предположить, что находки определенных неустойчивых минералов являются следствием избыточного содержания этих минералов в данном горизонте по сравнению с выше- и нижележащими ястями разреза. Однако и это предположение не подтверждается. В той же бодайбинской серии в зоне зеленосланцевой фации ставролит встречен в пробах из цемента конгломератов, а у границы с зоной эпидот-амфиболитовой фации последние (и единственные) находки обломочного ставролита сделаны уже в иной части разреза — в толще песчаников и кристаллических известняков. Аналогичные закономерности наблюдаются и в иных районах с метаморфической зональностью в Северном Приладожье (Шулешко, Савельев, 1974), в Патомском нагорье (Великославинский и др., 1964а,б; Петров и др., 1970). Комплекс перечисленных неустойчивых минералов, выделенных из разных частей разреза на площади около 100 км² (изученная площадь выходов бодайбинской серии в пределах зеленосланцевой фации), характерен для метаморфических пород. По-видимому, именно эти минералы и преобладали в области размыва. Однако структуру ее установить невозможно, а наличие пород иного состава (эффузивов, гранитоидов, осадочных) можно предполагать или отвергать с равной степенью вероятности.

Определить положение областей сноса, пути и среду переноса обломочного материала, скорость и дальность этого переноса, границы областей конечного накопления можно лишь частично при изучении отложений, измененных в условиях зеленосланцевой фации, причем достоверность выводов такого рода будет резко снижаться по мере увеличения степени метаморфизма. Все эти реконструкции маловероятны уже в зоне эпидот-амфиболитовой фации. В метаморфических породах почти не сохраняются аутигенные минералы, изучение которых играет столь существенную роль при выяснении условий осадконакопления и диагенеза. Многие из этих минералов (анальцит, ангидрит, галит, сильвин, цеолиты, каолинит, ярозит,

марказит и др.) вообще не встречаются в метаморфических породах.

Некоторые широко распространенные аутигенные минералы (кальцит, доломит, сидерит, пирит, полевые шпаты и некоторые др.) встречаются в трех модификациях: аутигенной, детритовой и метаморфогенной. Различать одноименные минералы этих трех групп не всегда легко даже в слабометаморфизованных породах, а в отложениях, измененных в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций, с достаточной степенью достоверности может быть выделен только один аутигенный минерал — пирит (который в зоне амфиболитовой фации иногда переходит в пирротин).

Пирит легко перекристаллизовывается и перераспределяется в породе уже в начальные этапы метаморфизма, поэтому в глубокоизмененных породах присутствует, строго говоря, уже метаморфогенный пирит, морфология зерен которого заведомо не соответствует морфологии зерен в исходной породе. Мы можем констатировать наличие аутигенного пирита, только если текстурные особенности изучаемого разреза дают возможность надежно доказать осадочную природу особенностей распределения пирита, отличить первичную пиритизацию от вторичной, наложенной. Аутигенным такой пирит исследователь называет, основываясь на эмпирических данных о неустойчивости пирита при выветривании в современных или близких к ним условиях, когда пирит легко замещается окислами железа, и в процессе переноса, когда хрупкие кристаллы быстро измельчаются. Если же обломочный пирит в породах исключительно редок и нехарактерен, а аутигенный широко распространен, то и в метаморфических породах мы имеем дело с аутигенным пиритом и можем делать выводы о некоторых гидрохимических особенностях среды осадконакопления и диагенеза.

Эта весьма обычная логическая конструкция полностью основывается на методе актуализма. Но, принимая в своей работе за основу только данное положение, исследователь полностью лишает себя возможности установить наличие обломочного пирита в породах. Между тем это далеко не так невероятно, как кажется с первого взгляда. В древних толщах, материал которых переносился и отлагался в среде, обедненной кислородом (или лишенной его), обломочный пирит мог сохраняться в осадках. Анализ структур некоторых древних толщ, содержащих пирит, дает основание полагать, что по крайней мере часть пирита имеет явно обломочное происхождение.

АНАЛИЗ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ

Акцессорные минералы осадочно-метаморфических пород в последние годы стали объектом пристального изучения. Несмотря на то, что метаморфические породы наследуют от осадочных весьма небольшое количество акцессорных минералов (см. табл. 2), объем

информации о генезисе исходных осадков, полученный при их изучении, может быть весьма велик. Согласно О.И. Матковскому, акцессорными следует называть минералы, образующие количественно незначительную (менее 1%), но качественно характерную составную часть горных пород; они содержат в своем составе акцессорные химические элементы, которые не рассеиваются в решетках главных минералов, а уже при незначительном количестве в минералообразующей среде (при возможной частичной рассеянности их в главных минералах) становятся насыщающими компонентами и кристаллизуются в виде самостоятельных акцессорных минералов, причем выделение их может происходить на протяжении всего процесса формирования (Матковский, 1965). Акцессорные минералы осадочных пород делятся по генетическому признаку на три группы: 1 - обычные или аутигенные, образовавшиеся в стадии диагенеза; 2 - вторичные, образовавшиеся в породах на ранних стадиях метаморфизма; 3 - случайные, т.е. аллотигенные (детритовые или обломочные), попавшие в осадок из областей размыва. Метаморфизм нарушает соотношение этих групп. Даже в слабо измененных породах затруднительно различать минералы первой и второй групп, количество же минералов третьей группы непрерывно уменьшается по мере увеличения степени метаморфизма.

Поэтому в метаморфических толщах удобнее выделять не три, а две генетические группы минералов: 1 - аутигенные (метаморфогенные); 2 - детритовые акцессорные. К первой группе отнесены все акцессорные минералы, образовавшиеся в осадке начиная с момента седиментации и кончая процессами ультраметаморфических преобразований пород; ко второй - минералы, поступившие в осадок из пород областей размыва. Многие акцессории осадочно-метаморфических пород присутствуют одновременно в двух модификациях: детритовой и метаморфогенной. Разнообразие задач, которые решаются при изучении акцессорных минералов, весьма велико, несмотря на то, что при метаморфизме появляются новые акцессорные минералы, а старые, содержащиеся в осадках, сохраняются далеко не полностью. Задачи акцессорного анализа и способы их решения для метаморфических пород резко отличаются от аналогичных для осадочных. Изучение акцессорных минералов осадочных пород обычно направлено на решение следующих задач: расчленение разрезов и корреляция разобщенных разрезов, определение условий седиментации, определение условий диагенеза; установление состава областей размыва; определение степени выветривания пород в области размыва; характеристика климата. Для метаморфических пород также решается задача корреляции разрезов, однако, в отличие от осадочных пород, где корреляция чаще всего проводится по комплексу минералов, в метаморфических породах она возможна в основном только по морфологическим особенностям детритового циркона. Второй задачей является разделение осадочных пород: песчаников от алевролитов и глин, измененных осадочных пород от эффузивов, метапесчаников от гранитов, водных осадков

от неперемещенных продуктов кор выветривания. Третья задача — гранулометрические реконструкции по детритовым аксессуариям. Четвертая задача — получение сведений о составе областей размыва по морфологии детритовых аксессуариев. Различие в характере задач, а также то, что при анализе аксессуариев метаморфических пород используется весьма ограниченное количество минералов, определяет несопоставимость выводов, полученных с помощью этого анализа для осадочных и метаморфических толщ.

Успешность аксессуарного анализа в метаморфических породах определяется тем, насколько четко удается различать в каждом конкретном случае аксессуарные детритовые и новообразованные минералы. Новейшие работы, проведенные в районах с метаморфической зональностью, дали возможность установить пределы сохранности аксессуарных минералов в породах разного состава и разработать критерии различия детритовых и метаморфогенных зерен (Ермолаев и др., 1968; Савельев и др., 1971, 1974; и др.). Было установлено, что перечень детритовых аксессуарных минералов, сохраняющихся в условиях зеленосланцевой фации, достаточно велик: циркон, монацит, ксенотим, магнетит, гранат, амфиболы, турмалин, рутил, сфен, апатит, ильменит, эпидот, изредка пирит. Большинство из перечисленных минералов имеет в породах свои метаморфические аналоги. Обломочные (детритовые) аксессуарии отличаются от новообразованных и частично растворенных по ряду признаков.

1. Поверхность обломочных аксессуарных минералов обычно матовая, реже бугорчатая, ямчатая, покрытая беспорядочными царапинами. Новообразованные зерна, в отличие от обломочных, часто имеют кристаллографические очертания и всегда гладкую поверхность, на которой лишь иногда видны штрихи роста, параллельные граням кристалла; эти же зерна с округлыми очертаниями также имеют гладкую глянецовую поверхность.

2. В окатанных сростках кристаллов сохраняются в неприкосновенности входящие углы (Савельев, Шулешко, 1971). При частичном растворении зерна эти углы округлены.

3. О первичноосадочной обломочной природе аксессуарных минералов свидетельствует наличие сначала окатанных, а затем обломанных зерен. По этому признаку можно различать зерна не в прополочках, где возможны их механические повреждения, а в шлифах.

4. При небольшом переносе от области размыва до области захоронения многие минералы, особенно такие устойчивые к истиранию, как циркон, сохраняют хорошую огранку и гладкую поверхность, свойственную новообразованным метаморфогенным зернам. В этом случае отличить детритовые минералы от новообразованных можно лишь тогда, когда удастся установить изменение среднего размера аксессуарных минералов в породах разного литологического состава, поскольку размерность обломочных аксессуариев зависит от гранулометрии исходного осадка (Межеловский, Савельев, 1966; Чайка, 1962). Удобнее всего проводить такую проверку, сопостав-

для данные измерения размеров аксессуарных минералов в разных частях элементарных циклов. По-видимому, только таким способом можно разделить мелкие детритовые и метаморфогенные зерна, размер которых меньше порога окатанности для каждого из них.

В метаморфических карбонатных и щелочных породах, а также некоторых гранитоидах часто удается наблюдать, например, очень мелкий округлый или каплевидный новообразованный циркон, размер которого не превышает 0,005–0,01 мм. Когда такие цирконы попадают в осадок из области размыва, они концентрируются в наиболее тонкой его фракции, не претерпевая практически никаких внешних изменений, сколь бы длительным ни был перенос материала. Отличить детритовый циркон такого типа от новообразованного в метаморфических осадках очень сложно. Однако, сопоставляя размеры детритовых аксессуарных минералов разных литологических типов пород, можно видеть, что детритовые аксессуары сосредотачиваются в метапелитах и метаалевролитах, а в слоях с градиционной текстурой, заканчивающихся в верхней части метапелитом, количество зерен постепенно увеличивается от основания к верхней части. Распределение метаморфогенных аксессуариев подобной закономерности не подчиняется. Часто наиболее крупные зерна новообразованных минералов (сфена, рутила, магнетита и др.) формируются в породах, бывших до метаморфизма тонкозернистыми: глинах, мергелях, алевролитах. В монотонных по составу толщах трудно разделить не только мелкие, но и крупные зерна детритовых и метаморфогенных минералов. Многие новообразованные минералы по форме могут быть похожи на детритовые и наоборот. Например, апатит, очень часто встречающийся аксессуарный минерал, нередко формируется в породе в виде зерен неправильной формы, округленных, без следов граней кристалла (Шулешко, Савельев, 1974), которые даже в искусственных шлихах не всегда удастся отличить от детритовых, так как и те, и другие часто имеют неровную поверхность. С другой стороны, частично растворенный детритовый апатит, без следов транспортировки на поверхности зерен, может быть принят за новообразованный. Такие же сложности возникают при разделении обломочного и метаморфогенного турмалина, эпидота, ильменита и ряда других минералов.

Однако, как бы ни были ярки следы метаморфогенного происхождения минерала (четкие кристаллографические формы, следы роста, наличие окатанных зерен в идиоморфном кристалле и т.д.), этот минерал может оказаться в данной породе обломочным. Все те признаки, которые дают возможность отнести зерно к новообразованным, могут возникнуть не в изучаемой породе, а в породах областей размыва. При незначительном переносе и быстром захоронении зерна попадают в осадок без заметных морфологических изменений. В В.Ляхович и В.И.Нонешникова (1960) описывают случай частичной коррозии поверхности зерен цирконов при каолинизации Шиловско-Конеvских гранитов Урала. Если такие зерна без значительной транспортировки захоронятся в осадке, то после

превращения последнего в метаморфическую породу характерные следы частичного растворения зерен легко принять за следы процесса, проходившего при метаморфизме.

В осадочных породах установить дальность переноса и скорость захоронения позволяет целый комплекс литолого-палеогеографических наблюдений, а в породах метаморфических, не сохранивших ни первичных структур, ни (в большинстве случаев) четкой связи с определенными областями размыва, сделать это значительно труднее. Поэтому, даже если зерно акцессорного минерала в метаморфической породе выглядит как новообразованное, во всех случаях требуется доказать, что оно действительно новообразованное, чтобы не упустить получить важный в генетическом отношении материал.

На табл. 2 показано, что в амфиболитовой фации без видимых морфологических изменений сохраняются только четыре минерала: циркон, рутил, монацит и ксенотим (Савельев, Шулешко, 1971; Савельев и др., 1974; Чайка, 1962). В литературе встречаются ссылки на то, что при метаморфизме устойчивы и другие минералы; анатит, гранат, эпидот, ортит, торит, анатаз, касситерит (Кулиш, 1964; Чайка и др., 1964; Bader, 1961), однако сохранность их должна рассматриваться скорее как исключение, а не как правило. Данные по районам с метаморфической зональностью в бассейне р. Мамы, в Северном Приладожье, Патомском Нагорье, в южной части Урал-Тау (Ермолаев и др., 1968; Зеленщикова и др., 1974; Шулешко, Савельев, 1971) показывают, что при повышении степени метаморфизма до амфиболитовой фации апатит, гранат, эпидот, ортит и анатаз подвергаются перекристаллизации. Сведений о сохранности касситерита и торита пока еще слишком мало, чтобы говорить об их устойчивости при метаморфизме.

Из четырех минералов, которые заведомо сохраняются в зоне амфиболитовой (и даже гранулитовой) фации, ксенотим и монацит встречаются относительно редко. Рутил распространен значительно шире и также сохраняет морфологию обломочных зерен до гранулитовой фации включительно, однако наряду с обломочным в тех же породах широко распространен и новообразованный рутил. Наиболее устойчивым из четырех является циркон. Этот минерал не только чрезвычайно широко распространен (его называют даже кварцем тяжелой фракции), но и настолько устойчив при метаморфизме, что в породах основного и кислого состава не подвергается перекристаллизации и не дает новообразований во всем диапазоне условий — от зеленосланцевой до гранулитовой фации вне зон гранитизации и калиевого метасоматоза. Устойчивость и широкое распространение циркона в породах различного типа (кроме хемогенных и метаэффузивов) делают его незаменимым для разного рода литологических и палеогеографических реконструкций.

Новообразованный циркон, столь устойчивый при метаморфизме, иногда появляется в виде идиоморфных зерен и наростов на детритовых зернах в практически неизменных породах (Ляхович, 1966)

Образование этого циркона происходит, по-видимому, еще в стадию диагенеза за счет высвобождения циркония из решетки некоторых неустойчивых в этих условиях минералов: пироксенов, лепидомелана, пирохлора, эгерина, астрофиллита, торита, шарломита и др. (Бородин, Быкова, 1961) — и прекращается после полного разрушения цирконийсодержащих минералов. Такой способ формирования зерен циркона в осадочных породах является наиболее вероятным (Шулешко, Савельев, 1971; Bond, 1948; Butterfield, 1936; Govinda, Nagegaia, 1966). В метаморфических породах вторичный циркон образуется в условиях амфиболитовой и гранулитовой фации в зонах калиевого метасоматоза и гранитизации, а также в карбонатных породах, содержащих примесь силикатов (Васильева, 1971; Забияка и др., 1970; Carroll, 1953; Marshall, 1967).

Цвет детритовых цирконов не остается неизменным. Как показали исследования цирконов из зонально метаморфизированных комплексов (Савельев и др., 1974) и экспериментальные работы (Хильтова и др., 1967), цвет по мере роста степени метаморфизма в общем становится светлее. Изменения окраски происходят в какой-то степени избирательно: увеличение степени метаморфизма сопровождается увеличением числа светлоокрашенных зерен: желтых или бесцветных, — хотя вместе с ними встречаются зерна, сохранившие более густую окраску, характерную для цирконов слабо измененных пород (что справедливо, если исходные осадки содержат густоокрашенный циркон). Это обстоятельство существенно, поскольку окраска циркона иногда используется для установления возрастных соотношений интрузивных и осадочно-метаморфических комплексов (Томота, 1956; Чайка, 1962; Tyler e. a., 1940; Vitanage, 1957; и др.). Причина окраски цирконов связывается с их радиоактивностью (Пишграм, 1959; Morgan e. a., 1941; Tyler e. a., 1940). Японский геолог Л. Томота приводит такой ряд радиоактивных изменений циркона в зависимости от геологического возраста: прозрачный, со слабо розовой окраской, метамиктный буровато-желтый, розовый, пурпурный. По данным Д. Кэрролла (Carroll e. a., 1957), группы различно окрашенных цирконов из серии Окос в США имеют различный изотопный возраст, причем самые густоокрашенные (розовые) — наиболее древние, а бесцветные, прозрачные — наиболее молодые. Однако содержание радиогенных компонентов в цирконах не остается постоянным; по мере увеличения температуры и давления увеличивается и вынос радиоактивных элементов (Gastill e. a., 1967; Jamaguchi, 1961; Stern e. a., 1966; Tilton e. a., 1958). Следовательно, связь возраста и окраски цирконов не столь безусловна, как это предполагает Л. Томота, и в породах из зон высокого метаморфизма могут встретиться светлые цирконы, окраска которых, по отношению к окраске цирконов исходных пород, является вторичной.

Рутил почти столь же устойчив при метаморфизме, но обладает меньшим распространением. Кроме того, в породах вместе с детритовым почти всегда присутствует и новообразованный рутил, который в некоторых случаях трудно отличить от обломочного. Ново-

образованные рутилы появляются на самых разных стадиях метаморфизма при разложении титансодержащих детритовых минералов и обломков пород, неустойчивых в этих условиях: высокотемпературных биотитов, ильменита, обломков основных эффузивов, амфиболитов и т.д. Выделяется рутил и при метаморфизме некоторых глин. Наконец, он обнаруживает тесную связь с органическим веществом (графитоидом, графитом), особенно в докембрийских породах. По-видимому, в данном случае титан, являющийся биофильным элементом для многих древних организмов, в процессе метаморфизма выделяется при распаде сложных органических соединений. Связь рутила с органическим веществом в метаморфических породах — факт настолько широко распространенный, что В.Н. Лодочников приводит его как диагностический признак отличия в шлифах углистых частиц от магнетита (Лодочников, 1955). Обломочный рутил, как и циркон, сохраняется от зоны зеленосланцевой фации до высокотемпературной амфиболитовой фации. Т.А. Федковой (1966) обломочные рутилы были описаны даже в гранит-пироксен-плаггиоклазовых гранулитах Кольского полуострова.

Наряду с этим имеются данные, свидетельствующие, что при определенных условиях рутил разлагается уже в зоне зеленосланцевой фации, целиком переходя в сфен (Вертушков, 1957). В *бодайбинской* серии Северо-Байкальского нагорья зерна обломочного рутила широко распространены в зоне зеленосланцевой фации, а в амфиболитовой количество их резко снижается, вплоть до полного исчезновения в некоторых карбонатных породах (известковых метапесчаниках, известковых метапелитах и метакалькаренитах). В то же время в раннекембрийской мамской серии этого района измененный в условиях высокотемпературной амфиболитовой фации рутил, наряду с цирконом, является широко распространенным детритовым минералом гнейсов и глиноземистых сланцев, но, как и в предыдущем примере, почти полностью исчезает в карбонатных породах. Таким образом, только два акцессорных минерала: циркон и в меньшей степени рутил — могут быть использованы во всех зонах метаморфизма для проведения стратиграфических, литологических и палеогеографических реконструкций. Значительно реже для этих целей проводится изучение иных устойчивых детритовых акцессорных минералов, которые сравнительно редко встречаются в метаморфических породах.

Несмотря на то, что в грубоизмененных метасадочных образованиях сохраняются лишь единичные детритовые акцессорные минералы, изучение их дает возможность решить многие задачи, связанные с литологическими и палеогеографическими реконструкциями. Устойчивые акцессории используются при расчленении и корреляции осадочно-метаморфических образований, для чего берется обычно детритовый циркон. Различия в форме окатанных зерен и изменения кристаллографических характеристик кристаллов, сохранивших свои грани, дает в некоторых случаях возможность произвести достаточно подробное расчленение немых осадочных толщ на обширных площа-

дах. Необходимость детального расчленения разреза редко возникает при изучении осадочно-метаморфических толщ, здесь детритовые цирконы используются обычно для расчленения и параллелизации крупных свит, серий, комплексов. Такие работы были проведены в районе оз. Верхнее в США (Tyler e.a., 1940) и показали, что каждая крупная осадочная серия содержит цирконы, отличающиеся формой, размером, окраской от цирконов других серий этого же разреза. Аналогичные исследования проведены В.М. Чайкой (1962) на Урале, А.П. Юшкиным с соавторами (1966) на Приполярном Урале и Тимане. В Восточном Саяне изучение детритовых цирконов архейских и протерозойских отложений на обширной территории позволило установить возраст метаморфических серий (базыбайской и арзыбейской), слагающих изолированные глыбовые структуры среди палеозойских или позднедокембрийских вулканогенных осадочных образований (Савельев и др., 1966). Исследования показали, что гнейсы упомянутых серий содержат цирконы, у которых морфология зерен и характер распределения по фракциям полностью идентичны или весьма близки таковым гнейсов Бирюсинской и Канской глыб, сложенных сериями осадков, относимых к архею или раннему протерозою. В то же время гнейсы дербинской серии среднего протерозоя, с которыми иногда параллелизовались разрезы Арзыбейской и Базыбайской глыб, содержат цирконы, резко отличные от архейских по морфологии и фракционному распределению (рис. 34).

Такого рода работы могут проводиться в самых различных метаморфических комплексах, измененных в широком диапазоне условий, — от зеленосланцевой до гранулитовой фации.

Важную роль играют детритовые акцессорные минералы при установлении генезиса породы, претерпевшей метаморфизм. Необходимость установить литологический тип породы, отличить осадочную породу от изверженной или интрузивной редко возникает в зонах слабого метаморфизма, а также в зонах амфиболитовой и гранулитовой фаций, если изучаемый комплекс сохранил достаточно четкие седиментационные текстуры. Однако мощные монотонные толщи с неясно выраженными слоистыми текстурами или без них часто не сопоставляются уверенно по внешним признакам и петрографическому составу ни с одной из групп пород. Выделение и изучение детритовых акцессорных минералов таких образований в большинстве случаев дают возможность однозначного определения их генезиса (Лодочников, 1955; Шулешко, Савельев, 1974). Особенно большое значение имеют детритовые акцессории и, в частности, циркон при разделении пара- и ортоамфиболитов.

При изучении древних метаморфических комплексов эта проблема часто вызывает большие затруднения. Имеющиеся в настоящее время методики выделения различных генетических групп амфиболитов базируются в основном на двух аспектах: химическом и текстурном.

Текстурный метод дает хорошие результаты тогда, когда амфиболиты либо являются закономерным членом элементарного осадочного парагенезиса, либо заведомо к нему не принадлежат. В раннем

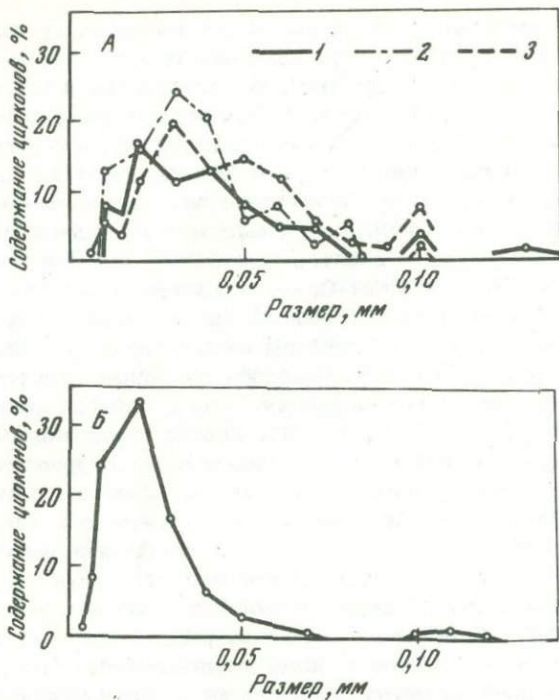


Рис. 34. Фракционное распределение цирконов

А - в гнейсах бирюсинской и арзыбейской (1), базыбайской (2) и канской (3) серий архея; Б - в гнейсах дербинской серии раннего протерозоя

докембрии Восточного Саяна амфиболиты и амфиболовые сланцы (в зоне амфиболитовой фации) встречаются в основании хорошо выращенных маломощных циклов, подобных показанному на рис. 29. Циклы эти элементарные, неполные. Ниже амфиболита (амфиболового сланца) в некоторых частях разреза появляется слой биотитового или биотит-амфиболового гнейса. Изучение детритовых аксессуаров (цирконы, очень редкие монациты) показали, что гнейсы возникли за счет метаморфизма тонкозернистой песчаной породы, а амфиболиты - за счет известковистой глины или мергеля с небольшой примесью алевритового материала. В данном случае амфиболиты постоянно занимают определенное положение в элементарном осадочном парагенезисе - выше гнейса, но ниже кальцифира (глинистого известняка) или мрамора верхней части цикла. Следовательно, они созданы из материала, перенесенного и отложенного одним мутьевым потоком, который дифференцировался в процессе переноса. Осадочная природа таких амфиболитов ясна без дополнительного изучения детритовых аксессуаров и химического состава. Если же слои амфиболитов связаны с фоновым осадком, т.е. находятся под ним, внутри или выше, то можно уверенно считать, что это - результат мета-

морфизма слоя вулканических или вулканокластических продуктов, эпизодически поступающих в бассейн, где накапливается циклически-слоистая толща.

Сложнее установить генезис амфиболитов, когда включающие их слоистые сочетания имеют полигенетический характер или когда происхождение многослоев не выяснено. В полигенетическом цикле слой ортоамфиболита может появиться на любом уровне, как и слой параамфиболита. Различить в этом случае метаосадочные и метавулканогенные амфиболиты возможно только по внутренним текстурам слоя: метаградационной текстуре, реликтам косою слоистости и т.д., — однако признаки эти далеко не всегда сохраняются в зонах глубокого метаморфизма. В этом случае метаосадочные и метавулканогенные амфиболиты различают по химическому составу. Но разнообразие составов средних, основных и ультраосновных эффузивов и их туфов, а также близких им по составу осадочных пород таково, что до сих пор не найдено достаточно надежных геохимических критериев, позволяющих во всех случаях разделять амфиболиты на пара- и ортопороды.

Самая совершенная геохимическая классификация, построенная с учетом всех процессов распределения вещества при осадконакоплении и вулканическом процессе, дает возможность выделить три группы пород: породы заведомо первичноосадочные, породы заведомо вулканогенные и породы неопределенного генезиса, которые с равной вероятностью могут быть отнесены к первой или второй группе (Сидоренко и др., 1968). Сократить это "поле неопределенностей" дает возможность изучение циркона амфиболитов (Кухаренко, 1961; Савельев, Шулешко, 1971; Савельев и др., 1974; Хильтова, Савельев, 1972; и др.). Разделение амфиболитов на пара- и ортопороды основано на том, что циркон не является характерным акцессорным минералом средних, основных и ультраосновных пород (как интрузивных, так и излившихся). В работе Г.К.Гераничевой и Ю.Б.Марина (1968) приведена таблица, в которой сведены данные по содержанию циркона и циркония в разных типах магматических пород и из которой следует, что по мере повышения основности пород количество циркона (но не циркония) уменьшается до нуля в ультраосновных разностях. Если циркон в основных и ультраосновных вулканитах и встречается, то в очень малых количествах, тогда в подавляющем большинстве случаев он либо идиоморфен, либо округлые зерна его носят следы частичного растворения (Агафонова, 1961; Надеждина, 1961). Метаэффузивы содержат и зерна явно окатанного циркона (Гоньшакова, 1961), который вероятно, попадает в эффузивы при ассимиляции магмой осадочных пород.

Породы осадочные, за счет которых могут образоваться амфиболиты (различные глины, мергели, некоторые типы песчаников), в большинстве случаев содержат циркон, легко обнаруживаемый в шлифах. Исключение составляют некоторые глины, в которых циркон редок, но и здесь он всегда может быть обнаружен в протоловке

весом 10–15 кг (Шулешко и др., 1974). В бирюсинской серии архея Восточного Саяна, имеющей весьма сложную тектоническую структуру и многоэтапный метаморфизм, амфиболиты широко распространены, и слои их появляются в разных породных ассоциациях. Амфиболиты переслаиваются с мраморами и образуют в мраморах маломощные (до 0,5 см) линзы. Гранатовые амфиболиты мощностью до 1 м переслаиваются с высокоглиноземистыми гнейсами. Пироксеносодержащие амфиболиты также встречены среди высокоглиноземистых гнейсов в виде слоев мощностью от 1 до 4 м. Также присутствуют амфиболиты, которые среди биотитовых сланцев и гнейсов образуют слои, сильно варьирующие по мощности. И, наконец, имеются относительно мощные слои (2–10 м) очень однородных амфиболитов, расположенных без видимой закономерности среди гнейсов и сланцев серии. Все разновидности амфиболитов, кроме последней, содержат большое количество детритового циркона различной крупности; в последней амфиболиты полностью лишены цирконов и по ряду петрологических особенностей могут быть отнесены к ортопородам.

