

Л ИТОЛОГИЯ
И ПЕТРОХИМИЯ
ОСАДОЧНЫХ ПОРОД
В РАЗНЫХ ЗОНАХ
МЕТАМОРФИЗМА

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХРОНОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ

ЛИТОЛОГИЯ
И ПЕТРОХИМИЯ
ОСАДОЧНЫХ ПОРОД
В РАЗНЫХ ЗОНАХ
МЕТАМОРФИЗМА

5532



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ЛЕНИНГРАД, 1974



УДК 552:4:552.5:549.6:550.42

Литология и петрохимия осадочных пород в разных зонах метаморфизма.
Изд-во „Наука“, Ленингр. отд., Л., 1974, стр. 1 – 192.

Изучены пределы сохранности первичноосадочных структур, текстур и комплексов детритовых аксессуарных минералов в разных зонах метаморфизма, до амфиболитовой фации включительно. Рассмотрено поведение петрогенных окислов и малых элементов в процессе прогрессивного регионального метаморфизма. Исследования велись главным образом в районах с отчетливой секущей метаморфической зональностью – в Северо-Байкальском и Патомском нагорьях и в Северном Приладожье.

Авторы: А. А. САВЕЛЬЕВ, В. Я. ХИЛЬТОВА, И. К. ШУЛЕШКО,
Б. В. ПЕТРОВ, К. Х. ЗЕЛЕНЩИКОВА, К. В. ЗАХАРЕВИЧ

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук
А. Н. КАЗАКОВ

ЛИТОЛОГИЯ И ПЕТРОХИМИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД
В РАЗНЫХ ЗОНАХ МЕТАМОРФИЗМА

Утверждено к печати Институтом геологии
и геохронологии докембрия АН СССР

Редактор издательства Е. А. Семёнова
Художник И. П. Кремлев
Технический редактор Н. И. Каплунова
Корректоры Л. М. Агаджанова, Э. Н. Липпа

Сдано в производство и подписано к печати 11/III 1974 г. Формат бумаги
70 x 108 1/16. Бумага № 1. Печ. л. 12 = 16,80 усл. печ. л. Уч.-изд. л. 16,64.
Изд. № 5274. Тип. зак. 1069. М – 25488. Тираж 1100. Цена 1 р. 66 к.

Ленинградское отделение издательства „Наука“.
199164. Ленинград, В-164, Менделеевская линия, д. 1

1-я тип. издательства „Наука“. 199034. Ленинград, В-34, 9 линия, д. 12

Большой опыт, накопленный при изучении докембрия, свидетельствует, что, несмотря на глубокий метаморфизм многих геологических комплексов, к отложениям докембрия можно применять литолого-формационный метод исследования.

Методика литологического и литолого-формационного изучения неметаморфизованных или слабометаморфизованных комплексов докембрия в принципе не отличается от методики, применяемой для исследования более молодых (фанерозойских) образований. Значительные трудности возникают при формационном анализе осадочно-метаморфических серий, которые обладают широким распространением в докембрии. Это вызвано тем, что первичные текстуры и структуры осадочных пород, дающие нам важную информацию о составе и условиях накопления первичных осадков, при метаморфизме либо исчезают, либо претерпевают определенную трансформацию. Что касается влияния метаморфизма на химический состав осадочных пород, то здесь не существует единой точки зрения: представление об изохимичности регионального метаморфизма существует наряду с прямо противоположной точкой зрения, сторонники которой исходят из весьма значительных изменений химического состава пород при метаморфизме. Эти обстоятельства, естественно, затрудняют восстановление первичного состава пород, реконструкцию условий их образования, а следовательно, делают неполной характеристику частных формаций и могут привести к ошибкам в определении формационной принадлежности исследуемых осадочно-метаморфических комплексов. В связи с этим возникла необходимость установить общие закономерности изменения литологических признаков осадочных пород в разных зонах метаморфизма и разработать аргументированную систему литологических реконструкций в породах, метаморфизованных в различной степени. Для решения этих вопросов нами были проведены работы по изучению пределов сохранности первичноосадочных текстур, структур, комплексов обломочных акцессорных минералов в разных зонах метаморфизма, до амфиболитовой фации включительно. Особое внимание было обращено на изучение химизма пород, на поведение в процессе метаморфизма петрогенных и малых элементов. Работы проводились в районах с хорошо выраженной метаморфической зональностью, секущей по отношению к тектонической структуре. Это давало возможность непосредственно наблюдать один и тот же литологический комплекс пород в разных зонах метаморфизма — от зеленосланцевой до высокотемпературной амфиболитовой фации.