Разделение амфиболитов по наличию или отсутствию детритовых цирконов привлекает своей простотой. Оно может быть проведено во всех зонах метаморфизма независимо от тех вторичных изменений, которые испытали породы и которые столь затрудняют химическую идентификацию. Пределы применения этого метода чрезвычайно широки и ограничиваются пределами устойчивости детритовых акцессорных минералов. Ошибки при отнесении изучаемых пород к той или иной группе возможны, по-видимому, в двух случаях: если исходным материалом для амфиболита послужила какая-либо хемогенная или биогенная порода (теоретически такой случай возможен, но известных данных пока нет) или если метаморфизму подвергся песчаник (гравелит, конгломерат), состоящий только из обломков вулканогенных или интрузивных пород соответствующего состава.

В метаморфических комплексах изучение детритовых акцессориев позволяет различать кварциты, возникшие за счет метаморфизма кварцевых песков, от кварцитов, образовавшихся за счет хемогенных или органогенных кремнистых осадков. Здесь также большую роль играет текстурный анализ, и приуроченность слоя кварцита к определенной части элементарного цикла обычно служит надежным основанием для установления литологического типа исходного осадка. Если текстурный анализ по каким-либо причинам нельзя использовать, то отнесение кварцитов к той или иной генетической группе может быть произведено с помощью детритовых акцессорных минералов. Чаще всего такие работы связаны с изучением обломочных цирконов. Хемогенные и органогенные кремнистые породы полностью лишены обломочных акцессориев, а метаморфизованные кварцевые пески всегда содержат их в большом количестве.

В качестве примера можно сопоставить графитистые кварциты дербинской свиты среднего протерозоя (Восточный Саян) и внешне

очень похожие графитистые и углистые кварциты вачской свиты верхнего протерозоя Северо-Байкальского нагорья. Кварциты дербинской свиты — хемогенные или хемогенно-органогенные образования, сохранившие в некоторых пластах тончайшую слоистость, свойственную этим отложениям (Савельев, 1966). Анализ серии шлихов из искусственных протолочек показал полное отсутствие в них обломочных аксессуариев. Кварциты же вачской свиты обогащены хорошо отсортированным явно обломочным цирконом (до 0,1 мм длиной) и являются кварцевыми метапесчаниками. В них сохраняются реликты псаммитовых структур.

Выделять среди кварцитов группу первично терригенных кварцевых пород по обломочным аксессуариям возможно почти во всех зонах метаморфизма. Ошибки при этом возникают в редких случаях: если, например, детритовые аксессуарии поступают в область биогенного и хемогенного накопления кремнистых осадков вместе с терригенной примесью, то кварциты, возникшие за счет этих осадков, могут быть приняты за первично терригенные образования. Возможность ошибки удастся уменьшить изучением текстур таких кварцитов. Примесь кластического материала среди фоновых осадков очень редко бывает рассеяна равномерно во всей их толще. Чаще всего она концентрируется в изолированных слоях или же обогащает определенные горизонты. Наличие такой примеси даже в интенсивно метаморфизованных кварцитах легко установить методами текстурного анализа, благодаря тому, что терригенная примесь почти никогда не имеет чисто кварцевого состава и, следовательно, при метаморфизме этого материала возникнет определенный комплекс метаморфических минералов, в котором состав и характер послойного изменения дают обычно ясное представление о масштабах привноса кластического материала. Если же примесь эта имеет чисто кварцевый состав, то и ее наличие почти всегда можно установить при изучении текстур кварцитов. Поэтому наличие некоторого количества терригенного материала в биогенных или хемогенных кремнистых осадках не препятствует, как правило, определению генезиса этих образований после метаморфизма.

Ошибка при разделении кварцитов по обломочным аксессуариям также возможна, если кварцевые пески, послужившие исходным материалом для кварцитов, возникли за счет размыва хемогенных или органогенных кремнистых пород и, следовательно, не содержат обломочных аксессуариев. В Восточном Саяне на р. Кинзелюк в отложениях каменной свиты среднего протерозоя встречены слои графитистых пиритсодержащих кварцитов мощностью не более 20 см, которые располагались среди серых среднезернистых и тонкослоистых графитовых мраморов и кальцифиров. Внимательное изучение текстур и микроструктур пород показало, что мраморы и кальцифиры являются здесь метаморфизованными калькаренидами и сохранили во многих слоях очень четкую косую слоистость и знаки ряби. В кварцитах обнаружены blastopсаммитовая структура, но полное отсутствие детритовых цирконов. Метаморфизм пород этого участка

относится к эпидот-амфиболитовой фации. Очевидно, что при более высоком метаморфизме, когда перекристаллизацией были бы уничтожены последние следы псаммитовых структур, кварциты вполне могли бы быть сопоставимы по генезису с хемогенно-биогенными кварцитами нижележащей дербинской свиты. Однако случаи, подобные описанному, в реальных ситуациях встречаются достаточно редко.

Остановимся на характеристике возможностей акцессорного метода при гранулометрических реконструкциях. Размер акцессорных минералов и степень сортировки их в осадке находятся в закономерной связи с размером (Чайка, 1962) и степенью сортировки зерен породообразующих минералов и обломков пород, слагаемых этими минералами (Межеловский, Савельев, 1966; Савельев, Шулешко, 1971; Савельев и др., 1974). Захоронение зерен акцессорных минералов в осадке происходит совместно с равными по весу и пропорциональными по размеру обломками петрогенных минералов, поэтому в любой слоистой толще в каждой гранулометрической разновидности пород содержатся детритовые акцессорные минералы определенной размерности. При этом в породах, сложенных хорошо отсортированными обломками, теоретически должна наблюдаться хорошая сортировки акцессорных минералов, а в породах, сложенных несортированным материалом, — плохая. Изучение слабоизмененных песчаников и алевролитов подтвердило это предположение (Савельев, Шулешко, 1971). В связи с этим представляется реальная возможность при изучении размерности детритовых акцессориев и их сортировке определять размерность обломочного материала и сортировку его в тех первично кластических метаморфических породах, которые полностью утратили структуры обломочных пород.

Этот метод привлекателен тем, что позволяет получать данные о гранулометрии исходных осадков для пород из любых зон метаморфизма, однако основным недостатком его является то, что зерна обломочных акцессорных минералов в любой области размыва имеют свои гранулометрические максимумы и ограничены по размерам, поэтому они очень неравномерно распределяются в осадках различных гранулометрических классов области седиментации. Максимальное количество детритовых акцессорных минералов из пород разных районов получается из фракции 0,25 мм; в более крупных и более мелких фракциях количество этих минералов обычно резко убывает. Отсутствие в области размыва акцессорных минералов, пропорциональных размеру песчинок средне- и крупнозернистых песчаников, может привести к тому, что такие песчаники будут либо полностью лишены обломочных акцессориев, либо будут содержать только мелкие акцессории, поступившие в осадок вместе с алевритовым или глинистым цементом песчаников.

Это может послужить источником ошибок при гранулометрических реконструкциях, особенно, если объектом изучения являются гнейсовые толщи со слабо выраженными реликтивными седиментационными текстурами. Изучение обломочных цирконов в элементар-

ных циклах среднепротерозойских отложений Восточного Саяна показало, что в разных частях циклов они содержатся в разных количествах. Максимально количество их заключено в метаалевролитах значительно меньше — в тонкозернистых метапесчаниках и метапелитах. Максимальные размеры цирконов — 0,12 мм по длинной оси. Переходный коэффициент, позволяющий реконструировать преобладающий размер обломочной фракции, равен 1,7 (Савельев, Шулешко, 1971); поэтому в данном районе гранулометрические реконструкции возможны только для тех пород, размер обломочных частиц которых до метаморфизма не превышал 0,2 мм. Действительно, биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы основания циклов или совсем не содержат обломочных цирконов или содержат очень мелкие цирконы, поступающие в осадок с алевролит-глинистым цементом, или имеют цирконы двух гранулометрических групп. Аналогичная картина наблюдается в породах ладожской серии Южной Карелии, где даже в грубозернистых метапесчаниках из основания циклов (которые в этом районе часто сохраняют обломочные структуры и в зоне амфиболитовой фации) максимальный размер обломочных цирконов не превышает 0,3 мм (Шулешко, Савельев, 1974).

Детритовые акцессорные минералы в метапелитах присутствуют не всегда, а в некоторых случаях обломочные акцессории, извлекаемые из метапелитов, значительно крупнее, чем можно было бы предполагать, исходя из преобладающего размера глинистых частиц исходного осадка. Это зависит, по всей вероятности, не только от наличия или отсутствия тонкозернистых устойчивых минералов в породах областей размыва и генетического типа глин, но, в известной степени — от веса и способа обработки проб. Элювиальные глины, не испытавшие переотложения, сохраняют устойчивые акцессорные минералы материнских пород, которые могут иметь такие размеры, какие в водных осадках характерны для песчаников. Переотложенные элювиальные глины, если расстояние переноса было незначительным, также сохраняют полностью или частично крупные зерна устойчивых акцессорных минералов материнских пород, причем и в первом и во втором случаях большинство устойчивых минералов сохраняет форму, присущую им в материнских породах. Таковы метаморфизованные пелиты пурпольской свиты, залегающей на коре выветривания нижнего протерозоя в Патомском нагорье (Головенко, 1974), некоторые высокоглиноземистые гнейсы архея из бассейна р. Китой в Восточном Саяне и др. Они содержат обломочные цирконы и рутилы размером обычно более 0,05 мм, которые, таким образом, должны быть характерны не для пелитов, а для алевролитов.

По-видимому, все пелиты (прибрежно-морские, дельтовые и другие), накапливающиеся вблизи берега в крупных бассейнах, должны содержать широкий набор очень мелких детритовых акцессориев, а лагунные, шельфовые и некоторые озерные пелиты могут быть полностью лишены их. Сказанное является пока только предположением, так как в настоящее время материал по акцессорным

минералам пелитов (особенно мелким) еще весьма ограничен. Несомненно, однако, что обе группы пелитов (содержащие и не содержащие мелкие детритовые акцессории) достаточно широко распространены в различных осадочно-метаморфических комплексах. Так, метапелиты протерозоя Восточного Саяна, представленные амфиболовыми, амфибол-биотитовыми и биотит-гранатовыми сланцами и гнейсами, повсеместно содержат детритовый циркон (и, возможно, монацит), размер зерен которого не превышает 0,005 мм. Цирконы эти в большом количестве могли быть обнаружены в шлифах из метапелитов. В то же время пистомезитовые метапелиты бодайбинской серии верхнего протерозоя, представленные в зоне амфиболитовой фации биотитовыми сланцами и гранат-биотитовыми гнейсами, практически полностью лишены детритовых акцессорных минералов.

Выводы о размерах и наличии детритовых акцессорных минералов в метапелитах в большой мере зависят от способа изучения акцессориев. Если анализировать шлихи из искусственных протолочек, полученные по методам А. Полдерваарта (Poldervaart, 1955) или В.В. Ляховича (1966), то мельчайшие детритовые акцессории, которые являются характерными для глин, получить не удается: они теряются при отмывке. Не случайно А. Полдерваарт называл характерными размеры цирконов из глин 0,04–0,06 мм, т.е. такие зерна, какие, по-видимому, попадают в глины с алевритовой или песчаной примесью. Вместе с тем эти размеры являются наименьшими из тех, которые могут быть обнаружены при обычном способе обработки шлиха. Предложенные нами (Савельев, Шулешко, 1971) использование горячей воды при отмывке шлиха или разделение дробленной пробы без отмывки в тяжелых жидкостях несколько увеличивают выход наиболее тонких фракций, но и эта методика не исключает ошибку при работе с метапелитами. Шлифы, изготовленные параллельно слоистости, позволяют обнаружить наиболее мелкие зерна акцессорных минералов, но небольшая площадь шлифа затрудняет нахождение таких минералов в случае их малого содержания в породе.

Изучение шлихов из протолочек весом 10–20 кг тех же буропшатовых метапелитов бодайбинской серии дало возможность обнаружить в них единичные относительно крупные детритовые зерна циркона и рутила размером до 0,08 мм, вероятно, попавшие в глины также в составе незначительной алеврит-песчаной примеси. В полностью перекристаллизованных первично глинистых породах установить наличие такой примеси практически невозможно, в связи с чем увеличивается возможность ошибки; поэтому глубоко метаморфизованные глины при отсутствии четкого текстурного контроля с помощью такого способа литологических реконструкций можно отнести к группе алевритовых или даже песчаных пород.

Таким образом, метод реконструкции гранулометрического состава осадочно-метаморфических пород дает наилучшие результаты, если объектом изучения являются метаморфизованные алевролиты,

тонкозернистые песчаники и глины, содержащие большое количество детритовых аксессуариев. В более крупнозернистых породах объективность выводов резко снижается. Метапелиты, не содержащие характерных для них мелких детритовых аксессуариев, в некоторых случаях принимаются за метаалевролиты или метапесчаники.

Удлиненные зерна детритовых аксессуариев обладают способностью сохранять в метаморфических породах те ориентировки, которые они приобрели, захороняясь в осадке. Реликтовые осадочные ориентировки обломочных цирконов и рутилов обнаружены в очень сильно измененных породах — в гнейсах из высокотемпературной части амфиболитовой фации, которые имели четкие тектонитовые структуры (Савельев и др., 1971). Возможность определять направление перемещения (или, точнее, азимут направления перемещения) в метаморфических породах весьма привлекательна. Однако широкому развитию такого рода исследований препятствует полное отсутствие данных об ориентировке аксессуарных минералов в осадках и осадочных породах, что вполне естественно, так как необходимость в таких работах до сих пор не возникла. Предварительное изучение ориентировок удлиненных зерен породообразующих минералов и цирконов неизмененных алевролитов и песчаников показало, что цирконы всегда совпадают в своей ориентировке с ориентировкой обломков породообразующих минералов только в алевритовых породах. В песчаниках цирконы, размеры которых пропорциональны среднему размеру песчаных зерен, могут располагаться как параллельно, так и перпендикулярно ориентировке зерен породообразующих минералов. При этом совпадающие и несовпадающие ориентировки часто появляются в контактирующих друг с другом слоях. Поэтому широкое изучение ориентировки детритовых аксессуариев в метаморфических породах для решения задач палеогеографии будет возможно после установления закономерностей ориентировки аксессуарных минералов в осадках различного гранулометрического состава.

АНАЛИЗ МОЩНОСТЕЙ

В осадочно-метаморфических комплексах анализ мощностей для целей фациального анализа обычно не применяется или же используется весьма ограниченно при исследованиях слабо дислоцированных платформенных и субплатформенных отложений (Соколов и др., 1970; Галдобина и др., 1971). Тщательный учет мощностей интенсивно дислоцированных и метаморфизованных отложений подвижных зон в масштабе отдельных горизонтов, пачек, свит, даже толщ и комплексов возможен далеко не всегда. Трудно провести какую-либо определенную границу использования метода анализа мощностей. Пределы его применения зависят от нескольких причин, в первую очередь от степени дислоцированности отложений. Если в слабо дислоцированных метаморфических толщах еще допускается прослеживание определенных горизонтов на площади и получение достаточно

надежных выводов об их площадной изменчивости, то в интенсивно дислоцированных отложениях такой анализ практически невозможен. Сложность тектонической структуры осадочно-метаморфических комплексов определяет необходимость изучения характера и порядка складок, масштабов перераспределения вещества при складчатости, количества разломов и величин смещения по ним — все это требуется проделать до изучения мощностей на площади.

Многое зависит и от литологического состава отложений. Пестрые по составу толщи, обладающие хорошо выраженной циклическостью и характерными маркирующими горизонтами, позволяют провести серию наблюдений, необходимых для расшифровки складчатых и дизъюнктивных нарушений, а также для получения данных об изменении мощности определенных стратиграфических единиц на площади даже в зонах глубокого метаморфизма (Леонтьев, 1971; Завалишин, 1957; и др.). Может оказаться, что разрезы монотонных по составу метаморфических толщ составлены не вкрест простирания слоистости, а вкрест простирания осевых плоскостей серии изоклинальных складок, тогда как истинное простирание слоистости может быть ориентировано косо по отношению к направлению разрезов или даже совпадать с ним (Черноморский, 1974). Для таких образований любой анализ мощностей невозможен.

Представим себе, что сложные дислокации толщи полностью расшифрованы, установлен порядок напластования в разных частях региона, прослежены маркирующие горизонты, т.е. закончена работа, потребовавшая огромных усилий. Казалось бы, что теперь можно приступить к анализу мощностей и изменчивости фациальных типов отложений. И тут сразу же во всей своей сложности возникает проблема выделения фаций в осадочно-метаморфических толщах. В метаморфических комплексах фанерозоя и позднего докембрия некоторых районов иногда удается выделить в разрезе характерные генетические типы отложений по литологическим признакам или группам фаунистических и флористических осадков. Но прослеживание их на площади, особенно в зонах фациальных переходов, чрезвычайно сложно, так как неполнота и неравномерность сохранности органических остатков и характерных литологических признаков метаморфизованных осадков заставляют в каждом случае искать дополнительные признаки отличия фациального перехода от тектонического нарушения. Еще сложнее анализировать немые метаморфические толщи, где фацию удается выделить только в исключительных случаях. Переход же осадков одного фациального типа в другой, особенно от хемогенных к кластогенным, является непреодолимым препятствием для анализа мощностей в связи с полной несопоставимостью разнофациальных отложений.

Все это приводит к тому, что в осадочно-метаморфических толщах анализ мощностей проводится в лучшем случае для характерных литологических горизонтов без выделения в них отдельных фациальных типов отложений. Но даже такой анализ ограничивается пределами конкретных палеофациальных зон. Можно сказать,

например, что в каком-либо районе мощность пачки высокоглиноземистых гнейсов или сланцев (метапелитов) уменьшается к северу вплоть до полного исчезновения и что далее распространена толща биотитовых гнейсов (метапесчаников). Однако, что это за песчаники, какой их части соответствует столь характерный горизонт метапелитов и каков характер фациального перехода, — эти вопросы остаются без ответа.

Часто анализ мощностей проводится для свит или даже комплексов. Он, естественно, менее сложен, но результаты его столь же неопределенны из-за того, что величины мощностей, являющиеся исходными данными для такого рода анализа, определяются во многих случаях субъективно. Такие работы, в сущности, относятся уже к области формационного анализа.

АНАЛИЗ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА

Изучение химического состава осадочно-метаморфических образований получило в последнее время весьма широкий размах. Химический состав измененных осадочных пород используется для установления литологических типов исходных осадков, условий их образования, изменчивости во времени и на площади. Применение литолого-геохимических методов изучения позволяет выявить закономерности выветривания и седиментации в древнейшие эпохи развития земной коры, установить эволюцию условий, в которых протекали эти процессы, определить закономерности осадочной дифференциации вещества, металлогеническую специализацию осадочно-метаморфических комплексов. Решение всех этих интересных и важных задач возможно, если исходить из принципа изохимичности регионального метаморфизма. Гипотеза о том, что химический состав пород при метаморфизме существенно не изменяется, за исключением удаления некоторого количества воды и летучих компонентов, приобретает все большее число сторонников (Винклер, 1969; Предовский, 1970; Семенов, 1967; Сидоренко, 1963; Сидоренко и др., 1968; Хильтова и др., 1969; Chinner, 1967; Engel A. F. J., Engel C. G., 1953; Miyashiro, 1961; Show, 1954; и др.). Однако есть исследователи, которые считают метаморфизм ведущим фактором в изменении химического состава осадочных пород (Коржинский, 1969; Маракушев, 1961; Судовиков, 1964). Решение проблем миграции вещества в областях проявления метаморфизма имеет решающее значение для применения геохимических методов при литолого-формационных исследованиях осадочно-метаморфических комплексов.

Обсуждение проблемы изохимичности (или неизохимичности) будет абстрактным, если не определить масштаб литологического тела, служащего объектом исследований. Перекристаллизация породы и рост кристаллов метаморфических минералов всегда сопровождаются некоторым перераспределением вещества, поэтому для сосед-

них участков внутри слоя метаморфизм является неизохимическим. Тонкие и тончайшие слойки, заключенные в породе иного состава (например, слойки глины в известняке), испытывают при метаморфизме преобразования, нарушающие их исходный состав, явно связанный с процессом привноса-выноса вещества (Захаревич и др., 1972). В то же время более мощные литологические горизонты этой же толщи могут полностью сохранять свой средний состав даже в условиях высокотемпературного метаморфизма.

Учитывая наиболее распространенные способы литологических и палеогеографических реконструкций, эту проблему следует решать на определенных объектах - в пестрых по составу породах в масштабе слоя, в монотонных - в масштабе однородного по составу слоя, пласта, горизонта и даже толщи, т.е. однородного по составу геологического тела любой мощности. Минимальная мощность его не должна быть близкой мощности псевдослоев, созданных продуктами межслоевых реакций, характерных для данной толщи в определенных условиях метаморфизма.

Все выводы о миграции вещества базируются в основном на поведении петрогенных элементов; изохимический метаморфизм может сопровождаться выносом летучих компонентов и воды.

Для оценки масштабов изменения первичного химического состава пород при метаморфизме используются следующие методы: 1 - литологические исследования, направленные на выявление степени изменения первичноосадочных текстур в метаморфических породах при биметасоматических реакциях и возникновении метаморфической полосчатости; 2 - корреляционный анализ, основанный на выявлении седиментационных корреляционных связей между элементами в метаморфических породах; 3 - метод прямого сравнения составов метаморфических пород с их предполагаемыми осадочными аналогами; 4 - сопоставление составов пород (средних составов или состава одного литологического горизонта) одной и той же пачки (слоя) в разных зонах метаморфизма; 5 - парагенетический анализ, позволяющий установить степень закрытости системы при метаморфизме. Однако, несмотря на обилие методов, каждый из них в отдельности может дать лишь частичное решение вопроса.

Изменение первичноосадочных текстур в метаморфических породах при биметасоматических реакциях и возникновении метаморфической полосчатости за счет привноса определенных минеральных компонентов могут быть зафиксированы только в толщах контрастного строения, сильно дифференцированных при седиментации. Нарушение закономерных осадочных парагенезисов продуктами межслоевых реакций или иными метаморфогенными псевдослоистыми образованиями в этом случае почти всегда легко обнаружить. Что же касается монотонных по составу толщ или таких, у которых состав чередующихся слоев имеет незначительные химические различия (например, толща мраморов со слоями кальцифиров), то в этом случае определить масштаб привноса или выноса каких-либо минеральных компонентов практически невозможно вследствие близости

химических потенциалов петрогенных элементов. В резко неоднородных по составу толщах (например, в толще переслаивания песчаников, пелитов и известняков) миграция вещества при метаморфизме выразится в появлении продуктов межслоевых реакций (а в замках складок — секущих псевдоосадочных слоев), масштаб которых будет определяться степенью контрастности состава контактирующих слоев, их мощностью, условиями температуры и давления, продолжительностью процесса метаморфизма и интенсивностью фильтрации растворов вдоль слоистости (Глебовицкий и др., 1975).

Особо следует обратить внимание на последний фактор. Действительно, если флюид поступает в гетерогенную толщу, то, согласно принципу взаимного усиления оснований или кислот (Коржинский, 1957) при заданных внешними условиями концентрациях компонентов, активность сильных кислот будет увеличиваться в кислой среде, что увеличивает разность химических потенциалов этих компонентов в контактирующих слоях. Это усиливает масштабы диффузии в направлении, поперечном слоистости, и мощность биметасоматических изменений. В региональном масштабе степень трансформации первичноосадочных текстур в результате биметасоматических реакций при прочих равных условиях определяется направлением движения фронта теплового потока по отношению к региональной тектонической структуре. В том случае, когда изограды метаморфизма под большим углом секут слоистость, а миграция флюида в направлении, обратном температурному градиенту, происходит по слоистости, создаются наиболее благоприятные условия для проявления межслоевых реакций и возникновения вторичной минерализации вдоль трещиноватости, ориентированной по направлению движения флюида; масштабы общих изменений состава осадков и степень изменения первичных текстур оказываются здесь взаимосвязанными.

Изучение биметасоматических реакций на контактах разнородных сред и перераспределения вещества при формировании псевдоосадочных текстур важно не только для исследования продолжительности метаморфических процессов, выявления критериев отличия псевдоосадочных слоистых текстур от истинных и уточнения условий седиментации, но и для оценки степени изменения общего состава толщ при метаморфизме.

Корреляционный анализ и прямое сравнение составов метаморфических пород с их осадочными аналогами нередко дают хорошие результаты в определении первичной природы метаморфических пород и условий образования исходных осадков, если они сочетаются с литолого-палеогеографическими исследованиями. Ограниченность этих методов заключается в появлении неизбежной ошибки, если исходные осадки были сложены обломками более древних осадочных пород, а также в невозможности установить изменения в составе древних осадков, которые связаны с общей эволюцией процессов седиментации. Корреляционный анализ не всегда может быть использован для определения условий образования исходных осадков,

если объектом изучения являются метаморфические породы. При исследованиях сохранности корреляционных связей в разных зонах регионального метаморфизма установлено, что от зеленосланцевой фации к амфиболитовой происходит изменение групп элементов как с положительными, так и с отрицательными корреляционными связями.

Метод прямого сравнения составов базируется на том утверждении, что химические составы основных литологических групп пород не испытывают заметной эволюции за время существования осадочной оболочки Земли. Этот метод не позволяет установить наличие метаморфогенной миграции элементов, масштабы которой не выходят на диаграммах за пределы поля составов, характерного для данного литологического типа пород (Глебовицкий и др., 1975).

Сравнение составов пород одной и той же толщи (пачки, слоя) из разных зон метаморфизма позволяет решить вопрос об изохимичности процесса метаморфизма в районе. Вместе с тем, если изменение состава пород происходит от зоны к зоне, причина такого изменения этим методом не устанавливается. Такая неоднородность состава может быть связана с процессами перераспределения вещества при метаморфизме или с первичной седиментационной неоднородностью осадочных пород, которая, в свою очередь, связана либо с осадочной фациальной зональностью, либо с диагенетическими изменениями химического состава осадка. Седиментационная неоднородность содержания малых, а иногда и породообразующих элементов в осадочных породах, а также изменения состава, часто испытываемые осадком в стадию диагенеза, вполне сопоставимы по величине с неоднородностями состава, которые описываются как результат миграции вещества при метаморфизме или даже превосходят эти величины (Бадалов, 1972; Ботвинкина, 1959; Брусиловский, 1963; Гирин, 1967; Горяинов, 1972; Страхов, 1963; Страхов и др., 1973). Такие изменения содержания малых и породообразующих элементов в осадках зависят от целого ряда палеогеофизических факторов.

При изучении осадочно-метаморфических комплексов (особенно если они претерпели несколько этапов деформаций) любые палеогеографические данные, даже общего характера, получить всегда сложно, но даже если удалось реконструировать литологический состав исходных осадков, контуры бассейна и направление сноса, в большинстве случаев остается неясной природа изменения состава однотипных и разновозрастных отложений, особенно в зонально-метаморфизованных комплексах.

В этом отношении показательные данные по поведению малых элементов в филлитах Северо-Байкальского нагорья (Хильтова и др., 1972). Здесь содержание ряда малых элементов закономерно изменяется от зоны низкого к зоне высокого метаморфизма: ванадия в пределах 0,005–0,009, хрома – 0,003–0,007, стронция – 0,01–0,05%. Содержание бария имеет два максимума в разных зонах. Изменяется (хотя и незначительно) количество титана и калия.

В данном случае зависимость содержания этих элементов от степени метаморфизма вообще не доказывается, а если сопоставить величины колебания содержаний упомянутых элементов с теми, которые характерны для некоторых современных морских и озерных глин, то можно убедиться, что природа такой неоднородности не может быть установлена однозначно.

При анализе химического состава характерных литологических горизонтов зонально метаморфизованных пород Патомского нагорья (Петров, 1974) наблюдается аналогичная ситуация: однородные литологические горизонты в разных зонах метаморфизма испытывали колебания в содержании Na_2O (от 1,6 до 0,49%), MgO , FeO и Fe_2O_3 , а также кобальта, никеля и других элементов. Однако и здесь наблюдаемые изменения на основе имеющегося материала нельзя уверенно связать ни с метаморфизмом, ни с седиментационными факторами. Не исключено поэтому, что изменение содержания породообразующих и малых элементов, связанное с первичной химической или диагенетической площадной неоднородностью осадков, трактуется как результат воздействия метаморфизма и, наоборот, неоднородность, возникшая в результате миграции элементов при метаморфизме, принимается за площадную неравномерность распределения элементов в исходном осадке.

Анализ минеральных парагенезисов метаморфических пород дает возможность установить характер системы в целом и выделить из числа породообразующих элементов наборы инертных компонентов, химические потенциалы которых не являются факторами равновесия, т.е. не задаются во внешней среде, а зависят от исходного количества их в породе. Такие компоненты не испытывают существенной миграции во время метаморфической перекристаллизации, их перемещение осуществляется лишь в пределах слоя, а установившиеся ранее корреляционные связи между элементами сохраняются и после метаморфических преобразований.

Изучение минеральных парагенезисов метапелитов в различных зонах регионального метаморфизма в районах Северного Приладожья и Бодайбинской горной области показывает, что метаморфизм (в данном случае зональный) осуществлялся в системах, закрытых по отношению ко всем породообразующим компонентам, включая щелочи. Но таким заключениям не рекомендуется придавать универсальное значение. Все литологические и петрологические данные свидетельствуют лишь о том, что в исследованных участках не происходила интенсивная миграция флюидов, которая могла бы обусловить заметные фильтрационные эффекты. Ниже будет показано, что существует принципиальная возможность выделения зон фильтрации растворов, в пределах которых осуществляются коренные метасоматические преобразования и перераспределение их главных компонентов. Необходимо также иметь в виду, что парагенетический анализ дает возможность при благоприятном стечении обстоятельств и достаточно тщательном исследовании доказать изохимичность лишь непосредственно наблюдаемых преобразований, но не позволяет

судить о характере предшествующих изменений пород. Так, рассмотренный зональный метаморфизм в Северном Приладожье и Северо-Байкальском нагорье, действительно протекавший изохимически в больших объемах пород, накладывался на ранее метаморфизованные в зеленосланцевой фации или диагенетически измененные толщи, причем о характере этих преобразований нет никаких объективных данных.

При парагенетическом анализе устанавливаются наборы вполне подвижных компонентов, химические потенциалы которых являются факторами равновесия и определяют содержание этих компонентов в породе (Коржинский, 1957). Изучение метасоматической зональности позволяет выявить ряды подвижности компонентов при конкретных преобразованиях (Коржинский, 1969) и объяснить многие особенности состава осадочно-метаморфических пород. Масштабы изменения первичного состава осадочных пород не связаны прямо с термодинамическими условиями, а зависят от степени развития метасоматоза (во всех фациях), стимулирующегося интенсивной фильтрацией флюидов через толщи, и процессов гранитизации или магматического замещения (в зонах амфиболитовой и гранулитовой фаций). Очевидно, что метасоматоз, связанный с метаморфизмом, наиболее интенсивно развивается в зонах разрывных нарушений и вдоль параллельной осевым плоскостям складок сланцеватости, или, иными словами, в зонах повышенной проницаемости для флюидов. Благоприятным является случай, когда зоны фильтрации пересекают границы разных сред, — это обуславливает резкое изменение геохимического режима минералообразования и создает условия для выщелачивания одних и отложения других компонентов. Известно много примеров метасоматоза, сопровождающего региональный метаморфизм различных термодинамических условий.

Явления кислотного выщелачивания, проявляющиеся закономерно на относительно поздних стадиях регионального метаморфизма, устанавливаются в комплексах разной глубинности и происходят в широких температурных интервалах. Они, например, проявлены в Беломорско-Лапландском поясе (кианит-силлиманитовый тип метаморфизма) и детально изучены в районе Кукас-озера и Нот-озера в Северной Карелии (Московченко, 1971), где в обособленных телах метасоматитов можно наблюдать полную метасоматическую зональность. В более сложных случаях, когда фильтрация растворов осуществлялась по системе параллельных трещин или зон расланцевания, тела метасоматитов нередко сливаются и образуют полосчатый комплекс, внутри которого чередуются разные по составу породы. Каждая из них соответствует одной из зон метасоматической колонки и обладает соответствующим ей составом. Сравнивая их с составами неметаморфизованных осадков на основе диаграммы А. Симонена (Simonen, 1953), можно убедиться, что по крайней мере часть метасоматитов попадает в поле глин или песчаников, часть же не находит себе аналогов среди осадочных образований (Глебовицкий и др., 1975).

Вместо диаграммы А. Симомена может быть взята любая другая диаграмма: П. Ниггли, А.А. Предовского и т.д.; однако и на этих диаграммах, при иных способах пересчета, метасоматиты также частично или полностью попадают в поле осадочных пород, в чем легко убедиться, проведя несложные расчеты. Процессы кислотного выщелачивания и сопряженного с ними магниезиального метасоматоза иногда проявляются в значительных масштабах. Так, в упомянутом выше примере они охватывают площадь около 4 км², причем это только один из многих участков Беломорско-Лапландского пояса, для которого рассматриваемые явления весьма характерны.

В относительно низкотемпературных зонах и при высоких химических потенциалах калия возникают характерные кварц-мусковитовые сланцы (кварц-мусковитовая фация кислотного выщелачивания), которые часто развиваются в зонах расщепления гранитоидов. Когда эти зоны возникают на границе супракристалльных толщ и гранитов, они становятся сходными с метаморфизованными корами химического выветривания как по своему геологическому положению, так и по составу. Только при тщательном литологическом и петрологическом исследовании эти образования отличаются друг от друга (Разумова, 1972).

Другим ярким примером проявления метасоматоза и метаморфической дифференциации в участках повышенной проницаемости земной коры является вторичное расслоение основных сланцев и габброидов. Это явление изучалось Л.А. Прияткиной в Лапландской зоне глубоких разломов, ширина которой в районе Сальных тундр (Кольский полуостров) достигает 10-15 км, что свидетельствует о больших масштабах проявления этого процесса. Результатом расслоения является формирование полосчатого комплекса пород, часто принимаемого за первично стратифицированные толщи. Характерно чередование клинопироксен-гранатовых (эклогитовых), клинопироксен-гранат-плагноклазовых, двупироксен-гранат-плагноклазовых и почти чисто плагноклазовых псевдослоев (рис. 35), каждый из которых представляет собой одну из зон метасоматоза, протекающего в условиях повышенной активности натрия (Глебовицкий и др., 1975).

Итак, в зонах повышенной проницаемости, где происходит фильтрация флюидов, можно наблюдать изменения состава метаморфических пород и дифференциацию вещества путем диффузии компонентов в направлении, перпендикулярном потоку растворов. Масштабы диффузионного массообмена незначительны по сравнению с привнесением компонентов в зонах фильтрации. В пределах последних при достаточной интенсивности этих процессов возникают вторичные полосчатые (псевдоосадочные) текстуры, морфология которых и способы их отличия от осадочных текстур будут рассмотрены в следующей главе. Процессы регионального метаморфизма приводят к общему изменению состава первичноосадочных комплексов пород, а также к дифференциации вещества внутри них, но эти преобразования происходят не фронтально, а избирательно, приурочиваясь к определенным струк-

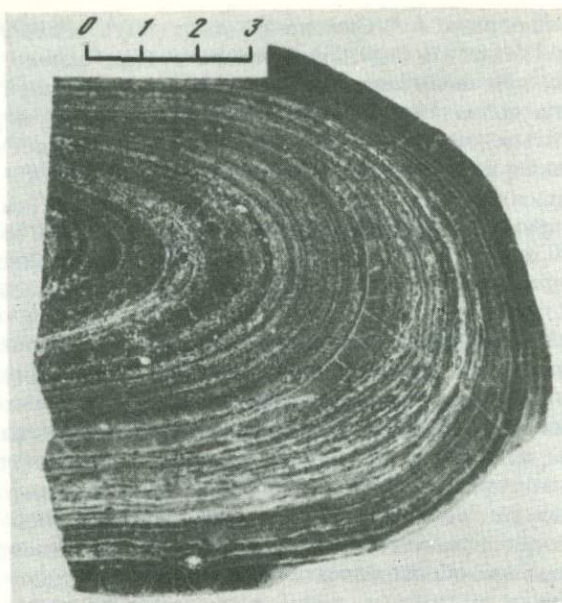


Рис. 35. Пришлифованный образец расслоенного и деформированного габброида из Лапландской зоны глубинных разломов (нижний протерозой, Сальные тундры, Кольский полуостров; из кол. Л.А. Прияткиной)

турам, причем есть возможность оценить масштабы миграции вещества. Условием успешности решения конкретных задач является комплексное применение литологических и петрологических методов исследования. И все же в ряде случаев применение всей совокупности перечисленных методов не дает ответа на вопрос о наличии или отсутствии процессов перераспределения вещества при метаморфизме.

АНАЛИЗ ОРГАНИЧЕСКИХ ОСТАТКОВ

Остатки ископаемых организмов и ископаемых органических соединений не только позволяют определять относительный возраст заключающих их пород, но и являются показателем условий образования осадков. Палеоэкологические наблюдения широко применяются при фациальном анализе фанерозойских отложений. Остатки фауны и флоры дают возможность установить палеосоленость и палеотемпературы бассейна, его глубину, динамику водной среды и многое другое. Метаморфизм отложений фанерозоя приводит, естественно, к уменьшению числа различных органических остатков, а иногда, особенно в глинистых породах, полностью их уничтожает, но раз-

работанные приемы изучения ископаемой органики для целей фациального анализа в сущности одни и те же для измененных и неизмененных осадков.

В докембрийских осадочных толщах форменные органические макроостатки фауны встречаются исключительно редко и преимущественно в верхах докембрийского разреза. В раннедокембрийских отложениях находки фауны или следов ее существования единичны. Здесь обычно встречаются только фитопланктон и водорослевые колонии.

Водорослевый фитопланктон является, по-видимому, единственной разновидностью органических остатков, которые могут быть встречены во всем разрезе докембрия (Баргхорн, 1972; Вологдин, 1966; Лопухин и др., 1972). Данных по экологии докембрийской флоры пока еще исключительно мало, а фауна, кроме того, еще и плохо изучена. Поэтому роль палеонтологического метода при фациальных и формационных реконструкциях в древних толщах в настоящее время невелика.

В связи с этим необходимо более детально разобрать проблемы изучения докембрийской органики и потенциальные возможности палеонтологического метода применительно к древним осадочным и осадочно-метаморфическим комплексам.

Органические остатки и органические соединения заведомо биогенного происхождения обнаружены сейчас во всех подразделениях докембрия, начиная с архея. В.И. Вернадский первым указал на то, что никогда не было геологических эпох, лишенных жизни, и ввел понятие о биологической константе. По его мнению, количество биомассы было постоянным во все времена развития стратисферы. "На земной поверхности, — писал он, — нет химической силы, более постоянно действующей, а поэтому и более могущественной по своим конечным последствиям, чем живые организмы, взятые в целом. И так длилось в течение всей геологической истории" (Вернадский, 1960, с. 241). Если это положение справедливо, то, следовательно, накопление осадочного материала, начиная с самых ранних моментов формирования осадочного покрова, проходило при активном участии органических соединений, наложивших свой отпечаток на процессы выветривания, литологический тип осадков и диагенетические реакции.

Возникновение жизни на Земле (появление первых живых систем — протобионтов) относится к уровню 4,25–3,7 млрд. лет (Соколов, 1972). Первые данные о дивергенции прокариотических организмов отмечены в отложениях серии свазиленд в Южной Африке (3,7–3,4 млрд. лет), где обнаружены остатки одноклеточных водорослей и выделен спорополленин (биополимер, входящий в состав экзины), свидетельствующий о растительной жизни; в серии фиг-три (около 3,2 млрд. лет) описаны нитеобразные бактерии, сине-зеленые водоросли и самые древние строматолиты (Glassner, 1966), а в кварцитах свиты лоррен серии кобальт (2,5–2,13 млрд. лет) найдены червеобразные организмы (Hoffmann, 1967). Начало дивергенции

знаменательно тем, что только с этого момента представляется возможным использование биологических остатков для фациального анализа, так как разделение живого вещества на специализированные биологические группы неизбежно должно было сопровождаться несовпадением "экологических ниш", что создавало условия для захоронения разных групп организмов в осадках различных фациальных типов. По всей вероятности, использование органических остатков докембрийских толщ для фациального анализа в дальнейшем будет наиболее эффективным наряду с методом молекулярной палеонтологии и геохимии. Последний метод наиболее перспективен в зонах глубокого метаморфизма.

Геохимические работы проводятся по двум направлениям. Первое из них — изучение химического состава форменных остатков докембрийской органики. Поскольку метаморфизм и тектонические деформации в конечном итоге приводят не только к уничтожению форменных остатков фауны и флоры, но и к распаду всех сложных органических соединений и превращению органического вещества в графит, наиболее перспективным представляется изучение не самого органического вещества, а того комплекса элементов, который накапливается с органикой и захороняется в осадке. А.П. Виноградов указывает, что химический состав организмов является их видовым признаком (Виноградов, 1935) и что еще в большей степени это относится не к отдельным организмам и различным видам, а к их совокупностям, объединенным общностью условий происхождения и жизни, — к биоценозам и биологическим формациям. А.П. Виноградов отмечал также, что эволюция органического мира приводит к концентрации растениями и животными все более ограниченно-го числа элементов и что в настоящее время, в частности, перестали концентрироваться биологическим путем такие элементы, как алюминий, железо, марганец. Ту же идею развивает и иллюстрирует рядом примеров К.К. Марков (1960). Ссылка на эту же закономерность содержится и в работе У.Д. Келлера (1963), в которой автор подчеркивает, что в ранний период истории Земли древние растения имели большую способность использовать так называемые недоступные ионы.

В породах раннего докембрия Восточного Саяна было проведено сопоставление химических составов двух групп мраморов, содержащих резко различное количество графита органогенного происхождения. При этом появилась возможность выделить группу биофильных элементов, в состав которой вошли медь, марганец, фтор, железо¹, калий, ванадий, рубидий и алюминий. Показательно, что сюда входят алюминий, марганец и, возможно, железо, т.е. те элементы, которые, по мнению А.П. Виноградова, характерны для древних

¹Повышенное содержание железа в графитовых мраморах иногда обуславливается увеличением количества аутигенного пирита в слоях такого состава; другими словами, железо в число биофильных элементов может быть включено лишь условно.

организмов. И. Янда и Е. Шроль (1964), изучавшие графитовые породы фанерозоя, выделяют другие комплексы элементов, поступающих в осадок с органическим веществом. Они считают типичными биофильными элементами ванадий, бор, никель, кобальт, молибден. Графит, образовавшийся из каменного угля, содержит повышенные количества германия, бериллия, бора, циркония, тогда как графит, возникший за счет битумов, содержит ванадий, молибден, никель и кобальт. Такие различия комплексов элементов определяются разным происхождением исходного органического вещества.

Изучение комплексов биофильных элементов перспективно в нескольких отношениях. Во-первых, этого рода работы могут проводиться как в слабо измененных, так и в интенсивно метаморфизованных отложениях (если будет доказан изохимический характер метаморфизма изучаемого объекта). Во-вторых, региональное изучение характерных биофильных комплексов в разрезе докембрия поможет датировать момент появления климатической зональности. В-третьих, выявление комплексов элементов, захороняемых с определенными группами существ, наряду с изучением их экологии окажется важным инструментом для реконструкции условий седиментации исходного материала осадочно-метаморфических комплексов. Работы в этом направлении пока не получили широкого развития, но первые данные комплексного изучения древней органики носят весьма обнадеживающий характер.

Исследователь, изучающий органику в докембрийских толщах, часто сталкивается с наличием остатков водорослей или просто органического вещества в терригенных породах. Чтобы избежать ошибки при фациальных реконструкциях, нужно учитывать, что органика эта могла поступать в осадок из областей размыва.

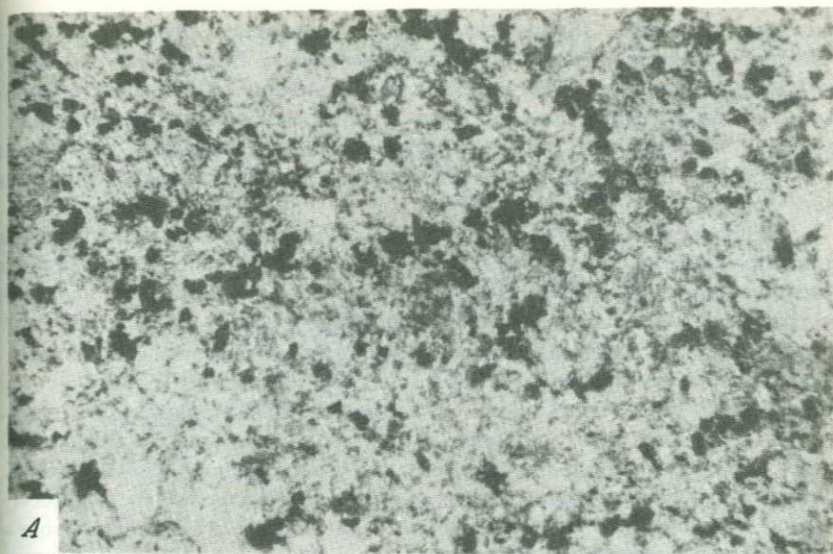
В настоящее время бытует установившаяся точка зрения на условия возникновения жизни — предполагается, что жизнь зародилась в мелководных морских бассейнах и достигла там высокого развития и специализации, прежде чем смогла начать завоевание суши (Опарин, 1957, 1968). Это событие, как считают Л. Беркнер и Л. Маршалл (1964), произошло в силурийское время около 400 млн. лет назад, когда концентрация кислорода в атмосфере достигла 10% современной и Земля получила озоновый экран, защищающий живые организмы на суше от губительного ультрафиолетового излучения. Однако в этой гипотезе существует слабое звено, на которое не принято обращать внимание, — крайняя неустойчивость той среды, которая считается колыбелью жизни. Гипотетические протобионты, возникшие в мелководных морских заливах, должны были обладать чрезвычайной устойчивостью в очень широком диапазоне условий: не разрушаться волнениями, переносить колебания температур при смене дня и ночи, изменения глубины и пересыхание водоема, изменения солености в периоды дождей, изменения химизма воды при вулканических извержениях и, наконец, ультрафиолетовое излучение. Не слишком ли большие требования к простейшим комочкам первичного белка? Гораздо логичнее предположить, что протобионты фор-

мировались в иных, более стабильных, условиях, не зависящих в столь большой степени от изменений погоды, климата и тектонического режима. Такой стабильной средой являются поровые воды рыхлых континентальных осадков.

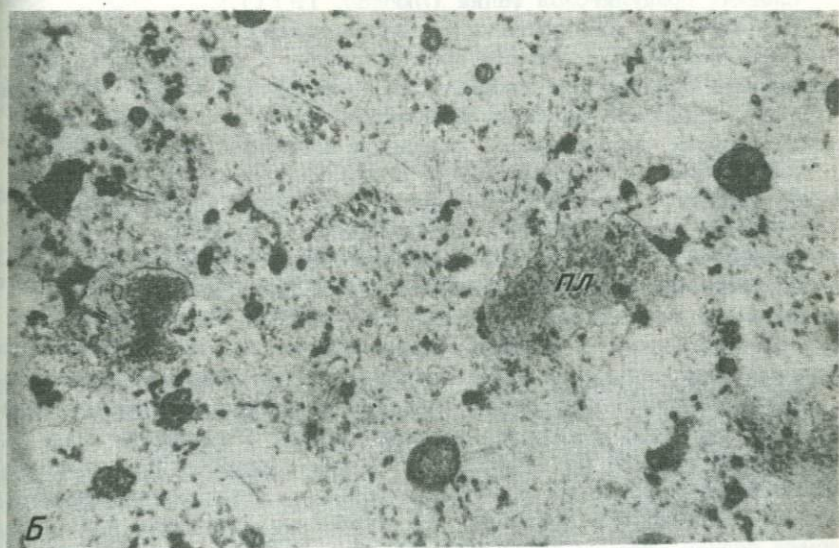
Механизм возникновения простейших живых организмов в наземных отложениях освещают эксперименты по синтезу полимерных соединений под действием мощных ударных волн (Гольданский и др., 1972). Можно предположить, что первые живые системы возникли на суше при ударах метеоритов и затем продолжали эволюционировать в весьма стабильных условиях: при устойчивой температуре, постоянном давлении, очень медленно изменяющемся химизме среды, причем в этом случае для защиты от смертельного ультрафиолетового излучения достаточен был бы очень небольшой слой почвы. При таком способе возникновения жизни первые организмы должны были пройти на суше более или менее длительный путь эволюции, прежде чем начать заселение древних морей и океанов планеты. Если это так, то поиски гипотетических протобионтов следовало бы производить не в водных осадках, а в древнейших палеопочвах и корках выветривания. Академик Л.С. Берг (1944) еще тридцать лет назад выступал с критикой распространенной точки зрения об отсутствии всякой растительности на материках докембрия, приведя целый ряд доводов физико-географического и биологического характера в пользу того, что начиная с архея органический мир должен был охватывать не только море, но и сушу.

Многу были произведены поиски наземной органики в относительно хорошо сохранившихся наземных карбонатных корках (каliche) и корках выветривания доятулийского (досреднепротерозойского) возраста Центральной Карелии. В коре выветривания гранитов частицы органического вещества обнаружены вплоть до глубины 2,0 м от поверхности, а в доломитах каличе, кроме тонкодисперсного органического вещества, достигающего в некоторых участках породы 5%, встречены и форменные органические остатки; различные микрофитофоссилии и фрагменты пленок растительного происхождения (рис. 36). Обломки характерных доломитов наземных карбонатных кор, содержащих органические остатки, встречаются в терригенных породах во всем разрезе ятулия, что является несомненным свидетельством среднепротерозойского возраста этой органики (Савельев, Тимофеев, 1973). Если исходить из предложенной гипотезы образования жизни на суше, то обнаружение наземных организмов среднепротерозойского возраста нельзя считать чем-то исключительным. находка столь древней наземной органики является пока единственной, но это связано с тем, что докембрийские (и особенно раннедокембрийские) коры выветривания и почвенные образования очень редко встречаются в ископаемом состоянии, а также с тем, что поиски следов наземной жизни в докембрии считались и считаются бессмысленными.

Наличие жизни в областях размыва во многих случаях является причиной нахождения органического вещества в докембрийских тер-



А



Б

Рис. 36. Органическое вещество в кварцевом доломите каличе (средний протерозой, Центральная Карелия, Сег-озеро, о-в Маккон-Шари)

А - скопления органического вещества (черное). Фотография шлифа, увел. 20. Б - органическое вещество (черное), остатки синезеленых водорослей (округлые тела) и органические пленки (пл.). Фотография шлифа в отраженном свете, увел. 60

ригенных породах. Такова, по-видимому, природа органики в песчаниках урманской свиты верхнего протерозоя Восточного Саяна, кварцевых песчаников патомской серии протерозоя Северо-Байкальского нагорья и др. Однако в настоящее время еще не разработаны методы, позволяющие отличить переотложенную органику от той, которая могла существовать в областях накопления древних терригенных осадков.

Органические остатки докембрия в редких случаях используются для определения фациальных особенностей древних осадков. Наиболее часто делаются выводы о глубинах бассейна седиментации на основе находок остатков водорослевых колоний, исходя из предположения, что древние фотосинтезирующие организмы, известные в наиболее древних породах докембрия (Hoering, 1962), жили на глубинах, характерных для современных фотосинтезирующих организмов такого же типа. При этом, естественно, допускается, что прозрачность воды древних морей и интенсивность солнечного излучения были идентичны современным. Данных о пределах сохранности водорослевых построек при метаморфизме очень мало, хотя известны случаи находок строматолитовых построек даже в породах, измененных в условиях гранулитовой фации (Любцов, 1971).

При изучении микрофитологических особенностей разреза можно получить данные о солености того бассейна, в котором происходило накопление осадка. Как показали А.В. Ивановская и Б.В. Тимофеев (1971), в разрезе рифея на р. Нижняя Тунгуска в породах, не испытывавших метаморфизма, обеднение комплекса микрофоссилий в качественном и количественном отношении связано с опреснением морского бассейна, а полное их отсутствие наблюдается в тех частях разреза, которые формировались в пресных водах. Несмотря на то, что полученные результаты представляют большой интерес, широкое проведение таких исследований в осадочно-метаморфических комплексах допустимо лишь иногда, когда данные палеофитологического анализа контролируются геохимическими наблюдениями. Это связано с двумя причинами: с неравномерным распределением микрофитофоссилий в пласте и неоднородной сохранностью этих органических остатков в породах разного состава по мере увеличения степени метаморфизма. Изучение микрофитофоссилий из карбонатных пород и метапелитов в районе с секущей метаморфической зональностью показало, что форменные элементы или обломки пленок органического происхождения встречаются во всех зонах метаморфизма. Комплекс микрофитофоссилий в обоих типах пород беден и вместе с тем распространен очень неравномерно, а в карбонатных породах в общем независим от степени метаморфизма. Наилучшая сохранность микрофитофоссилий наблюдалась в карбонатных породах. В пределах полосы выходов свиты известняков максимальное количество определяемых микрофитофоссилий было установлено в зоне биотита, а затем в зоне наивысшего метаморфизма, в мраморах из поля пегматитов. Значительно худшая сохранность органических остатков отмечается в породах свиты филлитов. Здесь

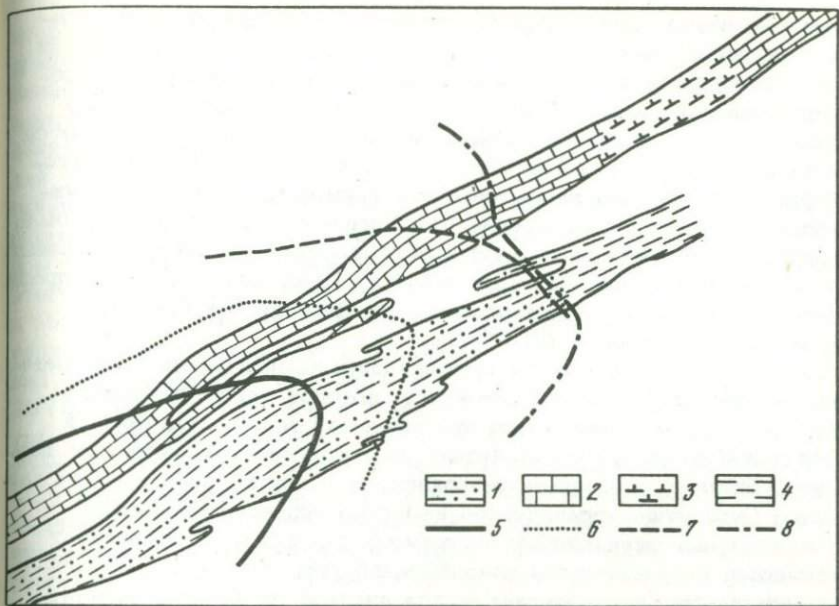


Рис. 37. Сохранность микрофитофоссилий в зонально метаморфизованных отложениях (бодайбинская серия верхнего протерозоя, Северо-Байкальское нагорье)

1 – метапелиты, содержащие определяемые микрофитофоссилии; 2 – кристаллические известняки, содержащие определяемые микрофитофоссилии; 3 – то же, с резко обедненным комплексом микрофитофоссилий; 4 – метапелиты, не содержащие определяемых органических остатков. Изограды: 5 – порфиробластического хлорита, 6 – биотита, 7 – граната, 8 – дистена

уже в зоне биотита резко снижается количество определяемых форм и значительно хуже их сохранность по сравнению с карбонатными породами. В гнейсах и сланцах из зоны амфиболитовой фации удалось выделить только обломки пленок, изменивших свой обычный (желтый, коричневый) для слабоизмененных пород цвет на темно-бурый и черный (рис. 37). В высокотемпературной части этой зоны микрофитофоссилии в метапелитах отсутствуют. Подобная неоднородность сохранности микрофитофоссилий в разных типах пород при метаморфизме может послужить причиной неверных выводов о палеосолености бассейнов седиментации.

Все более широкое развитие получают в последние годы палеобиохимические методы изучения древних осадочных толщ (Барташевич и др., 1973; Беляева, 1973; Калвин и др., 1972; Манская и др., 1964; Неручев и др., 1972; (Dungwort e. a., 1972; Schopf e. a., 1968; и др.). Многие органические соединения выделены не только из осадочных, но и из осадочно-метаморфических пород. Несмотря

на первые интересные результаты, достигнутые при анализе органических соединений древних осадочных пород, метод этот едва ли найдет широкое применение при изучении метаморфических образований, поскольку в связи с ростом степени метаморфизма число органических соединений и количество каждого из них уменьшаются вплоть до полного исчезновения до зоны (или в зоне) амфиболитовой фации. Это можно иллюстрировать примером сохранности аминокислот в карбонатных породах бодайбинской серии, где мною было отобрано шесть проб одного и того же горизонта известняков из разных зон метаморфизма (рис. 38, А см.вклейку). Проанализировать эти пробы любезно согласился Ч.М. Колесников из Лаборатории биохимии Института озероведения АН СССР.