Чтобы исключить влияние региональных факторов, работы проводились в различных районах: в Северном Приладожье, на Северо-Байкальском (верховье р. Мамы) и Патомском нагорьях. Кроме того, использовались материалы авторов по Восточному Саяну и Присаянью.

Работа состоит из трех разделов, в каждом из них рассматривается закономерность изменения определенных характеристик осадочных пород при метаморфизме. Первый раздел посвящен изменению текстур и структур осадоч-

ных пород по мере повышения степени метаморфизма, здесь же приводится краткое описание псевдоосадочных текстур и структур и закономерностей их образования. Кроме того, в одной из глав разобраны некоторые аспекты проблемы слоеобразования. Во втором разделе анализируются закономерности изменения осадочных акцессорных минералов и пределы их сохранности в породах разного типа. Третий раздел содержит материал, характеризующий поведение петрогенных и малых элементов при метаморфизме.

Авторы выражают глубокую благодарность минералогам ИГГД АН СССР К. Д. Борисовой и М. В. Терентьевой, выполнившим большую часть минералогических анализов, искренне благодарны также А. Н. Неелову и К. О. Кратцу за постоянную помощь в работе. Они считают своим приятным долгом выразить признательность В. К. Головенку, Л. В. Климову, С. Б. Лобач-Жученко, Р. И. Милькевич и В. П. Чекулаеву за ценные замечания.

**ТЕКСТУРЫ И СТРУКТУРЫ
ОСАДОЧНЫХ ПОРОД И ИХ СОХРАННОСТЬ
ПРИ ПРОГРЕССИВНОМ МЕТАМОРФИЗМЕ**

Слоистые текстуры являются одной из характернейших особенностей практически любой осадочной толщи. Поскольку характер слоистых текстур определяется условиями образования осадков, расшифровка механизма их формирования дает возможность определить обстановку накопления тех отложений, которым эти текстуры присущи. Характеристика текстур особенно важна при литологическом изучении осадочно-метаморфических толщ потому, что слоистость является одним из немногих признаков осадочного процесса, которые сохраняются в зонах глубокого метаморфизма, позволяя реконструировать литологические и формационные особенности измененных метаморфизмом осадочных толщ. Однако слоистость осадочных пород и реликтовая осадочная слоистость осадочно-метаморфических толщ далеко не равнозначны. Действительно, если в осадочных породах способы „выражения“ текстур очень разнообразны, то по мере возрастания степени метаморфизма все большую роль начинает играть химическая неоднородность пород, которая в зонах полной перекристаллизации осадочных образований становится главнейшей причиной сохранности определенных текстур. Это положение будет подробно рассмотрено в дальнейшем. Но прежде чем перейти к характеристике закономерностей сохранности и преобразования текстур осадочных пород в разных зонах метаморфизма, следует хотя бы кратко остановиться на некоторых аспектах механизма слоеобразования. Следующая глава, посвященная этому вопросу, является некоторым отступлением от темы работы, но вместе с тем она совершенно необходима для понимания причин сохранности многих текстур, правильности палеогеографических реконструкций и наиболее полной интерпретации геохимических данных.

Глава 1

О МЕХАНИЗМЕ СЛОЕОБРАЗОВАНИЯ

Несмотря на обширную литературу по слоеобразованию, многие стороны этого процесса до сих пор не могут считаться до конца выясненными. Л.Б. Рухин (1953, стр. 271) пишет, что „проблема образования слоев - универсальной формы залегания осадочных пород - весьма сложна и не может считаться еще решенной“. Решающую роль в слоеобразовании, по его мнению, играют пульсационные колебательные движения и изменения физико-географических условий отложения осадков. Позднее Л.Н. Ботвикина, обобщив обширный материал по генезису слоистых текстур, расширила перечень причин образования

Таблица 1

Различные внешние причины, вызывающие образование слоев и пластов (редко – слойков)

Факторы		Причины
Отдаленные	Более общие	Тектонические движения, вулканизм, изменения обстановки в области сноса, солнечная радиация и др.
	Более частные	Миграции береговой линии, изменение морфологии суши, климатические изменения и др.
Непосредственно связанные с осадком		Смена фаций, резкое изменение поступающего в осадок материала, изменение скорости седиментации, сезонные колебания (разного масштаба). Перерывы в осадконакоплении, размывы, растворение уже отложенного осадка.

слоистости (табл. 1, 2), разделив их на внешние и внутренние, непосредственно связанные с образованием осадка (1965, стр. 19, 20). Однако если внимательно рассмотреть все перечисленные в табл. 1 и 2 факторы, вызывающие возникновение слоев, то можно прийти к выводу, что подавляющее большинство их непосредственно на слоеобразование не влияет. Рассмотрим с этой точки зрения сначала табл. 1, где перечислены различные внешние причины, вызывающие образование слоев и пластов (редко – слойков).