Из карбонатных пород после предварительной очистки было выделено углистое органическое вещество, которое затем тщательно очищалось промыванием бидистиллированной водой, диализом и экстракцией системой органических растворителей, извлекающих порфирины, битумы, свободные аминокислоты и другие органические вещества. Очищенное органическое вещество подверглось последовательному многостадийному кислотному гидролизу, а гидролизат был очищен с применением ионообменной хроматографии. Полученные элюаты служили материалом для анализа их аминокислотного состава. Разделение и идентификация аминокислот проведены с использованием метода тонкослойной хроматографии и с последующей реакцией с раствором нингидрина. В углистом органическом веществе наиболее слабо измененных карбонатных пород установлено наличие 12 аминокислот, известных как структурные элементы белков, и группы неидентифицированных аминокислот. Общее содержание аминокислот быстро снижается по мере увеличения метаморфизма (рис. 38, Б) вплоть до следов в пробах 6 и 7 из поля пегматитов. На графике (рис. 38, В) видно, что число аминокислот и их содержание закономерно снижаются от низкотемпературной зеленосланцевой к амфиболитовой фации. Можно предположить, что иные органические соединения ведут себя подобным же образом.

Поэтому биохимический анализ в настоящее время может быть применен только к неизмененным породам докембрия; использование методов биохимии для метаморфизованных пород при выяснении условий накопления исходных осадков требует предварительных исследований закономерностей в изменениях органических соединений среди пород разного состава при метаморфизме.

АНАЛИЗЫ ФАЦИАЛЬНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ НА ПЛОЩАДИ И КОНКРЕЦИЙ

Анализ фациальных изменений на площади почти полностью неприменим к дислоцированным и метаморфизованным комплексам. Основные препятствия для его использования заключаются в сложности выделения генетических типов отложений, параллелизации детальных разрезов разных районов, отсутствии достаточного для послонной

корреляции количества органических остатков и необходимости предварительной расшифровки складчатой структуры, где восстановление стратиграфической последовательности часто становится невозможным. Реально можно определить лишь взаимное пространственное положение выделяемых комплексов, но этого недостаточно для установления характера фациальных переходов. По-видимому, такие работы возможны только в слабо измененных отложениях платформенного чехла, но и здесь не исключены ошибки, коренным образом меняющие схемы фациальных переходов. Характерным примером этого являются хорошо изученные ятулийские толщи Карелии, где в области бассейновых отложений издавна выделялся характерный горизонт шунгитовых пород, что нашло свое отражение в составлении схем фациальной зональности этих отложений (Соколов и др., 1970). В настоящее время установлено, что имеется не один, а три шунгитовых горизонта, выделяемых на разных стратиграфических уровнях (Галдобина, Михайлюк, 1971); это существенно изменяет бытующие представления о характере фациальных взаимопереходов. Подчеркну при этом, что ятулийские отложения отличаются от иных отложений раннего протерозоя обилием органических микро- и макроостатков, которые тем не менее не дали возможности провести надежную параллелизацию отложений различных фациальных зон. По-видимому, все схемы фациальных переходов, построенные для осадочно-метаморфических толщ, в большинстве случаев допускают альтернативную трактовку.

Анализ конкреций дает возможность получить представление об условиях не столько седиментации, сколько диагенеза, однако использовать их удается и в ином плане. В глубоко измененных породах зон эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций внутренние части конкреций часто являются единственными участками в разрезе, где можно обнаружить реликтовые (характерные для материнских осадков) осадочные текстуры и структуры, которые исчезли под влиянием метаморфизма во вмещающей конкрецию породе. В.И. Муравьев (1971) считает, что этот факт связан с тем, что тело конкреции служит своеобразным экраном, защищающим определенный участок породы от растворов, мигрирующих в толще при ее метаморфизме. Сохранность различных типов конкреций в метаморфических породах неодинакова; закономерности здесь, в сущности, те же, что и у текстур: чем резче разница состава тела конкреции и вмещающей породы, тем лучше она сохраняется при метаморфизме. По-видимому, наиболее хорошо сохраняются известковые конкреции кластических пород. Такого рода образования широко распространены в ладожской серии Южной Карелии (горизонты "шаровых сланцев"), где они обнаружены даже в зоне ультраметаморфизма, в протерозойских толщах Таймыра (Забяка, 1969) и во многих других районах. В зонах амфиболитовой фации известковые конкреции в гнейсах и сланцах могут приобретать вторичную метаморфогенную зональность, которую легко принять за первичную (Савельев, 1972).

Осадочные текстуры, возникшие в процессе отложения осадка и диагенеза, трансформируются на всех стадиях метаморфического преобразования пород под воздействием физико-химических и тектонических процессов. Одновременно с преобразованием первичных текстур в породах возникают вторичные (наложенные) текстуры, причем часто они приспособляются к первичным, искажая или затушевывая их. Некоторые вторичные текстуры морфологически сходны или идентичны первичноосадочным и без специального исследования могут быть приняты за последние (Ботвинкина, 1962, 1965, 1970; Захаревич и др., 1972; Марковский, 1971; Савельев, 1971, 1972; Тернер, 1951; Шрок, 1950; и др.). Опыт работ в различных осадочно-метаморфических сериях докембрия показал, что псевдоосадочные текстуры имеют широкое распространение во всех зонах регионального метаморфизма, поэтому изучение их должно сопутствовать любому литологическому исследованию в областях развития метаморфических парапород. Дж. Тернер (1951, с. 193) пишет: "... часто случается, что реликтовое строение... переживает метаморфизм и дает ценные указания относительно происхождения метаморфической породы. В этой связи ... часто бывает трудно установить в строении породы, что является истинным реликтом и что результатом метаморфизма". Данное высказывание, по-видимому, послужило первым указанием на возможность конвергенции первичных и наложенных признаков пород при метаморфизме. Очень трудно указать границу конвергенции новообразованных и вторичных текстур и структур. Положение ее будет различно в зависимости от характера текстуры или структуры и метода их изучения. Например, в условиях фации зеленых сланцев минерализованный кливаж ранних генераций может быть деформирован в процессе более поздней складчатости вместе со всей толщей. Минерализованные трещины кливажа в этом случае создают псевдоосадочную тонкую слоистость, которая макроскопически вне зон замыкания складок неотличима от первичноосадочной тонкой слоистости, но отличается от нее под микроскопом. Та же псевдоосадочная слоистость ранней генерации в зоне амфиболитовой фации может быть полностью неотличима от осадочной, если рост порфириобластов метаморфических минералов привел к нарушению границ таких слоев (как первичных, так и вторичных).

Псевдоосадочные структуры возникают иногда при катаклазе метаморфических и магматических пород, и образовавшиеся катаклазиты внешне бывают похожи на песчаники, но микроскопическое изучение обычно позволяет доказать их тектоническую природу. Те же катаклазиты, испытавшие хотя бы незначительный метаморфизм, приведший к перекристаллизации тонкораздробленного материала, уже значительно труднее отличить от метапесчаников и метаалевролитов; различить бластопсаммитовую и бластокатаклазитовую структуру часто невозможно даже под микроскопом, потому

что реликты наиболее устойчивых обломков кварца (а иногда и плагиоклаза) выглядят точно так же, как реликты зерен осадочного происхождения. Помочь в этом случае может только изучение формы тела предполагаемого бластокатаклазита на площади, если данное тело является секущим по отношению к структуре нарушенных пород.

Интересный способ доказательства псевдоосадочного характера текстур приводит В.М. Чайка (1962): метаморфическая сланцевая серия уфалейского комплекса Урала представлена тесно перемежающимися слоями слюдисто-гранатовых сланцев и кварцитов. Слои имеют резкие границы, и обычное литологическое изучение не дало возможности доказать первичность или вторичность текстур пород этого комплекса. Решить этот вопрос удалось при изучении размерности зерен циркона: во всех случаях, независимо от состава породы, средний размер их оказался одинаковым, равным 0,08 мм. "Совершенно очевидно, — пишет В.М. Чайка (1962, с. 75), — что если бы прослойки слюды образовались по глинистым прослойкам, а кварциты — по песчаным, мы имели бы дело с реликтовой сланцеватостью (слоистостью? — А. С.). что обязательно сказалось бы в различной размерности циркона — большей в кварцитовых прослойках и меньшей в сланцевых. В нашем случае мы имеем дело с кристаллизационной сланцеватостью".

Трудно перечислить методы, применяющиеся при разделении осадочных и псевдоосадочных образований в метаморфических породах. Первичные и наложенные текстурно-структурные элементы толщи могут быть конвергентными и неконвергентными в зависимости от типа и значимости методов, применяемых для их разделения. Иногда осадочные и псевдоосадочные текстуры и структуры удается различить просто при внимательном просмотре обнажения, иногда для этого требуется дополнительное изучение специально отобранных шлифов (Савельев, 1971), площадное картирование (Казаков, 1960), направленные анализы: микроструктурный (Миллер, 1967), складчатых деформаций (Савельев, 1972), последовательности этапов метаморфизма (Другова, 1971), аксессуарных минералов (Шулешко, Савельев, 1974) и даже региональной тектоники и процессов миграции вещества (Глебовицкий и др., 1973). Однако во всех зонах метаморфизма могут появиться такие вторичные образования, которые невозможно отличить от измененных текстурно-структурных элементов применяемыми в настоящее время методами. Любой текстурно-структурный анализ метаморфических комплексов должен сопровождаться четким разделением осадочных элементов, гомологичных им псевдоосадочных и тех, генезис которых определить не удалось. По-видимому, только при этом условии литологическая характеристика изучаемой метаморфической толщи может считаться объективной.

Условия образования псевдоосадочных текстур. Псевдослоистые текстуры по способу образования делятся на три группы: 1 — возникшие при механических нарушениях слоистости; 2 — возникшие в результате различных химических реакций; 3 — смешан-

ного химико-механического происхождения (Захаревич и др., 1972; Савельев и др., 1974). Псевдослоистость механического происхождения возникает в результате тектонических деформаций слоев и их сочетаний. Псевдоосадочная текстура образуется иногда при деформации первичноосадочной текстуры. При кливажировании тонкослоистой пачки более жесткие слои могут быть разорваны и первоначально отчетливо-слоистая порода станет "слоевой". Точно так же возникает ложная линзовидная слоистость, гомологичная осадочной линзовидно-волнистой слоистости. При формировании мелких дисгармоничных складок тектонического происхождения часто возникают текстуры, которые с большим трудом, только при специальном изучении можно отличить от складок, связанных с подводными оползнями (Миллер, 1967).

Возникновение текстур будинажа и складок продольного расплющивания во многих случаях связано с появлением таких типов деформации, которые принимаются нередко за валики волновой ряби, борозды размыва на поверхности слоев и т.д. (рис. 39). Текстуры, изображенные на этом рисунке, с большим трудом удалось определить как псевдоосадочные, доказав осадочную природу тонкой слоистости, деформированной и иногда разорванной в сводовых частях валиков. Псевдоосадочная косая слоистость формируется при деформации первоначально горизонтальной слоистости (слоистости), образуя текстуры, похожие на разные типы однонаправленной или перекрестной косой слоистости (Савельев, 1971).

Псевдоосадочные текстуры механического происхождения часто появляются при наложении кливажа на осадочные текстуры. Морфологическое разнообразие наложенных текстур такого рода при одном и том же типе деформации определяется не только механическими свойствами породы, в слое которой наложенная текстура появляется, но и мощностью этого слоя, его положением в многослое.

Один и тот же тип деформации в породе одного и того же химического состава проявится различным образом в разных термодинамических условиях. Например, с увеличением степени метаморфизма пластичные глинистые породы становятся компетентными по отношению к карбонатным, т.е. механические текстуры, которые были характерны для одного члена многослоя в неизменных или слабоизмененных породах, переместятся в другие члены многослоя в зонах более высокого метаморфизма. За тонкую горизонтальную слоистость иногда принимается система близко расположенных друг к другу, параллельных напластованию и хорошо выраженных трещин кливажа. Отличить такую наложенную текстуру от осадочной, как и иные созданные кливажом текстуры, обычно удается при просмотре обнажения и всегда — в шлифах (Захаревич и др., 1972). За косую слоистость можно принять систему трещин кливажа межслоевого скольжения. В зависимости от механических свойств, сочетающихся в многослойных породах, либо кливаж избирательно проявляется в наименее пластичном слое, либо угол наклона кливажных

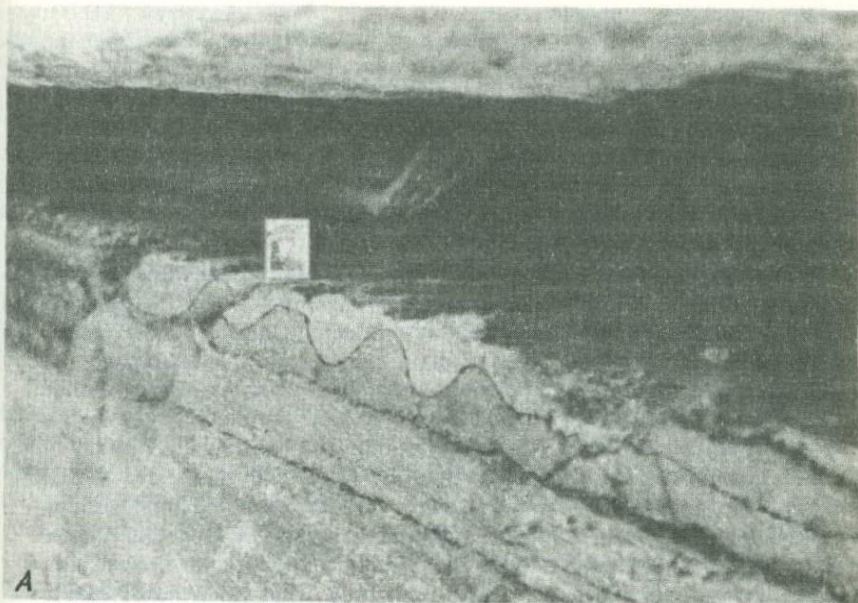


Рис. 39. Псевдоосадочные текстуры в гнейсах (мамская серия раннего протерозоя, Северо-Байкальское нагорье, р-н пос. Усть-Луговка)

А - валики псевдоряби на поверхности слоя (амфибол-биотитовые гнейсы); Б - неровности тектонического происхождения на нижней поверхности слоев, внешне аналогичные слепкам с борозд размыва нижележащего слоя (биотитовые гнейсы)

трещин меняется в разных слоях (Хиллс, 1967; Ажгирей, 1970; Савельев, 1971). При чередовании первично псаммитовых и первично глинистых слоев угол наклона кливажных трещин в тех и других изменяется очень резко. Кливажирование под углом к слоистости в метапесчаниках может перейти (иногда без разрыва сплошности) в послойное смещение в метапелитах. Таким образом возникает целый ряд "косослоистых серий" с различными морфологическими типами "косой слоистости": от ложной диагональной до сильно асимметричной волнистой (Ботвинкина, 1965).

При кливажировании слоев под углом к напластованию на контакте пород различной механической прочности (метапелит – метапесчаник) иногда возникает текстура ложных валиков ряби. Валики эти на поверхности пластичного слоя имеют обычно остроконечные вершинки, а на поверхности жесткого слоя – округлые или плоские, значительно хуже выраженные. Ориентировка валиков такой псевдоряби на отмытой поверхности слоя следует линиям пересечения плоскостей кливажных трещин с плоскостью слоя. Расщепление трещины кливажа создает в этом случае разветвление валиков псевдоряби, столь характерное для многих типов ряби осадочного происхождения, поэтому отпрепарированные слоевые поверхности, покрытые псевдорябью, легко принимаются за поверхности с осадочными знаками ряби. Отличить такие образования от осадочных можно, если исследовать поперечный скол слоя, перпендикулярный трещинам кливажа, однако в некоторых случаях (если кливажные трещины выражены плохо, а смещение по ним невелико) для решения вопроса может потребоваться изготовление полированных образцов или шлифов. Псевдорябь такого типа довольно часто встречается в среднепротерозойских отложениях Центральной Карелии, на островах Сег-озера.

Морфологическое сходство с валиками волновой и ветровой ряби иногда обнаруживают плойки или мелкие складки. Ложная волнистая слоистость возникает в тех слоях, которые были наиболее пластичными в момент деформации (в определенных физико-химических условиях). Такая псевдорябь наиболее характерна для карбонатных пород и метапелитов; это обстоятельство помогает отделить такие образования от истинных или хотя бы поставить под сомнение первоосадочную природу данной текстуры, так как в осадочных карбонатных породах знаки ряби встречаются лишь в относительно редких калькаренитах; слои пелитов (и алевритов) несут на поверхности лишь очень мелкие знаки ряби, обычно исчезающие уже на ранних стадиях перекристаллизации породы.

Кроме того, критерием отличия волнистой слоистости от псевдослоистости тектонического происхождения является несопадение простира́ния валиков ряби и минеральной линейности или сланцеватости. Этот признак бывает и недостоверным, если порода испытала два или больше этапов деформации, так как при этом простира́ние шарниров плек и линейность не всегда совпадают. Отличить ряби от псевдоряби может служить наличие валиков только на од-

ной поверхности слоя. При этом следует учитывать, что некоторые типы складок также возникают только на одной поверхности слоя (Савельев, 1971), и в этом варианте складки отличаются от знаков ряби только по особенностям внутренней текстуры валика: в складке наблюдается постепенное уменьшение изгиба тонких слоев от вершины валика к подошве слоя. Если же дислоцированный слой тонкой слоистости не имеет, отличить такие складки от знаков ряби в тех породах, которые утратили первичные структуры, можно только с помощью микроструктурного анализа (Казаков, 1967). Различное простирание валиков в соседних слоях не является однозначным доказательством их осадочной природы (Савельев, 1971).

Псевдослоистость химического происхождения возникает в породах в результате химических реакций между слоями разного состава. При этом в одних случаях происходит только усиление контрастности первичной слоистости (Судовиков, 1964), а в других — возникновение новых слоев, параллельных осадочным. Химическая дифференциация, в зависимости от вариаций состава контактирующих пород и конкретных термодинамических условий, осуществляется различными путями.

Наибольшее значение для текстурообразования имеют процессы биметасоматоза и дифференциации по конкреционному принципу (Escola, 1932). Мощность и состав слоев метасоматического происхождения, осложняющих картину осадочного переслаивания, определяются особенностями литологического строения и состава метаморфизируемых толщ, а также конкретными условиями метаморфизма, в том числе режимом давления, от уровня которого зависит, в частности, активность CO_2 (Добрецов, 1966; Соболев и др., 1966). Масштаб проявления реакции пропорционален количеству содержащейся в породе воды. В зонах зеленосланцевой фации, когда водонасыщенный (например, первичноглинистый) слой отсутствует в осадочном парагенезисе, масштабы таких реакций невелики и могут быть обнаружены обычно только под микроскопом. В зоне амфиболитовой фации масштаб реакций увеличивается настолько, что возникшие в результате их псевдослои видны непосредственно в обнажениях и часто заметно искажают первичные парагенетические сочетания слоев (Захаревич и др., 1972).

Так как псевдослои появляются на контакте химически резко различных слоев, то в толщах, образованных при процессах наиболее интенсивной осадочной дифференциации и содержащих эти дифференциаты в своих многослоях, псевдоосадочные текстуры химического происхождения проявятся наиболее четко. В ритмических слоистых толщах, где изменение состава внутри элементарного цикла происходит постепенно, псевдоосадочные слои возникают только на границе циклов. В тех случаях, когда границы элементов цикла выражены резко, вторичные слои могут возникать также внутри цикла, но и здесь максимальную мощность будет иметь тот слой, который сформировался на контакте наиболее резко различных по



Рис. 40. Псевдоосадочная косая слоистость – минерализованный квиваж (свита бурошпатовых филлитов бодайбинской серии верхнего протерозоя, зеленосланцевая фация, Северо-Байкальское нагорье, ключ Грамдакан)

химическому составу слоев, т.е. на стыке двух циклов. Псевдослои обычно характеризуются небольшой мощностью, значительно меньшей, чем контактирующие метасадочные слои, и иногда экзотичностью состава (Захаревич и др., 1972).

Псевдослоистость химико-механического происхождения наиболее широко распространена в метаморфических породах. При метаморфизме тектонические деформации часто сочетаются с химической дифференциацией вещества (рис. 40). Перераспределение материала наиболее интенсивно выражено в зонах повышенной проницаемости для флюидов, причем процесс этот происходит после деформации

или одновременно с ней. Возникшая метаморфогенная полосчатость может быть резко секущей по отношению к поверхности слоев и тогда легко отличается по этому признаку от слоев осадочного происхождения; если она согласна со слоистостью или ориентирована вдоль избирательно проявленных в слоистой толще трещин кливажа, то в таком случае отличить ее от слоев и слойков осадочного происхождения сложно, а часто и невозможно (рис. 41).

Отличительными особенностями псевдослоев такого типа являются их поперечное симметричное строение и постепенные переходы к вмещающей породе, что наиболее хорошо заметно в шлифах. Признаки эти наиболее надежны в зонах относительно слабого метаморфизма и в тех толщах, осадочные слои которых имеют ясно заметную асимметрию. Если же первичноосадочные слои не имеют такой асимметрии или она плохо выражена, а биметасоматические реакции сделали нечеткими переходы между слоями разного состава, отличить осадочный слой от псевдоосадочного трудно, объективных критериев для



Рис. 41. Тонкая слоистость биотит-кварцевого сланца – метапесчаника или метаалевролита из зоны амфиболитовой фации (ладожская серия среднего протерозоя, Южная Карелия, оз. Янис-Ярви). Фотография шлифа без анализатора, увел. 44

Тонкие слойки, обогащенные биотитом, не имеют четкой асимметрии в вертикальном разрезе и резких контактов с вмещающей породой; они могли образоваться за счет метасоматических реакций вдоль трещин кливажа или при метаморфизме тонких слойков глины



такого разделения часто найти не удается. Обычно это наблюдается в зонах амфиболитовой и гранулитовой фаций, но подобная же конвергенция тонких слоев может быть встречена и в толщах из зоны зеленосланцевой фации (Савельев, 1971; Савельев, 1974; Прияткина, 1971).

Псевдоосадочные обломочные структуры. Эти структуры возникают в процессе тектонического дробления пород и тектонического окатывания обломков. Они почти всегда легко отличаются от гомологичных осадочных в неизменных или метаморфических породах, если процессы дробления следовали за метаморфизмом. Если же катаклиз предшествовал метаморфизму, сложность разделения бластокатаклизитов от осадочных образований резко возрастает. Среди вторичных образований такого типа наиболее широкое распространение имеют псевдоконгломераты и псевдопесчаники.

Псевдоконгломераты возникают при раздроблении слоев, относительно прочных в данных условиях температуры и давления, и при последующем тектоническом "окатывании" образовавшихся обломков, причем легче всего в толщах, сложенных чередующимися слоями: жесткими и пластичными. В этом варианте при частичном раздроблении пород происходит обтекание, захват пластичным материалом псевдогалек, формирование псевдоцементов. Порода становится весьма похожей на несколько рассланцованный конгломерат; последующий же метаморфизм, приводящий к перекристаллизации псевдоцементов и псевдогалек, делает эти различия все менее и менее заметными. Псевдоконгломераты обычны для метаморфических толщ и встречаются во всех зонах метаморфизма (Гилярова, 1971; Другова, 1971; Круглов, 1959; Крылова и др., 1961; Сергеев и др., 1972; Шуркин, 1959, 1960; Gorbatshev, 1969). Признаки различия конгломератов и псевдоконгломератов здесь не рассматриваются, поскольку они детально описаны в отдельной работе (Савельев, 1974).

Псевдопесчаники и псевдоалевролиты широко распространены в метаморфических комплексах и независимо от характера исходных пород определяются по реликтовым структурам, похожим на

Рис. 42. Примеры псевдосаммитовой структуры

А - бластокатаклизит по плагиограниту из зоны амфиболитовой фации, в котором вторично округленные зерна плагиоклаза и кварца сцементированы псевдоцементом, замещенным биотитом и магнетитом (протерозой, Южная Карелия, Ладожское озеро, мыс Хунукка). Фотография шлифа в проходящем свете, увел. 44

Б - бластокатаклизит по кварциту из зоны эпидот-амфиболитовой фации, в котором кварцит раздроблен на микроблоки, частично округленные и затем растянутые, а псевдоцемент представлен агрегатом кварца, мусковита и рудным минералом (дербинская серия, Восточный Саян, р. Танойба). Фотография шлифа в проходящем свете, увел. 20

бластопсаммитовые или бластоалевритовые. Псевдопесчаники и псевдоалевролиты образуются при процессах катаклаза и милонитизации, которые протекают одновременно с метаморфизмом или предшествуют ему. В начальной стадии катаклаза разрушение происходит по наиболее податливым участкам породы — местам стыка зерен, скоплениям слюд (и других темноцветных минералов), затронутым вторичными изменениями зернам полевых шпатов и т.д. Относительно прочные зерна сохраняются дольше других, причем иногда в процессе дифференциального скольжения происходит скалывание их острых углов и тектоническое окатывание. Метаморфизм такой породы приводит прежде всего к перекристаллизации тонкоперетертой массы с образованием соответствующих минеральных ассоциаций. Обломки зерен наиболее устойчивых минералов или участков породы в процессе перекристаллизации ведут себя абсолютно идентично аналогичным обломкам осадочных пород: деформируются, регенерируют, замещаются иными минералами, частично или полностью растворяются, в результате чего новая (постметаморфическая) структура такого бластокатаклазита приобретает те же внешние особенности, что и реликтовая псаммитовая или алевритовая.

Чаще всего псевдообломочные структуры возникают при катаклазе пород, сложенных различными по прочности минералами: гранитов (рис. 42, А), диоритов, различных гнейсов, тонкослоистых кристаллических сланцев, но иногда такие структуры образуются и в мономинеральных породах (рис. 42, Б). Чем глубже метаморфические изменения катаклазитов, чем меньше сохраняется реликтов вторично округленных зерен, тем труднее отличить такую структуру от бластопсаммитовой и бластоалевритовой. Пренебрежение этим обстоятельством приводит к тому, что реликты псаммитовых структур иногда обнаруживаются в полиметаморфических комплексах в зонах амфиболитовой и даже гранулитовой фаций (Дзевановский, 1956).

Многообразие псевдоосадочных текстур и структур, сложность их отличия от морфологически сходных осадочных образований весьма затрудняют восстановление условий накопления осадков, а иногда могут служить основой неверных выводов при определении генетического типа отложений, и, следовательно, неверного определения формации. Возможность такого рода ошибок, как уже указывалось, возрастает по мере увеличения степени дислоцированности и метаморфизма осадочно-метаморфических комплексов.

**ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ
ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ**

В последние годы исследования в области формационного анализа метаморфических комплексов приобретают все более широкий размах. Признание того очевидного факта, что состав метаморфических пород и характер их минеральных ассоциаций теснейшим образом связаны и обусловлены составом исходных осадочных образований, открыло широкий путь к изучению процессов седиментации и специфики метаморфизованных осадочных комплексов (Власов и др., 1969; Горяинов, 1966; Гудвин, 1972; Кирелюк и др., 1968; Ковригина, 1971; Кратц, Чернов, 1971; Мусатов и др., 1968; Павловский и др., 1958; Пап, 1972; Чайка, 1966; Чернов и др., 1967; и др.). Однако формационный анализ осадочных толщ, измененных метаморфизмом, не может быть в настоящее время использован в полной мере с той же результативностью, как и формационный анализ неизмененных отложений.

Более того, если проанализировать значимость и пределы применения тех методов восстановления типа исходного осадка и условий его накопления, которые могут быть применены при изучении метаморфических пород, то окажется, что само понятие "формация" применительно к метаморфическим комплексам по своему объему и смыслу не соответствует тем формациям, которые выделяются в отложениях, не испытавших заметного метаморфизма. Когда мы говорим о формационном анализе метаморфических комплексов, то обычно имеем в виду отнюдь не фанерозойские отложения, высокий метаморфизм которых является, скорее, исключением, а отложения докембрия, среди которых метаморфические образования преобладают.

В настоящее время приемы формационного анализа, разработанные для очень слабо измененных (в первую очередь угленосных) толщ, механически переносятся на метаморфические толщи докембрия, хотя большинство методов, используемых при выделении осадочной формации, не оправдывает себя в метаморфических породах. Кроме того, процессы седиментации в древние эпохи обладали определенной эволюционной спецификой, что, по-видимому, приводило к возникновению своеобразных формаций и формационных рядов, не повторявшихся в позднейшие эпохи развития Земли, а это требует разработки приемов реконструкции таких условий, которые не могут изучаться с помощью метода актуализма. Использованию данного метода в широких масштабах при формационном анализе препятствует и то обстоятельство (в большинстве случаев молчаливо игно-

рируемое), что характерные "формации" докембрия по каким-то причинам формировались в течение чрезвычайно больших отрезков времени, несопоставимых со временем образования аналогов этих формаций в разрезах фанерозоя. В свете сказанного ясно, что формационный анализ метаморфических комплексов, и особенно метаморфических комплексов докембрия, несмотря на кажущиеся успехи, находится еще в рудиментарном состоянии. Попытаемся более подробно разобрать те проблемы, которые необходимо решить для успешности таких исследований.

ВЫДЕЛЕНИЕ И ОПРЕДЕЛЕНИЕ ФОРМАЦИИ

Первым этапом формационного анализа является анализ фациальный — выделение элементарных фаций и их генетических групп. Последние объединяются в обособленный фациальный комплекс или осадочную формацию. В настоящее время намечается более или менее общепринятое понимание осадочной формации как регионально распространенного осадочного тела, сложенного закономерным генетическим комплексом пород, органических остатков, полезных ископаемых и отвечающего обособленному крупному историко-геологическому (тектоно-седиментационному и климатическому) этапу развития региона, в котором локализована формация. Каждая конкретная осадочная формация по своему содержанию рассматривается в двух аспектах: литолого-палеогеографическом — как определенная ассоциация пород (и фаций) и историко-геологическом — как показатель тектонической стадии развития региона (Методическое руководство..., т. 1, с. 162).

Если теперь подвести итог вышеизложенному материалу и рассмотреть табл. 3, иллюстрирующую пределы применения различных методов фациального анализа (разработанных — напомним — для неизменных осадочных пород) по отношению к породам метаморфическим, то становится ясно, сколь мало шансов имеется для того, чтобы дать развернутую характеристику формации в метаморфических породах.

В зоне зеленосланцевой фации большинство методов используется лишь частично; что касается отложений, измененных в условиях амфиболитовой фации, то для фациальных реконструкций здесь могут быть применены только анализ трансформированных гетерогенных текстур, лишенных целого ряда характерных черт, и анализ текстуры некоторых кремнистых пород; затем следуют анализ конкреций, анализ химического состава пород и анализ "сквозного" комплекса аксессуариев. Если внимательно присмотреться к тем методам, которые служат для реконструкции условий седиментации отложений из зоны амфиболитовой фации, то можно заметить, что методы эти либо почти не используются в осадочных толщах, либо используются в несколько ином аспекте.

Возьмем, например, столь широко применяемый к метаморфическим комплексам метод изучения их химизма, дающий возможность

Таблица 3

Применимость методов фациального анализа

Методы фациального анализа	Осадочные породы	Метаморфические породы		
		Фаши метаморфизма		
		зелено-сланцевая	эпидот-амфиболитовая	амфиболитовая
Текстурный анализ				
Микротекстуры				
глины	-----			
карбонатные породы	-----			
кремнистые породы				
Макротекстуры				
гетерогенные				
гомогенные		-----		
неоднородно окрашенные:				
а) химически активными компонентами		-----		
б) инертными компонентами				
слоеватые текстуры		-----		
Скрытые текстуры		-----		
Гранулометрический анализ		-----		
Минералогический анализ		-----		
Анализ акцессорных минералов				
Общий		-----		
Цирконовый метод		-----		
Анализ мощностей			-----	
Анализ химического состава		-----		
Палеонтологические методы			-----	
Биохимические методы		-----		
Анализ изменения состава на площади			-----	
Анализ конкреций		-----		

проводить целый ряд литологических и палеогеографических реконструкций. В осадочных толщах метод этот применяется редко, а химическая классификация генетических типов отложений или фоновых осадков до сих пор отсутствует. Анализ конкреций, служащий в неизменных толщах для целей стратиграфии и реконструкции условий диагенеза, в метаморфических используется еще и для поисков текстурно-структурных реликтов, сохранившихся в телах конкреций. Обычный гранулометрический анализ заменяется в метаморфических породах гранулометрическими реконструкциями по детритовым аксессуариям. Существенно различны цели и задачи минералогического анализа: минералы, слагающие "сквозной" комплекс в метаморфических породах, никак не выделяются в общем описании комплекса аксессуариев из осадочных пород, причем если в последних многое может дать химический состав акцессорных минералов, то в метаморфических породах большинство выводов базируется

только на их морфологии. Текстуальный анализ, который в осадочных толщах используется как единственный метод, в толщах метаморфических дифференцируется и может быть использован лишь фрагментарно — из-за исчезновения большинства микротекстур и гомогенных по составу макротекстур, трансформации гетерогенных макротекстур и "проявления" скрытых текстур (почти совершенно не изученных в осадочных породах).

В метаморфических комплексах в большинстве случаев чрезвычайно сложно отличить трансгрессивный тип разреза от регрессивного. Все эти трудности усугубляются некоторыми региональными особенностями метаморфических процессов: калиевым метасоматозом и гранитизацией, уничтожающими стабильные акцессории, формированием псевдоосадочной слоистости и псевдоосадочных структур и т.д. Естественно, сложность подобного рода исследований еще более увеличивается в зонах гранулитовой фации или при повышении давления во время метаморфизма.

В свете изложенного трудно найти логическое обоснование для выделения формаций в метаморфизованных и глубокометаморфизованных отложениях докембрия, сопоставимых с формациями фанерозоя. В настоящее время формационный анализ метаморфических толщ базируется на формальном сопоставлении характерных формаций фанерозоя со сходными литологическими комплексами, состав которых реконструирован путем "снятия метаморфизма". Границы "формаций" метаморфических толщ всегда совпадают с границами смены литологического состава, тогда как в осадочных отложениях граница формаций может быть проведена внутри литологически однородной толщи. Такого рода сопоставление проводится с позиций ортодоксального актуализма. При этом условия образования осадочной формации автоматически переносятся на выделенный литологический комплекс, и тогда среди древних метаморфизованных отложений появляются "аспидные", "молассовые", "флишевые" и другие характерные "формации", что дает затем обратный эффект, позволяя делать вывод о сходстве процессов седиментации (и тектонического развития) в самые древние и молодые эпохи.

ЭВОЛЮЦИЯ ОСАДОЧНОГО ПРОЦЕССА

Успешность формационного анализа древних осадочно-метаморфических толщ обеспечивается только в том случае, если учтены общие закономерности временной специфики тектонических процессов, состава атмосферы и гидросферы. Создание схемы эволюции процессов седиментации является исключительно сложной задачей, и в настоящее время она еще далека от своего завершения. До недавнего времени большинство исследований, посвященных изучению условий образования древних осадочных комплексов, было направлено на то, чтобы найти черты сходства древнего и современного или фанерозойского осадконакопления, чтобы иметь возможность наиболее полно использовать метод актуализма при фациальных реконструкциях

ях (Бруевич, 1968; Сидоренко, 1969; Чайка, 1970; Шатский, 1951; и др.).

При анализе общих черт молодых и древних осадочных образований главное внимание обращалось на текстурные особенности осадочных толщ, которые оказались во многом сходными, поскольку механическая динамика среды осадконакопления в процессе эволюции литогенеза, по-видимому, претерпевала наименьшие изменения. Было установлено, что закономерности седиментации в докембрии по многим своим признакам близки или идентичны фанерозойским и современным. Подавляющее большинство литологических типов осадков, за исключением некоторых биогенных, железорудных и ряда более редких, не имеет возрастной дифференциации и возникает на всех стадиях развития осадочной оболочки Земли. Оказались близки и валовые химические составы однотипных, но разновозрастных осадков: песчаников, глин, доломитов, известняков и т.д.

Одновременно с выявлением сходных черт седиментационного процесса разных эпох накапливались данные и о некоторых чертах специфики седиментогенеза в различные эпохи развития осадочного чехла континентов. Простой обзор типов "формации" и "формационных рядов" от раннего докембрия до фанерозоя включительно показывает, что в течение доступного для исследования геологического времени процесс эволюции осадконакопления нашел свое отражение прежде всего в изменении количества и типа биогенных образований в разновременных комплексах отложений. Со временем исчезали некоторые характерные отложения (например, джеспилиты), а другие меняли свою палеогеографическую принадлежность (железорудные, марганцеворудные, доломитовые и др.). Эволюция шла не по пути коренной смены всех формаций и изменения типов осадков, а по пути замены одних литологических комплексов другими в характерных осадочных парагенезисах (формационных рядах?).

Если проводить сопоставление пород не по валовому химическому составу, а по элементам-примесям, то возрастная специфика химического состава терригенных образований не устанавливается, но зато четко выступают различия в составах разновозрастных фоновых осадков: различных глин, хемогенных и биогенных отложений. Возможно, в будущем более тонкими методами удастся установить и возрастную химическую неоднородность песчаников, так как уже сейчас имеются данные о гранулометрической специфике разновозрастных кластических осадков (Смирнов, 1972).

Наиболее яркое выражение эволюционный процесс находит во временной смене отложений, формирование которых определяется биологическим фактором. Если массовые скопления остатков организмов и продуктов их жизнедеятельности встречаются в раннем докембрии, скорее, лишь как исключение (строматолитовые известняки и доломиты, скопления остатков одноклеточных организмов в докембрийских лидитах и т.д.), то, начиная с позднего докембрия и особенно с кембрия, роль организмов и их макроостатков в создании определенных типов отложений быстро возрастает. Возникают

толщи, состав которых в значительной степени или полностью определяется деятельностью организмов (различные рифогенные карбонаты, спикуляриты, радиоляриты, угленосные отложения, ракушняки и многие др.). Биогенные отложения занимают закономерное положение в формациях и формационных рядах фанерозоя. Что же касается докембрия, то здесь специфика формационных рядов должна заключаться в замене биогенных толщ образованиями иного типа. К сожалению, сравнительный анализ такого рода до сих пор еще не проводился.

Существование еще некоторых черт специфики формаций и формационных рядов докембрия несомненно будет обнаружено при постановке соответствующих специальных исследований. Это связано с отсутствием развитой наземной растительности в докембрии и части раннего палеозоя, которая могла бы сформировать в гумидных зонах сплошной покров, оказывающий существенное влияние на снос твердых частиц в бассейн седиментации. Действительно, наличие простейших организмов в почвах древних эпох не могло служить препятствием для интенсивной эрозии пород областей размыва и перемещения обломочного материала. Поэтому резонно ожидать, что в докембрии эрозия, транспортировка и отложение обломочного материала в гумидных зонах проходили интенсивнее и с большими скоростями, чем в фанерозое. Процессы эти в течение геологической истории должны были постепенно замедляться по мере появления и увеличения роли наземной растительности. Это, в свою очередь, накладывало свой отпечаток на скорости заполнения прогибов, зернистость отлагаемых осадков, мощность и текстуры слоев, т.е. в конечном итоге — на облик генетических типов отложений и формаций.

Отсутствие наземной растительности в древние эпохи обусловило чрезвычайно высокую роль эоловой транспортировки материала не только в аридных, но и в гумидных зонах. Это незначительное на первый взгляд обстоятельство могло служить причиной резкого изменения облика отложений, накапливающихся в сходных условиях в разные эпохи формирования осадочной оболочки Земли. Если верно предположение о том, что эоловая транспортировка и отложение материала были в докембрии обычными для всех климатических зон, то отсюда следует вывод, что те отложения, которые в поздние эпохи фанерозоя накапливались при слабом привносе обломочного материала или при полном его отсутствии, в докембрийское время активно снабжались обломочным материалом, переносимым ветром. Это должно было отразиться на количестве терригенных осадков в озерных, аллювиальных, лагунных отложениях, а также, по-видимому, в относительно глубоководных отложениях внутренних морей и глубоких зон шельфа. Эоловый фактор седиментации имел, по-видимому, в древние эпохи планетарное значение, что не могло не сказаться на облике формаций.

Можно уверенно предполагать, что очень многие слои терригенных метаосадков из докембрийских толщ сложены материалом, хо-

тя и осажженным в водной среде, но доставленным в область седиментации не водой, а ветром. На пути изучения эволюции процессов седиментации и закономерностей изменения характера формационных рядов во времени стоит еще одно препятствие, которое заключается в том, что всякая эволюция (в том числе и эволюция седиментационных факторов) развивается возвратно-поступательно, по спирали. Было бы упрощением считать, что от раннего докембрия до позднего фанерозоя происходит плавное и непрерывное падение содержания углекислоты и увеличение содержания кислорода в атмосфере. Изменение состава атмосферы происходит не плавно, а скачкообразно, причем на некоторых отрезках времени изменение особенностей среды седиментации может быть противоположно общей тенденции эволюции.

При изучении красноцветных формаций было установлено (Сочава, 1968; Сочава и др., 1972), что периоды наиболее широкого распространения красноцветного осадконакопления (девон, поздняя пермь, ранний триас, поздняя юра, поздний мел и др.) характеризовались относительно повышенным содержанием кислорода в атмосфере, что способствовало возрастанию интенсивности окислительных процессов на поверхности Земли. Данные о путях эволюции атмосферы в докембрии пока почти полностью отсутствуют, однако существуют свидетельства того, что содержание углекислоты в ту эпоху было подвержено резким колебаниям. По всему разрезу докембрийского осадочного чехла на разных его уровнях встречены ледниковые (тиллиты и тиллоиды) или же мелкообломочные отложения, накапливавшиеся в условиях очень холодного климата, при котором химическое выветривание практически отсутствовало (Сеннов, 1972).

Такие отложения характерны для новейших эпох, и накопление их может происходить лишь при очень низких содержаниях углекислоты в атмосфере. В связи с этим при изучении эволюции процессов седиментации большое значение имеет не только палеоширотная привязка изучаемого объекта, но и точность стратиграфической корреляции исследуемых образований, что в докембрийских отложениях связано с большими трудностями и представляет собой едва ли не основное препятствие на пути подобных исследований.

В настоящее время этим вопросам посвящено огромное количество работ, однако общей достоверной картины эволюции процессов седиментации до сих пор не существует. Подавляющее большинство исследований проведено либо на основе узко региональных материалов и не учитывает возможной палеоширотной и палеогеографической литологической специфики отложений (которая может оказаться значительнее, чем предполагаемые эволюционные изменения), либо (хотя и базируется на материалах по обширным территориям) не может быть использовано для восстановления общей эволюции осадочного процесса, так как полученные закономерности изменения особенностей седиментации вполне могут явиться отражением специфики тектонического развития данного геоблока в истории

Земли. Поэтому предпосылками создания общей схемы эволюции являются прежде всего надежная стратиграфическая параллелизация отложений разных геоблоков и четкая палеоширотная привязка сопоставляемых разновозрастных отложений.

ПРОБЛЕМА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ВРЕМЕНИ

Древние осадочные комплексы Земли неоднородно метаморфизованы, и каждое стратиграфическое подразделение докембрия включает отложения, не испытывавшие или почти не испытывавшие метаморфизма, что позволяет применять при их изучении в полном объеме почти все методы фациального анализа, используемые для аналогично измененных формаций фанерозоя. Казалось бы: сравнительное изучение этих отложений с сопоставимыми по возрасту осадочно-метаморфическими комплексами позволяет сделать сопоставимыми данные формационного анализа фанерозойских и докембрийских осадочных и осадочно-метаморфических комплексов. Однако ни изучение эволюции, ни любые попытки формационного анализа не могут считаться успешными до решения важнейшей проблемы — проблемы геологического времени. Если базироваться на изотопных определениях возраста, можно легко заметить резкое несоответствие интервалов времени образования однотипных литологических комплексов докембрия и фанерозоя. Время формирования любых осадочных комплексов докембрия оказывается в несколько раз больше, чем сходных образований фанерозоя. При этом, по-видимому, чем больше установленный возрастной интервал между сравниваемыми объектами, тем больше эта разница. Такое несоответствие было подмечено уже давно и объяснялось замедленными скоростями накопления осадков в докембрии, отсутствием расчлененного рельефа, преобладанием медленно накапливающихся хемогенных осадков (Салоп, 1960; Хиллис, 1957). Однако в настоящее время установлено, что нет принципиальных различий в составе докембрийских и фанерозойских осадочных образований, которые могли бы объяснить подобные различия. Те немногочисленные данные о скоростях накопления конкретных типов осадков, которые содержатся в опубликованной литературе (Бутин, 1966; Вологдин, 1966; Жемчужников, 1963; Савельев, 1966, 1974; Wite, 1933; и др.), дают для докембрия цифры, близкие современным. Этого и следовало ожидать, исходя из общей обстановки седиментации в докембрии. Можно считать доказанным, что докембрийская атмосфера имела в некоторые периоды более высокое содержание углекислоты, а более кислый состав выпадающих на земную поверхность вод способствовал ускоренному разложению алюмосиликатов в областях размыва. Выветривание пород протекало в присутствии органических соединений, которые, как и в позднейшие эпохи, стимулировали процессы химического разложения пород. Кроме того, отсутствие развитой наземной растительности облегчало вынос в бассейны седиментации как хемогенных,

так и кластогенных продуктов. О большой роли эоловой транспортировки в древние эпохи уже упоминалось. Отсюда следует, что замедленным осадконакоплением в докембрии разница в скоростях формирования осадочных комплексов докембрия и фанерозоя объяснена быть не может.

Б. М. Келлер (1973) провел сопоставление времени накопления характерных формационных рядов фанерозоя и литологически сходных с ними формационных рядов верхнего протерозоя (рифей) различных районов Советского Союза. Было установлено, что длительность накопления свит, серий, формаций и циклов, имеющих идентичный состав и близкие мощности, в рифее оказывается примерно в пять раз больше, чем в фанерозое. Объяснения этому факту пока нет, но до установления причины того, почему время накопления одной формации даже относительно молодого, рифейского, возраста равно в общем времени формирования законченного формационного ряда фанерозойских подвижных зон, никакой серьезный формационный анализ древних отложений невозможен.

Причину несоответствия скорости геологических процессов и данных изотопных определений Б. М. Келлер считает связанной с "загадкой радиоактивных часов Земли", не имеющей пока удовлетворительного объяснения. Мне кажется, что единственным объяснением описываемого факта (каким бы невероятным оно ни казалось) является признание того, что скорость радиоактивного распада не была постоянной в различные эпохи развития Земли. Тогда те графики, которые иллюстрируют изменение скорости накопления осадков от докембрия до настоящего времени, окажутся, в сущности, отражением временного изменения скорости радиоактивного распада. А признание того, что скорость отложения осадков в докембрии была больше или равна скорости накопления аналогичных осадков фанерозоя, в свою очередь, привело бы к коренному пересмотру наших представлений о длительности докембрийского периода истории Земли.

ПРИМЕРЫ ФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА ДОКЕМБРИЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Все те сложности, которые возникают при литолого-формационном изучении древних осадочно-метаморфических комплексов, можно наглядно представить себе на конкретном геологическом примере.

В качестве такового я приведу мощный и хорошо изученный разрез докембрия внутренних частей Восточного Саяна. Метаморфизм докембрийских толщ этого района меняется от высокотемпературной амфиболитовой до низкотемпературной зеленосланцевой фации, а очень хорошая обнаженность позволила получить при детальном съемках максимально достоверные данные о стратиграфии.

Геология района. В изученной части Восточного Саяна выделяют архейские, ниже-, средне- и верхнепротерозойские и вендские отложения (рис. 43). Архейские метаморфические комплексы слага-



Рис. 43. Распространение докембрийских отложений на территории Восточного Саяна

1 - архей; 2 - нижний протерозой; 3 - терригенная и кремнисто-карбонатная формации среднего протерозоя; 4 - флишевая формация среднего протерозоя; 5 - верхний протерозой; 6 - верхний протерозой и венд; 7 - венд; 8 - кембрий; 9 - ордовик; 10 - девон; 11 - палеозой и мезозой; 12 - главные разломы: А - Главный Саянский, Б - Удинско-Колбинский, В - Кизил-Казырский; глыбы: I - Арзыбейская, II - Канская, III - Бирюсинская, IV - Присаянское краевое поднятие, V - Гарганская, VI - Хамардабанская; цифры на рисунке: 1 - Канский прогиб, 2 - Урикско-Ийский грабен, 3 - Онотский грабен, 4 - Восточно-Саянский антиклинорий, 5 - Кизил-Казырский синклинорий, 6 - Минусинская впадина, 7 - Рыбинская впадина

ют Бирюсинскую, Канскую, Арзыбейскую, Гарганскую и другие глыбы, которые явились жесткими консолидированными структурами в эпохи деформаций протерозойских и нижнепалеозойских отложений (Савельев, Писаренков, 1964). Форма глыбовых структур и их движения в значительной степени определяли контуры бассейнов, распределение и характер фаший в более молодых отложениях. Протерозойские отложения вместе с вендскими и нижнекембрийскими слагают крупную региональную структуру, известную в литературе под названием Восточно-Саянского антиклинория.

К нижнему протерозою здесь относится алыгджерская свита. Нижнепротерозойские отложения залегают несогласно на архее и перекрываются среднепротерозойскими: согласно в Восточном Саяне и с перерывом и несогласием — в Присяянье. В Восточном Саяне среднепротерозойские образования представлены преимущественно карбонатными отложениями, дербинской и каменной свит, выходы которых приурочены к осевой части антиклинория. Верхнепротерозойские отложения слагают краевые части этой структуры. Выходы их, в свою очередь, окаймляются толщами венда и кембрия. Алыгджерская свита сложена различными гнейсами и кристаллическими сланцами, дербинская — преимущественно графитистыми мраморами и графитистыми кварцитами. Среди карбонатных и кварцевых пород содержатся отдельные пласты (обычно небольшой мощности — от одного сантиметра до нескольких метров) биотитовых гнейсов, кальцифиров, мусковит-кварцевых сланцев, известковистых кварцитов, редко — амфиболитов и скаполитовых гнейсов. Описываемые отложения залегают непосредственно на породах бирюсинской серии (архей) или на терригенных толщах основания нижнего протерозоя (алыгджерская и шутхудайская свиты). Перекрывается дербинская свита повсеместно характерными флишевыми отложениями каменной свиты. Дербинская свита достигает 3,5–4,5 тыс. м мощности в наиболее полных разрезах, однако изменение мощности по площади проследить не удастся из-за неполноты разрезов и сложности их корреляции.

Литологический состав свиты однороден на очень больших площадях, от места к месту меняются лишь мощность и количество пачек кварцитов. Стратиграфические аналоги дербинской свиты встречены в Енисейском крае (часть пенчегинской свиты) и Туве (балыгтыгхемская свита); имеются они, по-видимому, и в Монголии. В восточной части Восточного Саяна аналогом дербинской свиты является иркутная, в Кузнецком Алатау — средняя часть кульчезинской серии. На всей этой территории дербинская свита и ее аналоги представлены идентичными или близкими в фациальном отношении отложениями (Мусатов и др., 1964). Основанием для такой параллелизации служит только характерный литологический состав; следовательно, причина столь широкого распространения однородных отложений может толковаться двояко: во-первых, как результат существования однородных условий седиментации на обширных территориях, и, во-вторых, как результат миграции об-

ласти карбонатонакопления. Вторая точка зрения на основе имеющегося в настоящее время материала не может быть ни подтверждена, ни опровергнута:

На породах дербинской свиты согласно залегают породы каменной, представленной карбонатно-терригенными отложениями. В восточной части Восточного Саяна ей соответствует уртагольская свита, залегающая согласно на иркутной, в Туве — билинская (чартисская), перекрывающая также согласно карбонатную балыгтыг-хемскую свиту. Каменная свита сложена кристаллическими сланцами и гнейсами: биотит-кварцевыми, амфибол-карбонатно-кварцевыми, а также кальцифирами, мраморами, графитистыми кварцитами и кварц-графитовыми сланцами. Для свиты характерна четкая цикличность флишевого типа. Мощность циклов очень небольшая — до 30 см. Свите свойственны все признаки, характерные для нормальных или субфлишевых отложений (Вассоевич, 1948), и она неоднократно описывалась как флиш (Савельев, 1960). Каменная свита и ее аналоги имеют с нижележащими карбонатными отложениями достаточно резкий контакт, хотя иногда наблюдается узкая зона перехода — порядка 30–50 м, где относительно крупные пласты графитовых мраморов переслаиваются с пачками ритмически-слоистых пород. Отложения среднего протерозоя перекрываются мощным эффузивно-осадочным комплексом верхнего протерозоя (рифей).

В Восточном Саяне к верхнему протерозою относятся вулканогенно-осадочные отложения кувайской серии (в западной и центральной частях региона), которая делится на три свиты: урманскую карбонатно-терригенного состава, манскую терригенно-карбонатного состава и бахтинскую — вулканогенную. В восточной части им соответствуют окинская, монгошинская и дибинская свиты. Для кувайской серии и ее аналогов в Туве и восточной части Восточного Саяна характерна пестрота литологического состава. В наиболее полных разрезах кувайской серии южной и юго-западной частей региона наблюдаются постепенные переходы между свитами: урманской и манской, манской и бахтинской. В отдельных разрезах урманская и манская свиты представляют собой единую толщу, состоящую из чередующихся терригенных и карбонатных пород без обособления последних в определенной части разреза, и в этом случае выделяются как единое целое. На севере и северо-востоке региона границы между свитами обычно очень четкие, а урманская свита не содержит эффузивных пород, которые часто встречаются в южных разрезах.

Вендские отложения представлены разрезами двух типов. В При-саянье, севернее Удинско-Колбинского разлома, распространены красноцветные терригенные отложения, залегающие несогласно на архейских и протерозойских образованиях. Второй тип разрезов венда встречается в Восточном Саяне и Кузнецком Алатау. Здесь вендские отложения представлены морскими известняками, доломитами (в меньшей степени кремнистыми сланцами) овсянковой

свиты. В северо-западной части Восточного Саяна венду принадлежит карбонатно-терригенная жистыкская свита. Отложения этих обеих свит согласно или с небольшим перерывом перекрываются фаунистически охарактеризованными отложениями алданского яруса нижнего кембрия. В карбонатных породах овсянковской свиты известны многочисленные находки водорослей.

Метаморфизм. Для докембрийских отложений, слагающих Восточно-Саянский антиклинорий, установлены три этапа метаморфизма. Не вдаваясь в полемику о возрастной датировке каждого этапа, последовательность их можно описать следующим образом: первый, наиболее ранний, метаморфизм относится к различным РТ условиям зеленосланцевой фации и проявлен во всех докембрийских отложениях; второй, наложенный прогрессивный, метаморфизм амфиболитовой фации проявился локально. Зона максимального метаморфизма совпадает с осевой частью антиклинория, где в настоящее время наиболее широко распространены среднепротерозойские отложения. И, наконец, третий, наиболее поздний этап метаморфизма — диафорез зеленосланцевой фации — распространен незначительно. Среди глубокоизмененных пород регрессивные изменения такого рода встречены только в зонах длительно развивающихся разломов. Наличие наложенной зоны повышенного метаморфизма, контуры и положение которой почти совпадают с региональной тектонической структурой, затрудняет стратиграфические сопоставления, анализ мощностей и фаций, а следовательно, и формационный анализ. Стремление приписать наиболее древним толщам наиболее глубокий метаморфизм привело к тому, что дербинская серия выделялась только в пределах зоны амфиболитовой фации, одновозрастные же карбонатные толщи за пределами этой зоны относились к более молодым комплексам.

Выделение формаций. Каждая из свит докембрийского разреза выделялась под названием "формация", а в состав кувайской серии вошли две или три формации. Литологические реконструкции дают возможность восстановить облик исходных пород. Алыгджерская свита представлена полимиктовыми песчаниками, алевролитами, в меньшей степени — глинами и известняками. Эти существенно терригенные отложения сменяются мощной толщей известняков (углистых или битуминозных) с прослоями кремнистых пород. Выше залегает флишевая толща, которая сменяется сначала карбонатно-терригенными, а затем и вулканогенными отложениями. Заканчивает разрез докембрия пачка водорослевых известняков и доломитов.

Следовательно, с чисто формальных позиций этот разрез можно разделить на карбонатно-терригенную формацию (алыгджерская свита), кремнисто-карбонатную (дербинская), флишевую (каменская), эффузивно-карбонатно-терригенную (урманская и манская), спилит-диабазовую (бахтинская), известняково-доломитовую (овсянковская). В том длительно развивавшемся прогибе, на месте которого возник Восточно-Саянский антиклинорий, между выделенными формациями отсутствуют угловые несогласия и крупные перерывы

в седиментации. Формально построенный формационный ряд обладает двумя любопытными особенностями: во-первых, его нельзя сопоставить в целом ни с одним формационным рядом подвижных зон фанерозоя, и, во-вторых, время формирования его (Мусатов и др., 1964) равно приблизительно 1300–1400 млн. лет, т.е. почти втрое превышает длительность всего фанерозойского этапа развития осадочной оболочки Земли. Согласно другой точке зрения, в этом разрезе целесообразно выделять два формационных ряда. Верхний, начинающийся с эффузивно-карбонатно-терригенной формации, совместно с нижнепалеозойскими отложениями, участвует в формировании верхнепротерозойско-нижнепалеозойской геосинклинали. В этом случае нижележащая часть разреза, по-видимому, должна являться фундаментом этой геосинклинали и относиться к образованиям, возникшим в условиях иного тектонического режима. Можно ли каким-либо способом определить этот режим, базируясь на изучении трех оставшихся формаций (нижняя из которых заведомо является начальной в данном седиментационном цикле, так как ложится несогласно на глубоко эродированные и предварительно метаморфизованные толщи архея)?

Метод аналогий, которым обычно пользуются при формационном анализе древних комплексов, в этом случае дает результаты, трактовать которые можно различно. Нижняя карбонатно-терригенная формация может возникнуть при любом типе тектонического режима, поскольку немногочисленные данные о ее генезисе свидетельствуют лишь о преимущественно терригенном и полимиктовом составе слагающих ее пород, малой мощности слоев, их выдержанности по простиранию, наличии ритмической слоистости. Достоверные цифры величины мощности отсутствуют. Опираясь столь ограниченными сведениями, можно отнести эти отложения к любому типу тектонического режима, однако наличие в их составе карбонатных фоновых осадков дает возможность предположить тесную связь этой формации с вышележащей кремнисто-карбонатной. Кремнисто-карбонатная формация (точнее, кремнистая и карбонатная формации) характерна для периода максимума трансгрессии в геосинклиналях (Рухин, 1953) и часто достигает очень большой мощности. Карбонатные геосинклинальные отложения верхнего девона в Западном Тянь-Шане имеют мощность около 4500 м, сопоставимую с мощностью дербинской свиты. Подобные отложения образуются в моменты смены общего погружения геосинклинали общим поднятием, когда некоторые зоны на какой-то период приобретают стабильное положение и в них развивается кора химического выветривания. Свидетельства существования коры выветривания в областях размыва обнаруживаются и при изучении среднепротерозойской кремнисто-карбонатной формации, что увеличивает ее сходство с подобными образованиями фанерозоя. Наконец, время накопления карбонатных отложений (время максимума трансгрессии) сменяется эпохой общих поднятий, возникновением узких прогибов, в которых формируются флишевые, а затем и молассовые толщи. Выше крем-

нисто-карбонатной формации в описываемом ряду располагается флишевая, что также является свидетельством близости описываемого ряда к типичным рядам фанерозойских геосинклиналей.

Следующим этапом по методу аналогий будет экстраполяция полученных данных на более обширную область, за пределы изучаемого прогиба, для нахождения характерных сопряженных рядов формаций, уточнения стратиграфических взаимоотношений и прогнозирования поисков полезных ископаемых. Если сопоставить алыгджерскую свиту с глинисто-сланцевыми формациями раннего этапа развития геосинклинали, то ее сопряженным аналогом в центральных зонах геосинклинали будут спилит-диабазовые вулканогенные и вулканогенно-кремнистые формации. Вышележащей кремнисто-карбонатной должна соответствовать вулканогенно-карбонатная во внутренних прогибах, а за счет переотложения коры выветривания должны возникать скопления бокситов, железных и марганцевых руд, приуроченных к карбонатным или кремнистым геосинклинальным формациям. Наконец, карбонатному флишу должны быть одновозрастны карбонатные либо вулканогенные толщи внутренних прогибов.

При такой схеме формационного строения области необходимо объяснить отсутствие молассовых формаций, венчающих геосинклинальный ряд, — и это объясняется глубоким размывом на границе среднего и верхнего протерозоя. Отложения, относимые к нижнему протерозою, выделены в пределах территории Присяянского краевого поднятия, где накапливались вулканогенно-карбонатная и вулканогенно-кремнистая формации (свита камчадальская и Соснового Байца). Здесь же распространена и терригенная флишевая формация — больше-реченская свита. Эти отложения сохранились в настоящее время в Онотском и Урикско-Ийском грабенах. Полные разрезы перечисленных формаций отсутствуют, а последовательность их образования до сих пор не может считаться выясненной. Если опять-таки рассматривать вопрос с формальных позиций, оперируя аналогиями с геосинклиналями фанерозоя, то следует сделать вывод, что на территории Присяянского поднятия в период нижнего протерозоя находился внутренний прогиб геосинклинали, развитие которого началось и закончилось (стадией флишеобразования) до среднепротерозойского времени. При этом карбонатно-терригенная формация (алыгджерская свита) Восточного Саяна может быть сопоставлена с любой из трех названных формаций Присяянья, причем сопоставления будут соответствовать строгим канонам классической схемы развития геосинклинали. Карбонатно-терригенная формация "внешнего" прогиба может соответствовать вулканогенно-кремнистой, возникшей на ранних этапах развития "внутреннего" прогиба, она может быть возрастным аналогом вулканогенно-карбонатной формации средних этапов развития такого прогиба, и, наконец, если определить алыгджерскую свиту как карбонатно-терригенный флиш, то ее можно сопоставить с терригенным флишем больше-реченской свиты.

В Восточном Саяне нижнепротерозойские отложения перекрываются осадками среднего протерозоя без углового несогласия и сколько-нибудь значительного размыва. Формации среднего протерозоя по условиям своего образования делятся на три группы. На территории современной Сибирской платформы в ту эпоху образовалась континентальная терригенно-вулканогенная формация (сублукская свита), сложенная преимущественно кислыми эффузивами и продуктами их размыва (вероятный аналог акитанской серии). На территории Присаянья в этот период отлагались песчано-сланцевая формация (ингашинская и далдарминская свиты) и формации кварцевых песков и глин (кушерская свита), а во внутренних частях региона в начале среднего протерозоя происходило отложение хемогенной кремнисто-карбонатной формации (дербинская свита), сменившейся в конце периода флишевой формацией (каменская свита).

На уровне среднего протерозоя классическая схема сопряженных геосинклинальных формаций вступает в некоторое противоречие с имеющимися фактами, так как во "внутреннем" прогибе, каковым в нижнем протерозое, по всей вероятности, являлось Присаянье, в среднем протерозое должны были бы формироваться карбонатно-вулканогенные отложения, сопряженные с кремнисто-карбонатными отложениями внешнего прогиба. В действительности картина распределения формаций выглядит несколько необычно. Среднепротерозойская терригенно-вулканогенная красноцветная формация Сибирской платформы, сложенная преимущественно кислыми эффузивами, образовавшимися в континентальных условиях, — характерное явление для районов платформенного или переходного режима. Песчано-сланцевая формация Присаянья имеет в своем составе туфы и туфопесчаники (правда, в ничтожном количестве) и характеризуется большой мощностью, но в то же время состав слагающих ее песчаников и алевролитов олигомиктовый или даже мономиктовый, кварцевый, что совершенно не характерно для геосинклинальных формаций такого типа (Рухин, 1962). Появление таких отличий от морфологии сопряженных формационных рядов фанерозойских геосинклиналей приводит к возникновению нескольких схем возможного тектонического развития и различной трактовки формационной принадлежности изучаемых отложений.

1. Нижнепротерозойская геосинклиналь в Присаянье закончила в основном свое развитие до среднего протерозоя, а ингашинская и далдарминская свиты являются молассами этой геосинклинали. В этом случае кремнисто-карбонатная и флишевая формации по-прежнему накапливались во "внешнем" прогибе, но сопряженный с ними "внутренний" прогиб находился где-то еще дальше, на юго-запад от платформы — на территории Западного Саяна, Тувы или Монголии.

2. Нижне- и среднепротерозойские формации образуют единый геосинклинальный ряд особого рода. В данном случае комментировать нечего, так как особый формационный ряд является следствием особых тектонических условий, которые не с чем сопоставлять.

3. Среднепротерозойские сопряженные формации Восточного Саяна и Присаянья являются платформенными образованиями, развившимися на нижнепротерозойском геосинклинальном основании. Этому как будто бы есть некоторые основания — очень пологие складчатые структуры среднего протерозоя в Восточном Саяне, медленное накопление осадков, выдержанность фаций на больших площадях, олигомиктовый или мономинеральный состав большинства терригенных осадков, наличие коры выветривания в период накопления кремнисто-карбонатной формации и отложение осадков этой и вышележащей флишевой формаций преимущественно в пресноводных условиях.

Если принять эту точку зрения, то формации среднепротерозойского уровня можно отнести к собственно платформенному режиму (Мусатов и др., 1964), к протоплатформенному (Павловский, 1964), к квазиплатформенному (Хаин и др. 1960). При этом большие мощности не являются препятствием для такого рода сопоставлений, учитывая мощности отложений авлакогенов молодых платформ.

Как бы ни называть тектонический режим, приведший к формированию несколько необычных сопряженных формационных рядов, это несколько не облегчит решение задач, стоящих перед формационным анализом древних метаморфических образований, и не сделает более достоверными результаты этого анализа. Причинами неопределенности в данном случае являются разобщенность и известная фрагментарность сопоставляемых разрезов, а также полная невозможность их точной корреляции.

Касаясь спорных вопросов формационного анализа раннедокембрийских отложений Восточного Саяна и Присаянья, я сознательно избегал и анализа различных формационных построений в аспекте геологического времени, потому что введение временной категории в формационные построения делает их еще менее определенными. Те интервалы времени, которые дают радиологические определения для раннего докембрия описываемого района, равны, как уже отмечалось, 400–500 млн. лет. Если же суммировать данные о конкретных скоростях накопления фоновых осадков раннего докембрия, имеющиеся в опубликованной литературе (Савельев и др., 1974), в том числе и для кремнистых отложений Восточного Саяна (Савельев, 1968), и рассчитать реальную длительность накопления осадков различных формаций, то полученные цифры будут сравнительно невелики: более 5 млн. лет — для карбонатно-терригенной формации, 15–25 млн. лет — для кремнисто-карбонатной и около 6–10 млн. лет для флишевой. Еще меньше время накопления осадков формаций Присаянского прогиба, в составе которых преобладают терригенные и вулканогенные образования. Подобные подсчеты делались и для различных осадочных образований фанерозоя, а полученные таким способом цифры времени накопления осадков также в большинстве случаев не соответствовали тем временным интервалам, которые устанавливались радиологическими, палеонтологическими и геологическими методами.

Однако, если в молодых толщах, содержащих фауну, такое несоответствие при детальном палеонтологическом анализе позволяет выявить перерывы в седиментации (скрытые поверхности размылов) и оценить их длительность и масштаб, то в немых толщах докембрия подобные работы невозможны. В этом случае вновь приходится прибегать к спасательному методу аналогий, оценивая длительность перерывов и масштаб размылов в докембрийских толщах сопоставлением со сходными осадочными образованиями фанерозоя.

Если же пойти по этому пути и отвести для каждой из формаций раннего докембрия Восточного Саяна и Присаянья тот временной интервал, который характерен для сходных осадочных образований молодых геосинклинальных систем, то все равно полумиллиардный отрезок времени, в пределах которого формировались эти комплексы, удастся заполнить лишь частично, а "избыточное" время (время перерывов) будет и при таком способе подсчетов значительно больше, чем то, в течение которого существовали характерные области седиментации раннего протерозоя. Чтобы сделать достоверной любую схему сопоставления формаций и формационных рядов, придется допустить большую длительность как накопления осадков в раннем докембрии по сравнению с фанерозоем, так и существования тех тектонических структур, в которых формируются анализируемые отложения. В данном случае круг замыкается и мы вынуждены принять вывод о несопоставимости формаций раннего докембрия и фанерозоя, а следовательно, и о невозможности применения разработанных методов формационного анализа при изучении древних докембрийских толщ.

Приведенный выше пример иллюстрирует необходимость стратиграфической и формационной параллелизации территориально разобнесенных разрезов, разделенных полями более молодых и более древних отложений. Дело обстоит, однако, несколько не лучше при формационном анализе глубоко измененных осадочных образований, которые слагают контактирующие комплексы или участвуют в строении территориально сопряженных тектонических структур.

Характерным примером такого рода является формационный анализ архея Алданского шита. Здесь выделяется несколько самостоятельных структурно-литологических комплексов: иенгрский, тимптоно-джелтулинский и олекмо-становой. И.М. Фрумкин (1967) указывает, что выделяемые в архее Алданского шита комплексы отличаются друг от друга составом и характером стратиграфического разреза, различным планом складчатых деформаций, магматизмом, условиями регионального метаморфизма и ультраметаморфизма, а также металлогеническими особенностями. Ни один из комплексов не участвует совместно с другим в строении какой-либо тектонической структуры, а это означает, что разрез каждого комплекса неполон. Взаимоотношения между тектоническими структурами, созданными отложениями различных комплексов, характеризуются наличием крупных стратиграфических и структурных несогласий и осуществляются по зонам глубинных разломов. При таком положе-

нии осадочно-метаморфических комплексов перерыв между периодами формирования каждого из них может быть каким угодно большим.

Метаморфизм иенгрского и тимптоно-желтулинского комплексов относится к гранулитовой фации, а регрессивный метаморфизм, проявленный не повсеместно, — к амфиболитовой; олекмо-становой комплекс изменен в условиях амфиболитовой фации. Соответственно сложна и многоэтапна в своем образовании тектоническая структура каждого комплекса. В зонах гранулитовой фации реконструировать историко-геологические условия седиментации, т.е. условия накопления осадков формации, можно практически только по химическому составу пород (в тех участках, где метаморфизм по характеру близок к изохимическому) и по гетерогенным текстурам. Возможно также использование детритовых цирконов. Вполне очевидно, что этих методов недостаточно для того, чтобы сколько-нибудь аргументированно выделить формацию в разрезе и установить ее генезис. Между тем такого рода соображения никогда не служили и не служат препятствием для формационного анализа осадочно-метаморфических толщ.

И.М. Фрумкин предлагает такую последовательность действий при формационном анализе: изучение характера стратиграфического разреза, установление петрографического состава слагающих его пород, выделение маркирующих литологических горизонтов и изучение их поведения по простиранию, отыскание признаков первичного происхождения метаморфических толщ, выяснение современного залегания пород путем изучения первичной слоистости. После составления стратиграфического разреза следует провести его сравнительно-литологический анализ и на данной основе, как итог всех исследований, осуществить формационный анализ разреза. Этот заключительный этап работы автор считает необходимым при всяких стратиграфических построениях в сколько-нибудь мощных первично геосинклинальных метаморфических толщах, ибо только та стратиграфическая схема будет правильной и жизненной, которая соответствует генетическим особенностям разреза, т.е. выделяемые основные стратиграфические подразделения (в ранге свит) должны учитывать геологические формации.

Разбор этой концепции имеет особое значение, потому что она является весьма типичной для большинства исследователей, изучающих формации осадочно-метаморфических толщ. Что же следует из приведенного выше отрывка? Изучение характера стратиграфического разреза в комплексах, испытавших многоэтапную складчатость и метаморфизм, — дело исключительно сложное. В крайнем случае, сопоставляя параллельные разрезы, проведенные вкрест простирания тектонических структур какого-либо блока, удается установить количественные изменения в соотношениях разных петрографических типов пород. Обычно такие наблюдения и служат основой для установления так называемых "фациальных изменений" на площади. При этом исследователь вынужден предположить, что в каждом из се-

чений блока, несмотря на сложность тектонической структуры, участвует только какая-то определенная часть разреза или весь разрез (свиты, толщи, серии), но ни в коем случае не разные его части, ибо тогда выявление "фациальных изменений" теряет даже минимальную обоснованность. "Сравнительно-литологический" анализ заключается обычно в выявлении изменений содержания определенных петрографических разновидностей пород в сопоставляемых разрезах, причем мощность каждого из этих разрезов принимается в значительной степени субъективно и часто в зависимости от того, верит ли данный исследователь в изоклинальную складчатость и широкое развитие разломов или нет.

Такие сопоставления могут сопровождаться более или менее полными литологическими реконструкциями на основе изучения реликтовых текстур и химического состава (в этой обстановке — методом прямого сравнения составов), в результате чего петрографическим горизонтам даются названия их осадочных эквивалентов. При этом текстурный анализ заведомо неполон, а метод прямого сравнения составов имеет, как было показано ранее, ряд существенных ограничений. Далее уже на базе этих построений выделенных стратиграфическим подразделением присваивается наименование формаций, причем формаций первичногеосинклинальных. В данном случае следовало бы говорить не об актуализме, а об униформизме, так как после выделения "геосинклинальных формаций" последние по составу сопоставляются со сходными формациями фанерозоя, строятся формационные ряды, описываются этапы геосинклинального развития архея. Затем следует совершенно логичный вывод о сходстве геосинклинального развития архея и фанерозоя на основании "формационного" анализа. Изложенный строгим научным языком и сопровождаемый хорошо вычерченными схемами сопоставления формаций вывод этот выглядит крайне убедительно, если забыть о том, что лежит в основе выделения формаций полиметаморфического гранулитового комплекса.

В архее Алданского щита предполагается существование трех последовательно сменяющих друг друга геосинклинальных комплексов, причем каждый последующий возникал и развивался на жестком фундаменте предшествующего стабилизированного комплекса путем его раскалывания, погружения и переработки. Между тем разница изотопных возрастов этих структурно-литологических комплексов составляет от 300 до 800 млн. лет. Можно себе представить, что такое "последовательно сменяющие друг друга геосинклинали" с разницей в возрасте полмиллиарда лет! Однако временные несоответствия также никогда не служили препятствием на пути формационного анализа древних осадочно-метаморфических толщ и доказательств идентичности направленности процессов геосинклинального осадконакопления в древнем докембрии и фанерозое.

Таким образом, при формационном анализе тех метаморфических комплексов, которые накапливались в одной и той же области и ныне участвуют в формировании контактирующих структурных единиц,

проблемы остаются те же: проблема сопоставления разрезов и их стратиграфического расчленения, проблема обоснованного выделения формаций, проблема геологического времени.

Для успешности проведения формационного анализа в древних осадочно-метаморфических комплексах требуется выполнение нескольких условий. Главное из них заключается в том, что при сопоставлении формаций фанерозоя и докембрия для получения надежных результатов следует пользоваться одними и теми же методами выделения и описания.

Формация в осадочных комплексах — очень емкое понятие, заключающее в себе представление о составе и распределении вещества, мощности, химизме, изменении состава по вертикали и на площади, масштабах развития живого вещества, металлогенической специализации и так далее. В глубоко измененных осадочных отложениях под названием "формация" часто выделяется комплекс отложений, химический состав которого отличен от условно выше- и нижележащих. В данном случае и молодые фанерозойские осадочные комплексы при сопоставлении следует анализировать только с точки зрения их химического состава; иные характеристики слабоизмененных отложений будут относиться к той группе фактов, которые нам неизвестны для сравниваемых глубоко метаморфизованных осадочных образований. Такой подход, естественно, снизит внешнюю информативность формационного анализа, однако в сложившейся ситуации он является методически верным, ибо четко обозначает круг фактов, в пределах которого возможно проводить формационные исследования.

Увеличение числа методов, применяемых при выделении формаций в глубоко измененных породах, требует соответствующего увеличения числа методов при характеристике сходных образований фанерозоя. При этом может выясниться, что некоторые методы изучения древних осадочных пород не используются в породах осадочных, как, например, при анализе реликтовых ориентировок устойчивых детритовых минералов или изучении "скрытых" текстур, которые становятся заметными только на определенной стадии изменения породы.

Проиллюстрируем это таким примером. Описанные выше кремнисто-карбонатная и флишевая формации среднего протерозоя Восточного Саяна параллелизовались с морскими кремнисто-карбонатными и морскими флишевыми формациями фанерозоя. Соответственно на территории Восточного Саяна в этот период изображался морской бассейн. Сопоставление кремнисто-карбонатной формации проводилось по литологическому составу, флишевой — по характерной текстуре измененных осадков и мощности. При этом аналоги этих формаций легко обнаруживались почти в любой геосинклинальной системе, что, естественно, увеличивало сходство докембрийского и фанерозойского осадконакопления, облегчая приложение метода актуализма к древним толщам. Предполагаемые фанерозойские аналоги этих среднепротерозойских образований имели строго дока-

занный морской генезис; что же касается кремнисто-карбонатной и флишевой формаций докембрия, то их морское происхождение установлено методом аналогий.

Изучение валового химического состава древних толщ дало некоторое представление о составе исходных осадков (терригенных, терригенно-карбонатных, карбонатных, глинистых, кремнистых), но не внесло ничего нового в отношении генезиса. Решающее значение в этом плане имели изучение микроэлементов и текстурный анализ. Оказалось, что так называемые "морские" отложения почти не содержат бора, являющегося, как известно, характерным показателем палеосолёности как в фанерозойских, так и в докембрийских отложениях. Было выяснено, что в кремнисто-карбонатной формации бор всегда встречается только в кварцитах, мраморы же полностью его лишены (карбонатные породы верхнего протерозоя и венда повсеместно содержат бор). Следовательно, кремнисто-карбонатная формация скорее всего является полифациальным образованием. Она сложена чередующимися пресноводными (известняки) и морскими (кремнистые осадки) отложениями, причем периоды засоления или проникновения морских вод, судя по мощности и конфигурации пластов и пачек кварцитов, были относительно кратковременными, а зоны соленых вод имели локальное распространение. Не трудно заметить, что применение еще одного метода (анализа микроэлементов), кроме характеристики литологического и валового химического состава, резко осложнило параллелизацию кремнисто-карбонатной формации с подобными по составу формациями фанерозоя.

Еще сложное обстоит дело с вышележащей карбонатной флишевой формацией. По текстурным признакам и химическому составу слагающих пород она может быть сопоставлена с карбонатным флишем, возникающим на поздних стадиях развития внешних прогибов геосинклиналей фанерозоя, и имеет много аналогов в разных частях фанерозойского разреза, что дает широкий простор для применения метода актуализма при разнообразных литолого-формационных реконструкциях.

Между тем изучение состава и распределения микроэлементов показало, что данные отложения, как и нижележащие, являются пресноводными образованиями и не содержат бора. Бор встречен только в редких пластах кварцитов, которые, наряду с мраморами, являются измененными фоновыми осадками или же кварцевыми метапесчаниками, сформировавшимися за счет обломков кварцитов из частично эродированной в эту эпоху кремнисто-карбонатной формации.

Изучение микроэлементов кремнисто-карбонатной и флишевой формаций позволило установить одну интересную особенность фоновых осадков этих формаций. За время существования Восточно-Саянского прогиба в нижнем и среднем протерозое тип фонового осадка (известковый ил) в целом не менялся; эпизодически возникающие фоновые кремнистые осадки имеют резко подчиненное значение.

Состав элементов-примесей кристаллических известняков неоднороден в различных частях разреза. В породах кремнисто-карбонатной формации распределение малых элементов в ряду терригенно-карбонатных и карбонатных пород может быть отнесено к сглаженному подтипу упорядоченного типа (Страхов, 1962, т. 2). И карбонатные, и терригенно-карбонатные породы имеют одинаково широкий спектр микроэлементов (стронций, титан, медь, никель, хром, литий, цинк, барий, марганец, ванадий), причем кобальт встречается только в чистых карбонатных породах, а медь в них резко преобладает.

Обогащение фоновых осадков микроэлементами свидетельствует об интенсивном развитии химического выветривания в областях размыва этого времени, что подтверждается рядом наблюдений иного плана (Савельев, 1966).

Карбонатные породы флишевой формации, участвующие в формировании элементарных циклов или образующие самостоятельные слои, внешне неотличимы от идентичных пород кремнисто-карбонатной формации, имеют идентичное количество органического вещества и сходный валовый химический состав, но набор микроэлементов в них совершенно иной. Среди малых элементов пород флишевой формации только стронций концентрировался в чисто карбонатных породах, а остальные элементы накапливались в терригенных и карбонатно-терригенных породах: медь и барий — в мергелях, марганец — в глинах, рубидий, титан, циркон, никель, кобальт, литий — в алевролитах и песчаниках, цинк, хром, ванадий — в песчаниках.

Подобный тип распределения (пестрый, по Н.М. Страхову) характеризует осадки, образующиеся при высоких скоростях седиментации, небольших путях переноса терригенного материала, неудовлетворительной его сортированности и слабом химическом выветривании материнских пород областей размыва. Действительно, начало накоплений флишевой формации знаменуется резким сокращением площади прогиба и повсеместным уничтожением коры химического выветривания (Межеловский, Савельев, 1966). Общность литологического типа основного фонового осадка обеих формаций и различие в распределении микроэлементов свидетельствуют о том, что на рубеже их образования не происходило изменения климата, состава воды или областей размыва; различия же в их строении определялись исключительно тектоническим фактором.

Сравнительное изучение породообразующих и малых элементов фоновых и аллохтонных осадков часто используется при сопоставлении разновозрастных формаций фанерозоя, поэтому все выводы об условиях накопления кремнисто-карбонатной и флишевой формаций протерозоя, полученным этим способом, могут быть использованы при поисках аналогичных образований в более молодых осадочных комплексах.

Текстурный анализ, по-видимому, может дать добавочную информацию о генезисе древних толщ, которая облегчит параллелизацию описываемых формаций с их фанерозойскими аналогами, но,



Рис. 44

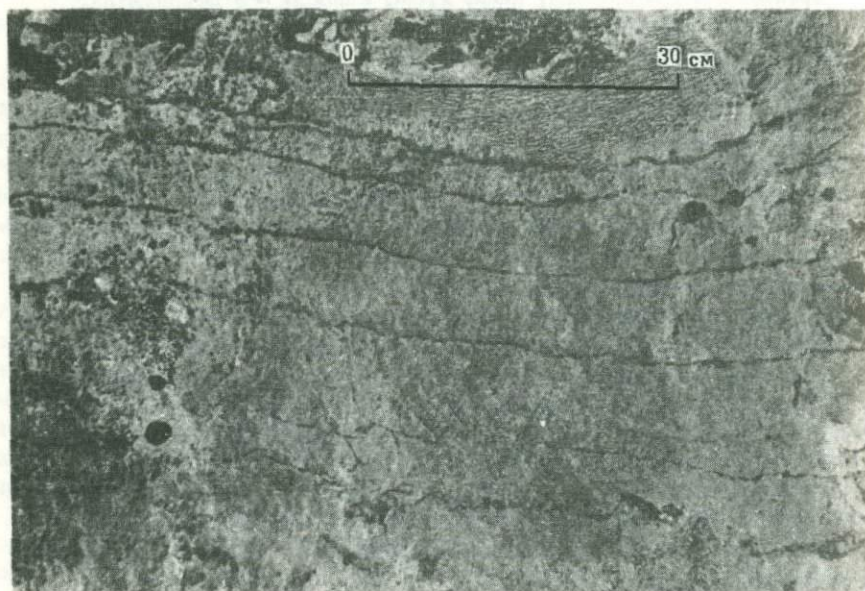


Рис. 45



Рис. 44. Эрозионный рельеф флишевых отложений (средний протерозой, Восточный Саян, р. Дода)

Положительный рельеф имеет биотитовый гнейс (метаалевролит), отрицательный – мрамор. Ширина обнажения около 3 м. Эпидот-амфиболитовая фация метаморфизма

Рис. 45. Слоистая текстура неопределенного генезиса в мраморах из зоны амфиболитовой фации (средний протерозой, Восточный Саян, р. 2-я Белая)

Тонкие слойки кварцитов в мраморах (темно-серое) могли возникнуть в результате метаморфизма различных образований: терригенной кварцевой примеси; хемогенного кремнистого осадка; диагенетических кремнистых обособлений; тонких кварцевых жил, сформировавшихся по трещинам отдельности в дометаморфическую стадию

Рис. 46. Графитистый мрамор из зоны амфиболитовой фации (средний протерозой, Восточный Саян, верховья р. Кан). Фотография шлифа без анализатора, увел. 20

Наблюдается реликтовая полосчатость, созданная зернами кварца (белое), графита и сульфида (черное). Приуроченность такой полосчатости к обособленным слоям среди массивных мраморов дает возможность предполагать осадочное происхождение этой текстуры

к сожалению, в данном случае этот широко используемый метод не оправдывает ожиданий. Прекрасно сохранившаяся элементарная ритмическая слоистость флишевой формации в зоне амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций является, в сущности, уже трансформированной. Поскольку в элементарных циклах с кристаллическими известняками сочетаются преимущественно тонкозернистые, терригенные породы (Савельев, 1960), многие из которых содержат значительное количество карбонатного материала, есть основания предполагать, что в неизмененных осадках эти слоистые текстуры были выражены значительно хуже, чем в метаморфических толщах.

Среди последних терригенные осадки, преобразованные в различные гнейсы, кристаллические сланцы и кальцифиры, резко отличаются по окраске и механическим свойствам от мраморов и создают на поверхности обнажений хорошо выраженный эрозионный рельеф (рис. 44). Наряду с этим микроструктуры, характеризующие слабые движения воды, здесь почти полностью утрачены.

Кремнисто-карбонатная формация имеет более разнообразные текстуры, что обуславливает и различную их сохранность. Слоистость пород этой формации создана разными процессами, одни из которых могут считаться достоверно определенными (слоистость, созданная мутьевыми потоками), другие - вероятными (хемогенная слоистость, связанная с проникновением в пресноводный бассейн соленых вод, биогенная слоистость), третьи - предполагаемыми (слоистость, созданная примесью эолового материала). Существует большая группа слоистых текстур, генезис которых неясен (рис. 45), и, наконец, (рис. 46) в породах формации имелись текстуры, утраченные при метаморфизме (Раевская, 1964). Сохранность всех этих текстур различна не только в разных зонах метаморфизма, но и на площади, в пределах одной зоны.

Кроме того, выделение некоторых текстур теснейшим образом зависит от характера обнажения. Так, элементарные циклы, созданные мутьевыми потоками, заметны сейчас преимущественно только в руловых обнажениях, на сглаженной поверхности которых они становятся выраженными благодаря разной механической прочности пород в основании и в кровле циклов (рис. 47); они имеют в верхней и нижней части породы, очень незначительно различающиеся по составу. Так, цикл II на рис. 47 сложен в основании мрамором, содержащим около 10% кварца. В верхней части цикла происходит постепенное уменьшение его содержания до 2-3%; в этом же направлении отмечается увеличение содержания пирита. Иногда в верхней части таких циклов появляются зерна амфибола, фуксита и уваровита. Постепенность вертикального изменения состава таких слоев и резкий скачок на контакте их свидетельствуют о том, что эта неоднородность имеет седиментационную природу и является результатом кратковременного процесса, которым в таком бассейне мог быть только мутьевой поток. Карбонатный состав пород циклов свидетельствует, что исходными осадками для таких об-

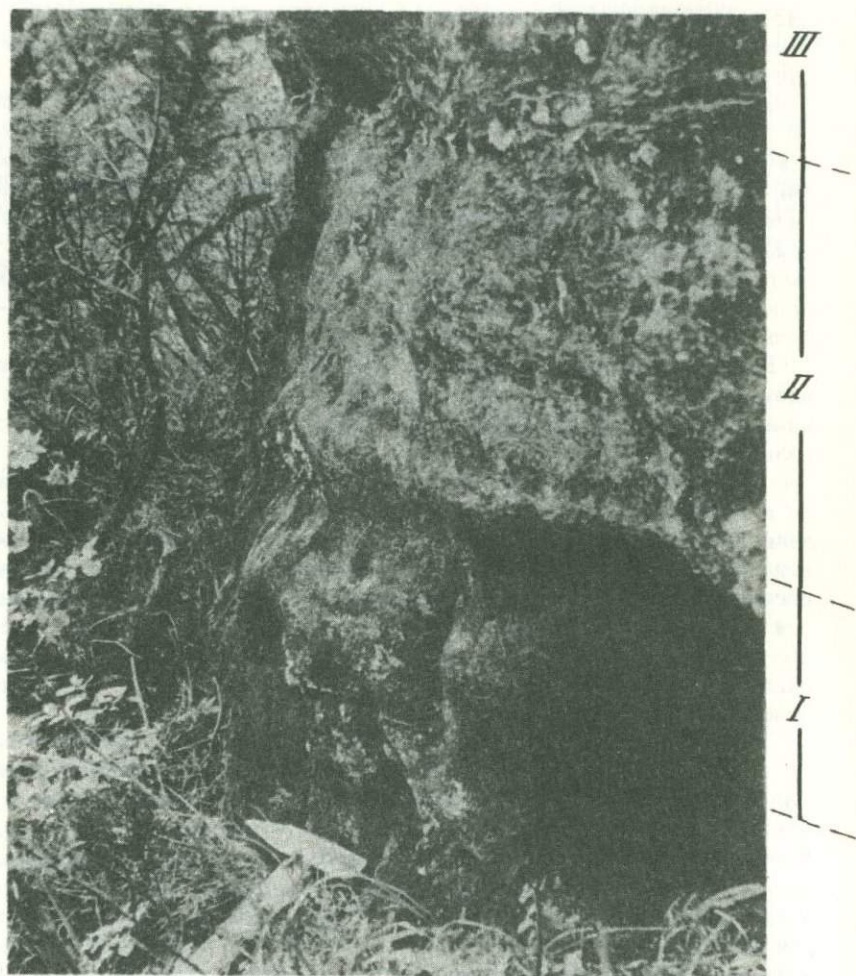


Рис. 47. Элементарные циклы в мраморах кремнисто-карбонатной формации (средний протерозой, Восточный Саян, р. Дизо)
Видны два цикла (I, II) и основание третьего (III)

разований были обломочные осадки, содержавшие небольшую примесь обломочного кварца. Пачки ритмически слоистых пород такого типа встречались неоднократно, но осталось неясным, слагают ли они какой-либо горизонт формации или же эпизодически появляются в ее разрезе на разных уровнях.

Характеристика текстур пород кремнисто-карбонатной формации страдает явной фрагментарностью. Неполнота сохранности текстур и спорный генезис некоторых из них являются причиной того, что условия накопления осадков формации в полной мере выявить не

удается и текстурный анализ не дает сведений, которые способствовали бы поискам аналогов этих образований среди фанерозойских отложений.

Единственным полезным результатом данного анализа является текстурное доказательство присутствия в составе толщи обломочных карбонатных пород. Детальное изучение элементарных циклов привело к интересным выводам о первичноосадочном распределении в них кремнезема, калия, натрия, магния и железа, о размере частичек органического вещества, о фациальной зональности на пути движения мутьевых потоков. Но и эти выводы нельзя использовать при параллелизации, так как исследования подобного плана в осадочных толщах не проводятся.

В метаморфических толщах изменения в содержании различных элементов легко устанавливаются макроскопически или в шлифах по изменению ассоциаций метаморфогенных минералов в разных частях реликтовой текстуры; в осадочной же толще такие исследования требуют химического анализа незначительной песчано-глинистой примеси в известняках из проб, отобранных вплотную друг к другу (Савельев и др., 1974). Фациальная зональность осадочных толщ реконструируется при сопоставлении разрезов из разных частей региональной структуры. Установленные при этом закономерности едва ли имеет смысл сравнивать с теми, которые получены при изучении внутреннего строения и состава элементарных циклов, потому что в последнем случае информация будет явно неполной.

Таким образом, материал по петрографическому и химическому составу и анализу текстур кремнисто-карбонатной и флишевой формаций показывает, что эти мощные толщи имеют пресноводное происхождение. Мощность их велика: нижней — не менее 4,0 и верхней — более 2,0 тыс. м. Кремнисто-карбонатная формация содержала в своем составе калькарениты, размер обломочного материала которых установить невозможно. Осадки этой формации накапливались при существовании коры химического выветривания в областях размыва. Флишевая¹ формация формировалась в условиях заметно сократившегося по площади прогиба, когда кора выветривания на суше отсутствовала.

Это, по-видимому, и есть все те данные, базируясь на которых следует отыскивать аналоги этих образований среди отложений фанерозоя. Едва ли их удастся найти среди геосинклинальных или платформенных образований молодых эпох.

В дальнейшем, вероятно, следовало бы разработать такие приемы фациального, а затем и формационного анализа, которые были бы одинаково действенными при изучении и осадочных, и осадочно-

¹ Я называю эту формацию флишевой согласно установившейся традиции: в данном случае все признаки флища налицо, кроме состава воды (флишевыми, по определению Н.Б. Вассоевича, являются морские отложения).

метаморфических пород. Учитывая специфику метаморфических образований, резонно полагать, что таким методом является сравнительное изучение химического состава осадочных и осадочно-метаморфических образований. Большое число работ в этом направлении уже ведется, но главной задачей сейчас является создание химической классификации фаций (на основе всестороннего изучения фоновых осадков), а затем и формаций. Разработка такой классификации является, на мой взгляд, важнейшим условием успешности формационного изучения древнейших метаморфических комплексов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение литологических особенностей метаосадочных толщ различного состава в различных зонах метаморфизма с полной очевидностью показало, что число признаков исходных осадков неуклонно уменьшается с увеличением степени метаморфизма и дислоцированности пород. Реликтовые седиментационные текстуры, сколь бы четко они ни были выражены в метаморфизованных осадочных породах, являются текстурами трансформированными, в связи с чем их прямое сравнение с внешне сходными текстурами неизмененных осадков является сложной задачей, требующей использования не только признаков внешнего сходства, но и данных химического состава слоев, а также (в каждом конкретном случае) учета тех особенностей слоистости, которые утрачены при метаморфизме.

Резкие различия в объеме литологической информации для близких по химическому составу, но различно метаморфизованных толщ, определяют необходимость разработки таких методов выделения и сопоставления формаций, которые базировались бы на признаках, общих для пород в любой стадии метаморфических изменений; главным из таких признаков является химический состав.

Использование реликтовых осадочных текстур в метаморфических породах для реконструкции условий, при которых происходило накопление исходных осадков, затрудняется тем обстоятельством, что каждый слой аллохтонных осадков и каждая граница слоев являются отражением весьма кратковременного процесса. Влияние тектонических и эвстатических изменений уровня бассейнов, а также климатических изменений реализуется в разрезах не непосредственно, а через процессы пульсационного отложения аллохтонного материала или через процессы постепенного (в большинстве случаев) изменения состава и типа фонового осадка.

Введение временного фактора в характеристику слоистых текстур, генетических типов отложений, фаций и формаций дает возможность значительно основательнее аргументировать ретроспективные реконструкции при изучении осадочно-метаморфических комплексов, однако разработка метода временного анализа разрезов должна быть проведена на неизмененных осадочных породах (установление приемов разделения фоновых и аллохтонных осадков, элементарных и полигенетических циклов, пластов и слоев и т.д.), прежде чем его в полном объеме можно будет применить к метаморфическим толщам. Особенно важно изучение фоновых осадков — их типов,

скорости отложения, изменений в разрезе и на площади, так как именно фоновые осадки наиболее полно характеризуют среду седиментации в любой точке бассейна.

Необходимо еще раз подчеркнуть, что успешность фациального и формационного анализа древних толщ во многом зависит от установления причин несопоставимости временных интервалов для сходных литологических комплексов разных геологических эпох. Она теснейшим образом связана с решением всех перечисленных выше задач.

Работы в этом направлении, первые результаты которых изложены в настоящей книге, должны явиться началом широких комплексных исследований трансформации осадочных пород при метаморфизме.

ЛИТЕРАТУРА

- Агафонов Т.Н. Некоторые морфологические особенности цирконов. Минералы. - "Геол. сб. Львовск. геол. об-ва", 1961, № 15.
- Акульшина Е.П., Ивановская А.В., Казанский Ю.П. Осадконакопление в позднем докембрии. - В кн.: Геология докембрия. Л., "Наука", 1972.
- Алекин О.А., Моричева Н.П. К вопросу о насыщенности воды Черного моря карбонатом кальция. - "ДАН СССР. Сер. геол.", 1966, т.167, № 2.
- Алешин С.М., Другов Г.М., Карпов И.И. Химический состав метapelитов как геотермометр. - "ДАН СССР. Сер. геол.", 1968, т.181, № 1.
- Андерсен Дж.Г.К. Докембрий Британских островов. - В кн.: Докембрий Канады, Гренландии, Британских островов и Шпицбергена. М., "Мир", 1968.
- Архангельский А.Д. Оползание осадков на дне Черного моря и геологическое значение этого явления. - "Бюл. МОИП, Отд. геол.", 1930, т. 38, вып. 1-2.
- Архангельский А.Д., Страхов Н.И. Геологическое строение и история развития Черного моря. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1938.
- Архипов И.В. По поводу одной гипотезы происхождения флиша. - Бюл. МОИП, Отд. геол.", 1965, т. 40, вып. 3.
- Архипов И.В. О противопоставлении флиша нефлишевым отложениям. - "Бюл. МОИП, Отд. геол.", 1971, т. 24, № 5.
- Бадалов С.Т. Состав вмещающих оруденение пород как активный фактор концентрации вещества. - В кн.: К геохимии и литологии Средней Азии. Л., "Недра", 1972.
- Баранов В.И. Возрастные этапы эволюции земного вещества. - В кн.: Пути познания Земли. М., "Наука", 1964.
- Баргхорн Э. Древнейшие органические остатки на Земле. - "Природа", 1972, № 5.
- Барташевич О.В., Ермакова В.И., Меламедова В.С. Физико-химические особенности органического вещества и нефтей протерозойских отложений центральных районов Московской синеклизы и Мезенской впадины. - В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М., "Недра", 1973.
- Беленицкая Г.А. О ритмичности и слоистости железистых кварцитов Примандровского района Кольского полуострова. - В кн.: Древнейшие осадочно-вулканогенные и метаморфические комплексы Кольского полуострова. Л., "Наука", 1966.
- Бельков И.В. К методике изучения первичных литологических признаков древних метаморфических толщ. - В кн.: Проблемы изучения геологии докембрия. Л., "Наука", 1967.
- Белькова Л.Н., Огнев В.Н. О возрасте и генезисе золотого оруденения Мурунтау. - "ДАН СССР", 1971, т. 197, № 6.

- Беляева Л.С. Геохимическая характеристика рассеянного органического вещества пород в связи с нефтегазоносностью докембрийских и нижнекембрийских отложений Иркутского амфитеатра. Автореф. канд. дис. Л., 1973.
- Беркнер Л., Маршалл Л. Кислород и эволюция. - "Земля и вселенная", 1966, № 4.
- Бойченко Е.А., Удельнова Т.М., Юферова С.Г. Эволюция восстановительных функций биосферы. - "Геохимия", 1961, № 11.
- Бородин Л.С., Быкова А.В. О циркониевом шорломите. - "ДАН СССР", 1961, т. 141, № 6.
- Ботвинкина Л.Н. О выделении диагенетической слоистости. - "ДАН СССР", 1959, т. 125, № 1.
- Ботвинкина Л.Н. Слоистость осадочных пород. - "Труды ГИН АН СССР", 1962, вып. 59.
- Ботвинкина Л.Н. Методическое руководство по изучению слоистости. М., "Наука", 1965.
- Ботвинкина Л.Н. Текстурированный анализ и его роль при литологических исследованиях. - В кн.: Состояние и задачи советской литологии, т. 1. М., "Наука", 1970.
- Бруевич С.В. Об устойчивости химического состава океанской воды в постпротерозойское время. - "Океанология", 1968, т. 8, вып. 6.
- Брусилловский С.А. О миграционных формах элементов в природных водах. Гидрохимические материалы, т. 35. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Бузиков И.П., Другова Г.М. Конгломераты в архее Тункинских гольцов. - "Труды ЛАГЕД АН СССР", 1960, вып. 9.
- Бутин Р.В. Ископаемые водоросли протерозоя Карелии. - В кн.: Остатки организмов и проблематика протерозойских образований Карелии. Петрозаводск, 1966.
- Васильева В.И., Хильтова В.Я., Савельев А.А., Саминина И.А. Современные методы выявления первичной природы метаморфических пород. - "Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер.", 1973, т. 221.
- Вассоевич Н.Б. Флиш и методика его изучения. М., Гостоптехиздат, 1948.
- Вассоевич Н.Б. Флиш и астрогеология. - "Географ. сб.", 1962, № 15.
- Великославинский Д.А. Изменение химического состава метапелитов мамской серии Северо-Байкальского нагорья с увеличением степени регионального метаморфизма. - В кн.: Ультраметаморфизм и метасоматоз докембрийских формаций СССР. М., "Наука", 1966.
- Великославинский Д.А., Петров Б.В. Геология и метаморфизм верхнего докембрия Северо-Байкальского нагорья. Л., "Недра", 1964а.
- Великославинский Д.А., Петров Б.В. Стратиграфия и метаморфическая зональность области сочленения Северо-Байкальского нагорья и Патомского нагорья. - "Труды ЛАГЕД АН СССР", 1964б, вып. 19.
- Вернадский В.И. Биосфера. Избр. соч., т. 5, М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Вертушков В.Н. Рутилсодержащие амфиболиты и эклогиты Урала. - "Разв. и охр. недр", 1957, № 8.
- Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М., "Мир", 1969.
- Виноградов А.П. Химический элементарный состав организмов и периодическая система Д.И. Менделеева. - "Труды Биогеохим. лаб.", 1935, т. 3.
- Виноградов А.П. Химическая эволюция Земли. М., Изд-во АН СССР, 1959.

- Власов Н.Г., Гниловский Г.В. Докембрийские образования Северного Памира. — "ДАН СССР", 1969, т. 189, № 4.
- Волков И.И. Основные закономерности распределения химических элементов в толще глубоководных осадков Черного моря. — "Литол. и полезн. ископ.", 1973, № 2.
- Вологдин А.Г. О древнейших жизнепроявлениях на Земле. — "Астроном. журн.", 1966, т. 43, № 5.
- Галдобина Л.Н., Михайлюк Е.М. Литология и палеогеография осадочных образований среднего протерозоя Южной Карелии. — В кн.: Проблемы литологии докембрия. Л., "Наука", 1971.
- Гераничева Г.К., Марин Ю.Б. Причины морфологической изменчивости ширкона. — "Зап. ГИ", 1968, т.54, вып. 2.
- Гилярова М.А. Существуют ли конгломераты докарелия? — В кн.: Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. Л., "Наука", 1971.
- Гирин Ю.П. Геохимическая стадийность диагенеза (на примере среднеюрских отложений Б.Кавказа). — "Геохимия", 1967, № 12.
- Глебовицкий В.А., Савельев А.А., Прияткина Л.А., Московченко Н.И. Изменение и сохранение состава осадочных пород при прогрессивном метаморфизме. — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М., "Недра", 1973.
- Головенко В.К. Стратиграфия, литология и условия образования тефторгинской серии и проблема поисков глиноземистого сырья. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Байкало-Патомского нагорья. Иркутск, 1966.
- Головенко В.К. Среднепротерозойская кора химического выветривания в северной части Байкальской горной области. — В кн.: Проблемы литологии докембрия. Л., "Наука", 1971.
- Гольданский В.И., Игнатович Т.Н., Косыгин М.Ю., Ямпольский П.А. Поликонденсация α -L аланина под действием ударных волн. — "ДАН СССР. Сер. биол.", 1972, т.207, № 3.
- Гоньшакова В.И. Трапповый магматизм и магнетитовое оруденение юго-восточной части Сибирской платформы. — "Труды ИГЕМ АН СССР", 1961, вып. 61.
- Горяинов П.М. Железисто-кремнистая формация Примандровского района. Вопросы литологии и генезиса. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. вып. 1. М., "Недра", 1966.
- Горяинов П.М. Первичная геохимическая зональность докембрийских железисто-кремнистых формаций и ее практическое значение. — В кн.: Научные основы геохимических методов поисков месторождений полезных ископаемых и оценки потенциальной рудоносности магматических и метаморфических комплексов докембрия. Апатиты, 1972.
- Горяинов П.М. К вопросу о составе нижнепротерозойской атмосферы. — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М., "Недра", 1973.
- Гроздилов А.Л. О некоторых закономерностях развития Земли на основе формационного анализа. — В кн.: Геология и полезные ископаемые севера Сибирской платформы. Л., "Наука", 1971.
- Гудвин А.М. Вулканогенные железистые формации архея Канадского щита. — В кн.: "Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевосных формаций мира. Киев, "Наукова думка", 1972.
- Данбар К., Роджерс Дж. Основы стратиграфии. М., ИЛ, 1962.
- Дафф П., Халлам А., Уолтон Э. Цикличность осадконакопления. М., "Мир", 1971.

- Дзевановский Ю.К. Архейский метаморфический комплекс Алданского щита. - В кн.: Труды межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири, 1956 год. Л., Изд-во АН СССР, 1958.
- Добрецов Н.Л. Значение парциального давления H_2O и CO_2 в метаморфических системах. - "ДАН СССР", 1966, т. 166, № 6.
- Другов С.И. Стратиграфия докембрия Байкало-Патомского нагорья. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Другова Г.М. К вопросу о конгломератах Мончегорского района на Кольском полуострове. - В кн.: Проблемы литологии докембрия. Л., "Наука", 1971.
- Ермолаев М.М., Шванов В.Н., Дюфур М.С., Попова В.А. Некоторые черты петрографии, минералогии и геохимии отложений южной части антиклинория Урал-Тау. - В кн.: Вопросы региональной геологии. Изд-во ЛГУ, 1968.
- Жемчужников Ю.А. Слои и пласт. - "Изв. АН СССР. Сер. геол.", 1950, № 5.
- Жемчужников Ю.А. Сезонная слоистость и периодичность осадконакопления. - "Труды ГИН АН СССР", 1963, вып. 86.
- Животовская А.И., Айнемор А.И., Одесский И.А., Яхнин Э.Я. Очерки по физической седиментологии. Л., "Недра", 1964.
- Забияка А.И. О метаморфической зональности в протерозойских отложениях Таймыра. - "Труды Красноярского отд. СНИИГТИМС", 1969, вып. 61.
- Забияка А.И. Конкреции в докембрийских толщах Таймыра. - В кн.: Материалы первого семинара по изучению конкреций Комиссии по осадочным породам при ОНЗ АН СССР и отделении литологии ВСЕГЕИ. Л., 1970.
- Завалишин М.А., Львова Н.А. Стратиграфия и геологическое строение северо-восточной части Мамского района. - В кн.: Материалы по геологии месторождений слюды, вып. 1 (3). М., 1954.
- Затонский Л.К., Канаев В.Ф., Удинцев Г.Е. Геоморфология подвальной части Курило-Камчатской гряды. - В кн.: Океанологические исследования. № 3. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Захаревич К.В., Савельев А.А. Шулешко И.К. Слоистость и псевдослоистость метаморфических парапород. - В кн.: Геологические формации Дальнего Востока и их металлогения. Хабаровск, 1972.
- Зеленщикова К.Х., Шулешко И.К., Петров Б.В. Савельев А.А. "Сквозные" акцессорные минералы протерозойских метаосадочных пород бассейна р. Патом. - В кн.: Литология и петрохимия осадочных пород в разных зонах метаморфизма. Л., "Наука", 1974.
- Зенкович В.П. Динамика и морфология морских берегов, ч. 1. Волновые процессы. Л., "Морской транспорт", 1946.
- Иванов Г.А. Угленосные формации. Л., "Наука", 1967.
- Иванов Г.А., Македонов А.В. Ритмичность (цикличность) осадконакопления и закономерности размещения углей и горючих сланцев. - В кн.: Цикличность осадконакопления и закономерности размещения горючих полезных ископаемых. Новосибирск, 1975.
- Ивановская А.В., Казанский Ю.П., Тимофеев Б.В. Распределение микрофитофоссилий в различных литолого-фациальных зонах рифея Восточной Сибири. - "Труды Ин-та геол. и геофиз. Сиб. отд. АН СССР", 1974, вып. 81.
- Казаков А.Н. Псевдоконгломераты Мамского комплекса (Северо-Байкальское нагорье). - "Труды ЛАГЕД АН СССР", 1960, вып. 9.

- Казачков А.Н. Микроструктурная ориентировка кварца в складке. — В кн.: Деформация и структуры докембрийских толщ. Л., "Наука", 1967.
- Казачков А.Н. К вопросу о происхождении метаморфической полосчатости. — В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфическое рудообразование. Л., "Наука", 1970.
- Казанский Ю.П. Выветривание и его роль в осадконакоплении. Новосибирск, "Наука", 1969.
- Казанский Ю.П. К истории осадконакопления и о месте в ней рифейского седиментогенеза. Новосибирск, "Наука", 1973.
- Калафати Л.В. К методике геологического картирования докембрия в Ениском и Стрельнинском районе Мурманской области. — В кн.: Проблемы изучения геологии докембрия. Л., "Наука", 1967.
- Калвин М., Бойлен Д., Мак-Карти Ю., Ван-Хевен У. Следы жизни в докембрийских слоях и поиски жизни в Кодмосе. — В кн.: Населенный космос. М., "Наука", 1972.
- Каледа Г.А. К вопросу о перекристаллизации карбонатных пород. — В кн.: Вопросы минералогии осадкообразования, кн. 2. Изд-во Львовск. ун-та, 1955.
- Карагодин Ю.Н. Геоцикличность — основа тектонического районирования осадочных покровов. — В кн.: Цикличность осадконакопления и закономерности размещения горючих полезных ископаемых. Новосибирск, 1975.
- Келлер Б.М. Формации миогеосинклинального рифея в расшифровке докембрийских складчатых эпох. — "Бюл. МОИП, Отд. геол.", 1971, т. 46, № 5.
- Келлер Б.М. Сравнение скоростей осадконакопления рифея и фанерозоя в свете данных абсолютной геохронологии. — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М., 1973.
- Кирилук В.П. Сиворонов А.А. К формационной характеристике нижнедокембрийских образований северо-востока Читинской области. — В кн.: Вопросы геологии, петрологии и металлогении метаморфических комплексов Востока СССР. Владивосток, 1968.
- Кленова М.В. Современное осадкообразование в Баренцевом море. — В кн.: Современные осадки морей и океанов. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Ковригина Е.К. Опыт формационного анализа метаморфических толщ на примере Ангаро-Канской части Енисейского края. — "Труды ВНИГНИ АН СССР", 1971, т. 158.
- Коржинский Д.С. Докембрий Алданской плиты и хребта Станового. Стратиграфия СССР, т. 1. М., 1939.
- Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. М., "Наука", 1969.
- Коссовская А.Г., Шутов В.Д. Проблема эпигенеза. — В кн.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. М., "Наука", 1971.
- Косыгин Ю.А. Основы тектоники. М., "Недра", 1974.
- Кратц К.О., Чернов В.М. Геологические формации и некоторые особенности палеотектоники раннего протерозоя Балтийского щита. — В кн.: Проблемы литологии докембрия. Л., "Наука", 1971.
- Крашенинников Г.Ф. Учение о фациях. М., "Высшая школа", 1971.
- Крашенинникова О.В. Литогенез рифейских отложений юго-запада Русской платформы. Киев, "Наукова думка", 1962.
- Круглов С.С. О псевдоконгломератах в метаморфических толщах палеозоя Северного Кавказа. — "Труды Геол. ин-та АН СССР", 1959.
- Крылова М.Д., Неелов А.Н. Конгломератовидные породы архейского комплекса Алдана. — "Труды ЛАГЕД АН СССР", 1961, вып. 9.

- Кулимин Л.Н., Смирнов Л.С. Приливно-отливные циклы в кембро-ордовикских песках Прибалтики. — "ДАН СССР", 1973, т.212, № 3.
- Кулиш Е.А. Кварциты архея в южной части Алданского щита. Магадан, 1964.
- Кулиш Е.А. Особенности осадконакопления высокоглиноземистых пород иенгрской серии Алданского архея. — "ДАН СССР", 1968, т.179, № 3.
- Кулиш Е.А. Режим кислорода в атмосфере алданского архея. — "ДАН СССР", 1970, т.191, № 4.
- Кухаренко А.А. Минералогия россыпей. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Кюнен Ф. Экспериментальные исследования суспензионных потоков и глинистых суспензий. — В кн.: Геология и геофизика морского дна, М., "Мир", 1969.
- Лазарев Ю.И. О геометрическом анализе складчатых деформаций в районах наложенной складчатости. — В кн.: Методические указания по геологической съемке м-ба 1:50 000, вып. 4, Л., "Недра", 1972.
- Лазько Е.М. К характеристике архейского и протерозойского этапов в истории земной коры. — В кн.: Доклады советских геологов на XXII сессии МГК, М., "Недра", 1964.
- Лападю-Арг П. О существовании в природе химического привноса в некоторых сериях кристаллических сланцев. — В кн.: Проблема образования гранитов, М., ИЛ, 1950.
- Леонов М.Г. Флиш — образование подводного склона. — "Литол. и полезн. ископ.", 1972, № 2.
- Леонов Г.П. Проблема цикличности в региональной стратиграфии. — В кн.: Цикличность осадконакопления и закономерности размещений горючих полезных ископаемых. Новосибирск, 1975.
- Леонтьев Г.И. Некоторые черты седиментационной ритмичности мамской толщи (по данным статистического анализа). — В кн.: Проблемы литологии докембрия. М., "Наука", 1971.
- Леонтьев Г.И., Завалишин М.А., Чесноков В.Н. К вопросу о применении метода графической коннекции при стратиграфических сопоставлениях ритмичнослоистых осадков мамской кристаллической толщи. — В кн.: Проблемы изучения геологии докембрия. Л., "Наука", 1967.
- Лисицын А.П. Взвешенные вещества в океане. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Лодочкиков В. Н. Главнейшие породообразующие минералы. М., Госгеолтехиздат, 1955.
- Лонгинов В. В. Проблема суспензионных потоков в литодинамике океана. — "Океанология", 1971, т.11, № 3.
- Лопухин А.С., Трофимов Д.М., Бобровский В.В. О находке микрофоссилий в тиллитах, подтилитовых и надтилитовых отложениях верхнего докембрия синеклизы Таудены (Зап. Африка). — "Изв. Высш. учебн. завед. Геол. и разв.", 1972, № 11.
- Любцов В.В. К истории исследования органических остатков и стратиграфии Кольской зоны рифейских отложений. — В кн.: "Природа и хозяйство Севера", вып.34. Апатиты, 1971.
- Ляхович В.В. Рациональная методика извлечения аксессуарных минералов из гранитоидов. М., "Недра", 1966.
- Ляхович В.В., Нонешникова В.И. О влиянии поздних процессов на содержание аксессуарных минералов в гранитах. — "Труды ИМГРЭ АН СССР", 1960, вып.4.
- Манская С.М., Дроздова Т.В. Геохимия органического вещества М., "Наука", 1964.

- Маракушев А.А. Проблема минеральных фаший метаморфических и метасоматических горных пород. М., "Наука", 1965.
- Марков К.К. Палеогеография (историческое землеведение). Изд-во МГУ, 1960.
- Марков М.С. О некоторых чертах строения протерозойских геосинклинальных трогов. - В кн.: Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. М., "Наука", 1964.
- Матковский О.И. О понятии термина "акцессорный минерал". - "Минер. сб. Львовск. ун-та", 1965, вып. 2, № 19.
- Межеловский Н.В., Савельев А.А. Палеогеография протерозоя Восточного Саяна и Тувы. - В кн.: Материалы геологической конференции. Красноярск, 1966.
- Методические указания по геологической съемке масштаба 1:50 000, вып. 4. Геологическая съемка в областях развития метаморфических образований. Л., "Недра", 1972.
- Методическое руководство по геологической съемке масштаба 1:50 000, т. 1. Л., "Недра", 1974.
- Методическое руководство по геологическому картированию метаморфических комплексов. М., 1957.
- Методы изучения осадочных пород, т. 1, 2. М., 1957.
- Миллер Ю.В. Подводно-оползневые дислокации в верхнепротерозойских отложениях Восточного Саяна и их палеотектоническое и палеогеографическое значение. - В кн.: Деформации и структуры докембрийских толщ. Л., "Наука", 1967.
- Московченко Н.И. Состав и строение ритмичных образований Северной Карелии и особенности их метаморфизма. - В кн.: Проблемы литологии докембрия. Л., "Наука", 1971.
- Муравьев В.И. Карбонаты терригенных пород - индикаторы стадий постседиментационного преобразования. - В кн.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. М., "Наука", 1971.
- Мусатов Д.И., Савельев А.А. Некоторые особенности платформенных структур протерозоя на примере Южной Сибири. - В кн.: Геология докембрия. М., "Недра", 1964.
- Мусатов Д.И., Межеловский Н.В. Сравнительная характеристика докембрийских и нижнепалеозойских формаций юга Средней Сибири и некоторые вопросы их классификации. Геологические формации. Л., 1968.
- Надеждина Е.Д. Акцессорные минералы траппов района нижнего течения реки Подкаменной Тунгуски. - "Труды ИГЕМ АН СССР", 1961, вып. 55.
- Неелов Н.А. Стратиграфия, структура и метаморфизм докембрия среднего течения рек Мамы и Б. Чуи. - "Труды ЛАГЕД АН СССР", 1957, вып. 7.
- Неручев С.Г., Макаров К.М., Шуменкова Ю.М. Битумообразование в кембрийских и докембрийских (вендских) отложениях Ангарской синеклизы и южного склона Анабарского шита. - "Труды ВНИГНИ АН СССР", 1972, вып. 310.
- Ньюэлл Н. Багамские банки. - В кн.: Земная кора. М., ИЛ, 1957.
- Опарин А.И. Возникновение жизни на земле. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Опарин А.И. Жизнь, ее природа, происхождение и развитие. М., "Наука", 1968.
- Павловский Е.В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии. - "Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР", 1962, вып. 5.
- Павловский Е.В., Беличенко В.Г. Осадочные формации верхнего протерозоя Саяно-Байкальского нагорья. - В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 1., М., 1958.

- Павловский Е.В., Марков М.С. Особенности тектоники ранних этапов развития земной коры континентов. — В кн.: Доклады советских геологов на XXII сессии МГК. М., "Наука", 1964.
- Пап А.М. Формационное деление докембрия Белоруссии. — "ДАН СССР", 1972, т. 206, № 3.
- Парфенов Л.М., Савельев А.А. Об изменениях первичноосадочных ориентиров галек в песчитах. — "ДАН СССР", 1976, т.226, вып. 1.
- Первольф Ю.В. О процессе образования ила Мойнакского озера. — М., Госгеолтехиздат, 1937.
- Петелин В.П. Осадкообразующая деятельность суспензионных потоков. — "Бюл. МОИП. Отд. геол.", 1957, т.32, вып. 3.
- Петров Б.В. Петрохимия зонально-метаморфизованных пород Патомского нагорья. — В кн.: Литология и петрохимия осадочных пород в разных зонах метаморфизма. Л., "Наука", 1974.
- Петров Б.В., Макрыгина В.А. Прогрессивный зональный метаморфизм в Патомском нагорье. — В кн.: Региональный метаморфизм и рудообразование. Л., "Наука", 1970.
- Петрографический словарь. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Полдерваарт А. Химия земной коры. — В кн.: Земная кора. М., 1957.
- Полканов А.А. Принципы и методы стратиграфии докембрия. Геологический очерк Кольского п-ва. — "Труды Арктич. ин-та", 1936, т.8.
- Полканов А.А. Структурно-геологический метод стратиграфического расчленения древнейших формаций и нижняя граница палеозойской эры. — "Труды ЛАГЕД АН СССР", 1953, вып. 2.
- Полканов А.А. Геология хогландия-иотния Балтийского щита. — "Труды ЛАГЕД АН СССР", 1956, вып. 6.
- Попов В.И., Макарова С.Д., Станкевич Ю.В., Филиппов А.А. Руководство по определению осадочных фациальных комплексов и методика фациально-палеогеографического картирования, вып. 2. Л., Гостоптехиздат, 1963.
- Предовский А.А. Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований докембрия. Апатиты, 1970.
- Прияткина Л.А. Ложная косая слоистость в гранулитах Кольского полуострова. — В кн.: Проблемы литологии докембрия. Л., "Наука", 1971.
- Пшибрам П. Окраска и люминесценция минералов. М., ИЛ, 1960.
- Раевская Л.Н. О генезисе кварцитов дербинской свиты Восточного Саяна. — В кн.: Новые данные по геологии юга Красноярского края. Красноярск, 1964.
- Разумова В. Н. Роль гидротермальных образований в формировании древних кор выветривания. — "ДАН СССР Сер. геол.", 1972, т.207, № 3.
- Розен О.М., Сидоренко А.В., Близнюченко Л.М. К вопросу о формационном анализе докембрийских метаморфических комплексов. — "Сов. геол.", 1972, № 3.
- Романкевич Е.А., Баранов В.И., Христианова Л.А. Стратиграфия и абсолютный возраст четвертичных осадков западной части Тихого океана М., "Недра", 1964.
- Романовский С.И. О роли мутьевых потоков в процессах осадконакопления. — "Литой. и полезн. ископ.", 1973, № 3.
- Ронов А.Б. Общие тенденции в эволюции состава земной коры, океана и атмосферы. — "Геохимия", 1964, № 8.
- Рухин Л.Б. Основы литологии. М., Гостоптехиздат, 1953.
- Рухин Л.Б. Основы общей палеогеографии. М., Гостоптехиздат, 1962.

- Савельев А.А. Тектоника протерозоя северных склонов Агульских белков (Восточный Саян). — В кн.: Некоторые вопросы геологии Азиатской части СССР. М.—Л. Изд-во АН СССР, 1959.
- Савельев А.А. Флишевые отложения нижнего протерозоя западной части Восточного Саяна. — "Труды ЛАГЕД АН СССР", 1960, вып. 2.
- Савельев А.А. Опыт палеогеографических реконструкций на основе изучения отложений дербинской свиты нижнего протерозоя Восточного Саяна. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 1. М., "Недра", 1966.
- Савельев А.А. Ложная косая слоистость в метаморфических породах. — В кн.: Проблемы литологии докембрия. Л., "Наука", 1971.
- Савельев А.А. Выявление исходной природы первично-осадочных метаморфических пород. — В кн.: Методические указания по геологической съемке м-ба 1:50 000, вып. 4. Л., "Недра", 1972.
- Савельев А.А. Выявление условий формирования первично-осадочных метаморфических пород. — В кн.: Методическое руководство по геологической съемке м-ба 1:50 000, т. 1. Л., "Недра", 1974.
- Савельев А.А., Писаренков Р.И. О метаморфизме и структурном положении Аразбейской глыбы. — В кн.: Новые данные по геологии юга Красноярского края. Красноярск, 1964.
- Савельев А.А., Тимофеев Б.В. Сохранность микрофитофоссилий при прогрессивном региональном метаморфизме. — В кн.: Проблемы литологии докембрия. Л., "Наука", 1971.
- Савельев А.А., Тимофеев Б.В. Образования типа каличе на доятулийских корах выветривания и их палеофитологическая характеристика. — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М., "Наука", 1973.
- Савельев А.А., Хильтова В.Я., Шнейдер Е.А. О возрасте базыбайской серии Восточного Саяна. — В кн.: Материалы геологической конференции. Красноярск, 1966.
- Савельев А.А., Хильтова В.Я., Шулешко И.К., Петров Б.В., Зеленщикова К.Х., Захаревич К.В. Литология и петрохимия осадочных пород в разных зонах метаморфизма. Л., "Наука", 1974.
- Савельев А.А., Шулешко И.К. Обломочные акцессории в метаморфических породах. — "Литол. и полезн. ископ.", 1971, № 2.
- Салоп Л.И. Основные черты геологического развития территории СССР в докембрии. — В кн.: Доклады советских геологов на XXI сессии МГК. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области, т. 1. Стратиграфия. М., "Недра", 1964.
- Сеннов О.Н. Сравнительная характеристика минералогических ассоциаций средне- и верхнепротерозойских образований средней части Байкальского хребта. — В кн.: Геология и золотоносные конгломераты рифея и венда Южного обрамления Иркутского амфитеатра. Иркутск, 1972.
- Сергеев А.С., Сергеева Э.И. О генезисе псевдоконгломератов в песчаниках турьинской свиты (Кольский полуостров). — "Вестн. ЛГУ", 1972, № 18.
- Сидоренко А.В. Известковые накопления (каличе) в пустынях Мексики. — "Изв. АН СССР. Сер. геогр.", 1958, № 1.
- Сидоренко А.В. Проблемы осадочной геологии докембрия. — "Сов. геол.", 1963, № 4.
- Сидоренко А.В. О едином историко-геологическом принципе изучения докембрия и постдокембрия. — "ДАН СССР. Сер. геол.", 1969, т. 186, № 1.

- Сидоренко А.В., Лулева О.И. О слоистых текстурах в метаморфических толщах Кольского полуострова. — "ДАН СССР. Сер. геол.", 1958, т. 118, № 1.
- Сидоренко А.В., Лулева О.И. К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Сидоренко А.В., Розен О.М., Гиммельфарб Г.Б., Теняков В.А. К проблеме распространенности карбонатных отложений в докембрии. — "ДАН СССР. Сер. геол.", 1969, т. 189, № 6.
- Сидоренко А.В., Теняков В.А., Горбачев О.В., Жук-Почекутов К.А., Розен О.М. О вероятных осадочных аналогах амфиболитов. — "ДАН СССР. Сер. геол.", 1968, т. 182, № 4-6.
- Скуфьин П.К. Некоторые особенности геологического строения гнейсов Кольской серии в бассейне реки Уры. — В кн.: Древние осадочно-вулканические и метаморфические комплексы Кольского полуострова. М., "Наука", 1966.
- Смирнов Г.А., Федорова Г.Г., Пумпянский А.М. Условия образования кремнистых тел в карбонатных породах. — "Литол. и полезн. ископ.", 1969, № 3.
- Смирнов Л.С. Текстура и структура песчано-алевритовых пород в связи с проблемой палеогравиации. — "Бюл. МОИП", 1972, т. 11, вып. 2, № 7.
- Соболев В.С., Добрецов Н.Л., Хлестов В.В. Режим H_2O и CO_2 при прогрессивном региональном метаморфизме. — "ДАН СССР", 1966, т. 166, № 2.
- Соколов Б.С. Докембрийская биосфера в свете палеонтологических данных. — "Вести. АН СССР", 1972, № 2.
- Соколов В.А., Галдобина Л.П., Рылеев А.В., Сацук Ю.И., Светов А.П., Хейсканен К.И. Геология, литология и палеогеография ятулия Центральной Карелии. Петрозаводск, "Карелия", 1970.
- Сочава А.В. Красноцветы мела Средней Азии. Л., "Наука", 1968.
- Сочава А.В., Гликман Л.С. Циклические изменения содержания свободного кислорода в атмосфере и эволюция. — В кн.: Материалы эволюционного семинара, вып. 1, Владивосток, 1973.
- Страхов Н.М. Основы теории литогенеза, т. 1-3, М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Судовиков Н.Г. Региональный метаморфизм и некоторые вопросы петрологии. Изд-во ЛГУ, 1964.
- Суслова С.Н. Первичные текстуры в осадочных породах печенгской серии. — В кн.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова. Л., "Наука", 1963.
- Суслова С.Н. К вопросу о литологическом составе гнейсосланцевой толши тундры Галья (Кольский полуостров). — В кн.: Проблемы литологии докембрия. Л., "Наука", 1971.
- Таевский В.М. Новые данные о стратиграфии мамской кристаллической полосы. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Иркутской области, вып. 1(28). Иркутск, 1961.
- Тернер Ф.Дж. Эволюция метаморфических пород. М., ИЛ, 1951.
- Томиа Л. Геологическое значение окраски цирконов и открытие докембрия в Японии. — "Геология", 1956, № 8.
- Трофимук А.А., Карагодин Ю.Н. Теоретические и прикладные вопросы цикличности осадконакопления. — В кн.: Цикличность осадконакопления и закономерности горючих полезных ископаемых, Новосибирск, 1975.

- Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж. *Метаморфические реакции и метаморфические фаши.* М., ИЛ, 1962.
- Федкова Т.А. О некоторых признаках первичноосадочных текстур в породах гранулитовой формации Кольского полуострова. — В кн.: *Древнейшие осадочно-вулканические и метаморфические комплексы Кольского полуострова.* Л., "Наука", 1966.
- Флаас А.С. Динамический анализ развития складчатых структур и пегматитообразования (Северо-Байкальское нагорье). — В кн.: *Геология и генезис мусковитовых пегматитов.* Л., "Наука", 1973.
- Фомин Н.И., Тихонов В.Л. Новые данные по геологии Мамского района. — В кн.: *Геология и полезные ископаемые Байкало-Патомского нагорья.* Иркутск, 1966.
- Фролов В.Т. Пример архейского флиша Австралии. — В кн.: *Литология и осадочная геология докембрия.* М., "Наука", 1973.
- Фролова Н.В. Об условиях осадконакопления в архейской эре. — *"Труды Иркутск. ун-та"*, 1951, т. 5, вып. 2.
- Фрумкин И.М. Структурно-литологический метод картирования докембрийских образований и результаты его применения на Алданском щите. — В кн.: *Проблемы изучения геологии докембрия.* Л., "Наука", 1967.
- Ханн В.Е. Основные типы тектонических структур, особенности и причины их развития. — В кн.: *Доклады советских геологов на XXI сессии МГК.* М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Хаин В.Е. *Общая геотектоника.* М., "Недра", 1964.
- Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Поперечные конседиментационные разломы на границе Центрального Кавказа и распределение фаций мезозоя и кайнозоя. — *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1961, № 4.
- Хворова И.В. О происхождении флиша. — *"Бюл. МОИП. Отд. геол."*, 1958, т. 33, вып. 5.
- Хиллс Е.Ш. *Элементы структурной геологии.* М., "Недра", 1967.
- Хильтова В.Я., Савельев А.А. Критерии разделения орто- и парапород. — В кн.: *Методические указания по геологической съемке м-ба 1 : 50 000,* вып. 4, Л., "Недра", 1972.
- Хильтова В.Я., Савельев А.А., Петров Б.В., Кебезинская К.Б., Шулешко И.К. Влияние регионального метаморфизма на химический состав осадочных пород. — В кн.: *Обзорные карты и общие проблемы метаморфизма,* т. 2. Новосибирск, 1972.
- Хильтова В.Я., Савельев А.А., Шулешко И.К. Петрохимия филлитов в разных зонах метаморфизма (Северо-Байкальское нагорье). — *"ДАН СССР"*, 1969, т. 188, № 1.
- Хильтова В.Я., Шулешко И.К., Борисова К.Д. Окраска цирконов из архейских пород Восточного Саяна. — *"Геол. и геофиз."*, 1967, № 9.
- Хольгедаль Х. Современные турбидиты в Харангер-фиорде, Норвегия. — В кн.: *Геология и геофизика морского дна.* М., "Мир", 1969.
- Чайка В.М. К методике изучения метаморфических пород. — *"Геол. и геофиз."*, 1962, № 12.
- Чайка В.М. Докембрийские аркозовые формации, метаморфизованные россыпи и цирконовый метод изучения метаморфических пород и гранитов. — В кн.: *Проблемы осадочной геологии докембрия,* вып. 1. М., "Недра", 1966.
- Чайка В.М., Хайретдинов И.А., Забияка А.И., Бармина А.А. О детритовых аксессуориях и петрогенезе гранитов Енисейского края. *"Геол. и геофиз."*, 1964, № 12.

- Чернов В.М. Вулканогенные железисто-кремнистые и колчеданные формации Карелии. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 1. М., "Недра", 1966.
- Чернов В.М. Парагенетические ассоциации пород вулканогенных железисто-кремнистых формаций Карелии и условия их осадконакопления. В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М., "Недра", 1971.
- Черноморский М.А. Изучение взаимоотношений метаморфических толщ. — В кн.: Методическое руководство по геологической съемке м-ба 1 : 50,000. Л., "Недра", 1974.
- Шатский Н.С. К вопросу о периодичности осадкообразования и о методе актуализма в геологии. — В кн.: К вопросу о состоянии науки об осадочных породах. М., 1951.
- Шванов В.Н. Песчаные породы и методы их изучения. Л., "Недра", 1969.
- Шванов В.Н., Марков А.Б. Гранулометрический анализ песчаников в шлифах. — "Изв. высш. учебн. завед. Геол. и разв.", 1960, № 12.
- Шванов В.Н., Марков А.Б. О соотношении результатов гранулометрических анализов песчаных пород, производимых в шлифах, в рыхлых препаратах и ситовым методом. — "Уч. зап. Сер. геол.", 1962, вып. 12, № 310.
- Шмальгаузен И.И. Факторы эволюции. М., "Наука", 1968.
- Шрок Р. Последовательность в свитах слоистых пород. М., ИЛ, 1950.
- Шулешко И.К., Савельев А.А. Поведение детритовых цирконов при прогрессивном региональном метаморфизме. — В кн.: Проблемы литологии докембрия. Л., "Наука", 1971.
- Шулешко И.К., Савельев А.А. Минералогический состав тяжелой фракции метасадочных пород Северного Приладожья. — В кн.: Литология и петрохимия осадочных пород в разных зонах метаморфизма. Л., "Наука", 1974.
- Шуркин К.А. О палеозойских псевдоконгломератах Северной Карелии и Кольского полуострова. — "ДАН СССР", 1959, т. 125, № 6.
- Шуркин К.А. О "конгломератах" Кандалякских островов и Турьего мыса. — "Труды ЛАГЕД АН СССР", 1960, вып. 8.
- Энтин А.Р. О природе ритмично-слоистой толщи федоровской свиты иенгурской серии архея Алданского щита. — "ДАН СССР. Сер. геол.", 1971, т. 201, № 3.
- Юшкин А.П., Фишман М.В., Годин Б.А., Калинин Е.П., Давыдов В.П. Типоморфизми коррелятивное значение аксессуарного циркона изверженных и метаморфических пород Приполярного Урала и Тимана. — "Минер. сб. Львовск. ун-та", 1966, вып. 4, № 20.
- Янда И., Шроль Е. Геохимические исследования графитовых пород. — В кн.: Доклады советских геологов на XXII сессии МГК. М., "Наука", 1964.
- Allen J. Mixing at turbidity current heads, and its geological implications. — "J. Sediment. Petrol.", 1971, v. 41, N 1.
- Bader G. Apatite und Zirkone als sedimentäre Relikte in Metablastischen Gesteinen der Oberpfalz. — "Neues Jahrb. Mineral. Monatsh.", 1961, N 8.
- Berkern L., Marshall L. The history of oxygenic concentration in the earth atmosphere. — "Disc. Faraday Soc.", 1964, N 37.
- Bond G. Outgrowth on Zircon from Southern Rhodesia. — "Geol. Mag.", 1948, v. 75, N 1.
- Brinkmann R. Statistisch-biostratigraphische Untersuchungen an Mitteljurassischen Ammoniten über Artbegriff und Stammesentwicklung. — "Ges. Wiss. Göttingen. Math.-phys. Kl., Abhandl.", N.F., 1929, N 3.

- Butterfield J.A. Outgrowth of Zircon. - "Geol. Mag.", 1936, v. 73.
- Carroll D. Weatherability of Zircon. - "J. Sediment. Petrol.", 1953, v. 23, N 2.
- Carroll D., Neuman R., Jaffe H. Heavy Minerals in arcaceous Beds in Parts of the Ocee Series, Great Smoky Mountains, Tennessee. - "Amer. J. Sci.", 1957, v. 255, N 3.
- Daly R.A. Origin of submarine "canyons". - "Amer. J. Sci.", ser. 5, 1936, v. 31.
- Degens E.T., Herzen R.P. von, How-Kin W. Lake Tanganyika. Water chemistry, sediments, geological structure. - "Naturwissenschaften", 1971, Bd. 58, N 5.
- Dungworth G., Schwartz A. Kerogen isolates from the Precambrian of South Africa and Australia: analysis for carbonised micro-organisms and pyrolysis gas liquid chromatography. - In: Adv. Org. Geochem., 1971. Oxford, 1972.
- Dzulynski S. New data on experimental production of sedimentary structures. - "J. Sediment. Petrol.", 1965, v. 35.
- Engel A.E.J., Engel C.G. Crenvill series in the northwest Adirondack Mountains, New York, Pt 2. Origin and metamorphism of the major paragneiss. - "Bull. Geol. Soc. America", 1953, N 64.
- Escola P. On the principles of metamorphic differentiation. - "Bull. Com. miss Geol. Finlande", 1932, N 97.
- Garrells R.M., Mackenzie. Sedimentary rock types; relative proportions as a function of geological time. - "Science", 1969, v. 163, N 3866.
- Gastill R. Some effects of progressive metamorphism on zircon. - "Bull. Geol. Soc. America", 1967, v. 78, N 7.
- Gavelin S., Russell R.V. Primary sedimentary structures from the Precambrian of South-Eastern Sweden. - "Geol. fören. förhandl.", 1967, v. 89, pt 1, N 528.
- Glaessner M. The first three billion years of life on Earth. - "J. Geogr.", 1966, v. 75, N 6.
- Gorbathe v R. A study of Svecofennian Supracrustal rocks in central Sweden: Lithological Association, Stratigraphy and petrology in the north-western part of the Mälaren Hjälemaren basin. - "Geol. Sören. förhandl.", 1969, v. 81, pt 4, N 539.
- Govinda Rajulu B.V., Nagaraja H.R. Authigenic Zircons from the lower Kadlagi formations, Jamkhandi, Mysore State. - "Bull. Geol. Soc. India", 1966, v. 3, N 1.
- Heesen B.C., Ericson D.B., Ewing M. Further evidence for a turbidity current following the 1929 Grand Banks earthquake. - "Deep-Sea Res.", 1954, v. 1.
- Hjülstrom F. Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the River Fyris. - "Uppsala Univ., Geol. Inst. Bull.", 1935, N 25.
- Hoering T. The isolation of organic compounds from Precambrian rocks. - "Carnegie Inst. Washington, Year Book", 1962, v. 61.
- Hofmann H.J. Polygonomorph acritarch from the Gunflint Formation (Precambrian), Ontario. - "J. Paleontol.", 1971, v. 45, N 3.
- Horn D.R., Ewing M., Delach M.N., Horn B.M. Turbidites of the north-east Pacific. - "Sedimentology", 1971, v. 16, N 1-2.
- Hubert J.F. Textural evidence for deposition of many western north Atlantic deep-sea sands by ocean bottom currents rather than turbidity currents. - "J. Geol.", 1964, v. 72, N 6.
- Jopling A.V. Laboratory study of sorting processes related to flow separation. - "J. Geophys. Res." 1964, v. 69.
- Kuenen P. Matrix of turbidites; experimental approach. - "Sedimentology", 1966, v. 7, N 4.
- Lambert J.B., Heir K.S. The vertical distribution of uranium in the continental crust. - "Geochim. et cosmochim. acta", 1967, v. 31.

- Lambert J.B., Heir K.S. Geochemical investigations of deep-seated rock in the Australian Shield. - "Lithos.", 1968, v. 1, N 1.
- Lingen G.L. The turbidity problem. - "N.Z.J. Geol. and Geophys.", 1969, v. 12, N 1.
- Marshall B. The present status of zircon. - "Sedimentology", 1967, v. 9, N 2.
- Natland M. Paleocology and turbidities. - "J. Paleontol.", 1963, v. 37.
- Natland M., Kuenen P. Sedimentary history of the Ventura Basin, California, and the action of turbidity currents. - "Soc. Econ. Paleontologists, Mineralogists, Spec. Publ." 1951, N 2.
- Pettijohn F. Sedimentary rocks. N.Y., 1949.
- Pettijohn F., Potter P. Atlas and glossary of primary sedimentary structures. Berlin, Springer-Verl., 1964.
- Pirlet H. Sedimentologie des formations du Viéséen supérieur, V_{3b}, dans la vallée du Samson (Bassin de Natur, Belgique). - "Ann. Soc. géol. Belgique Bull.", 1963, v. 86.
- Poldervaart A. Zircons in Sedimentary Rocks. - "Amer. J. Sci.", 1955, v. 253.
- Postma H. In: Demerara coastal investigation. Hydraulics Laboratory, Netherlands, Delft, 1962.
- Rubey W. Geological history of sea water. - "Bull. Geol. Soc. America.", 1952, v. 62, N 9.
- Schopf W., Kvenvolden K., Barghoorn E. Amino acids in Precambrian sediments: an assay. - "Proc. Nat. Acad. Sci. USA", 1968, v. 59, N 2.
- Scott K.M. Sedimentology and dispersal pattern of a Cretaceous flysch sequence, Patagonian Andes, Southern Chile. - "Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists", 1966, N 50.
- Show D.M. Trace elements in pelitic rocks. Pt I. Variation during metamorphism. Pt II. Geochemical relation. - "Bull. Geol. Soc. America", 1954, v. 65.
- Simonen A. Stratigraphy and sedimentation of the svecofennidic, early archaic supracrustal rocks in South-Western Finland. - "Bull. Commiss. géol. Finlande", 1953, v. 160.
- Sing Indra B. Primary sedimentary structures in Precambrian quartzites of Telemark, Southern Norway, and their environmental significance. - "Norsk Geol. Tidsskr.", 1969, v. 49, N 1.
- Stern T.W., Goldich S.S., Newell M.F. Effects of weathering on the U-Pb ages of zircon from the Morton Gneiss, Minnesota. - "Earth and Planet. Sci. Letters", 1966, v. 1, N 6.
- Sutton J., Watson J. The Pre-Torridonian metamorphic history of the Torridon and Scourie areas in the North-West Highlands. - "QJGSJ", 1951, v. 106.
- Ter-Chien H., Pierce J.W. The carbonate minerals of deep-sea bioclastic turbidites, southern Blake Basin. - "J. Sediment. Petrol.", 1971, v. 41, N 1.
- Tilton G., Wetherill G., Davis G. Mineral ages from rocks of the Appalachian orogenic Zone. - "Bull. Geol. Soc. America", 1958, v. 69, pt 2, N 12.
- Tyler S.A., Marsden R.W., Graut F.F., Thiel G.A. Studies of the Lake Superior Pre-Cambrian by Accessory Minerals Methods. - "Bull. Geol. Soc. America", 1940, v. 61, N 10.
- Vitanage W. Studies of zircon in Ceylon Pre-Cambrian complex. - "J. Geol.", 1957, 65, N 2.
- White D. Informal communication. - "Washington Acad. Sci. J.", 1933, v. 23.
- Wolff R.G. The dearth of certain sizes of materials in sediments. - "J. Sediment Petrol.", 1964, v. 34, N 2.

СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	3
ВВЕДЕНИЕ	5
<i>Глава I</i>	
ФОРМИРОВАНИЕ СЛОИСТЫХ ТЕКСТУР В ОСАДКАХ	10
Причины слоеобразования	11
Мутьевые потоки	22
Классификация циклов	41
Время и фациальный анализ	43
О терминологии	45
<i>Глава II</i>	
ПРЕДЕЛЫ ПРИМЕНЕНИЯ МЕТОДОВ ФАЦИАЛЬНОГО АНАЛИЗА ПРИ ЛИТОЛОГО-ФОРМАЦИОННЫХ РЕКОН- СТРУКЦИЯХ	50
Текстурный анализ	54
Гранулометрический и структурный анализы	102
Минералогический анализ	105
Анализ аксессуарных минералов	110
Анализ мощностей	125
Анализ химического состава	127
Анализ органических остатков	134
Анализ фациальных изменений на площади и конкреций	142
Псевдоосадочные текстуры и структуры	144
<i>Глава III</i>	
ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕ- СКИХ КОМПЛЕКСОВ	155
Выделение и определение формации	156
Эволюция осадочного процесса	158
Проблема геологического времени	162
Примеры формационного анализа докембрийских комп- лексов	163
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	184
ЛИТЕРАТУРА	186

1 р. 55 к.

2006