Каким образом влияют на слоеобразование тектонические движения? Все медленные поднятия и опускания непосредственно на образовании слоя сказаться не могут, потому что материал, поступающий из области размыва в конечный водоем стока, проходит несколько промежуточных этапов отложения, прежде чем достигает области захоронения. Поэтому, например, повышение базиса эрозии и увеличение объема кластического материала, поступающего из области размыва, не вызовет немедленного образования слоя терригенных осадков. Многократное переотложение материала еще в области размыва, а затем перемещение его в бассейне вдоль берега и от берега происходит при воздействии агентов, не связанных непосредственно с тектоническими движениями (транспортировка ветром, реками и временными потоками, перераспределение материала в бассейне течениями и волнением и т.д.). Поднятия или погружения области размыва могут изменить количество растворенных соединений и кластических частиц, поступающих в бассейн, но непосредственно на слоеобразование они не влияют, хотя и находят отражение в распределении терригенных осадков в разрезе формирующихся в эту эпоху отложений. Тектонические движения, вызывающие землетрясения, влияют на слоеобразование лишь постольку, поскольку землетрясения могут вызывать мутьевые потоки (Хаин, Ломидзе, 1961), формирующие весьма характерные слои.

То же самое можно сказать и о вулканизме. Землетрясения, сопровождающие извержения, могут служить причиной возникновения мутьевых потоков и, следовательно, приводить к образованию слоев. Из излившегося и пирокластического материала, поступающего в бассейн, формируются обособленные слои,

Таблица 2

Зависимость слоеобразования от различных внутренних причин, непосредственно связанных с формированием осадка

Более общие факторы		Более частные факторы (механизм слоеобразования)		Результат (стратификационные элементы)
Физико-механические	Динамический режим среды осаждения	Течения	Скорость Направление Постоянство Нагрузка	Преимущественно слойки, в меньшей степени слои
		Волнения	Интенсивность Амплитуда смещения волн	
	Распределение материала в осадке	Неподвижная среда осаждения Сортировка по весу (и размеру)		
		Распределение неизометрических частиц осадка		
		Различная упаковка зерен		
Химические	Кристаллизация растворов, коагуляция коллоидов, проникновение растворов в осадок	Непосредственное выпадение осадка из раствора		Слои и слойки
		Перераспределение и изменение в осадке	Послойная концентрация различных веществ, имеющихся в осадке	Диагенетическая слоистость (слои и слойки)
			Реакция между осадком и проникающим раствором	
Биологические	Недостаточно изучены	Послойное разложение органических остатков (главным образом растений) Скопления органогенных остатков Рост живых организмов (образование рифов и др.)		Слойки, слои и пласты

потому что скорость отложения вулканических продуктов геологически мгно-
венна. Однако те же пирокластические продукты, выпавшие на сушу и под-
вергшиеся последующему переотложению, смешиваются с обломочным материа-
лом иного происхождения и захороняются в слоях и слоевых сочетаниях, мор-
фологическая специфика которых непосредственно с вулканизмом уже не
связана.

Большинство внешних причин, перечисленных в табл. 1, вызывает толь-
ко изменение количества кластического материала, выносимого в область се-
дIMENTации. Из обломочного материала, поступающего в бассейн, слой обра-
зуется только в том случае, если материал этот не подвергнется последую-
щему переотложению и если скорость его осаждения будет больше, чем ско-
рость накопления химико-биологических осадков, характерных для данной ча-
сти бассейна. Проиллюстрируем это таким примером. Предположим, что в ка-
кой-то области произошло изменение климата, связанное с причинами внешне-
го характера. Предположим также, что в этой области резко возросла ско-
рость и продолжительность ветров, что привело к заметному повышению роли
эоловой транспортировки материала в бассейне седиментации.¹ Естественно,
что этот обломочный материал, отложившийся в прибрежной части бассейна,
в зоне волновой эрозии или деятельности течений, подвергнется переотложе-
нию и самостоятельного слоя не сформирует. Материал, осаждающийся в спо-
койной воде, может образовать слой, а может его и не создать. Действитель-
но, если скорость осаждения эолового обломочного материала на дне больше,
чем скорость отложения химико-биологических осадков в данной точке бас-
сейна, то возникнет четкая граница раздела слоев, если же скорости эти бу-
дут близкими, равными или же скорость химико-биологического осаждения
будет больше, то отчетливых слоевых границ не возникнет. В последнем слу-
чае химико-биологические осадки приобретут определенную примесь обломоч-
ных частиц и только при больших объемах принесенного ветром материала
сформируется слой смешанного состава с нечеткими слоевыми границами. В
той части бассейна, где эоловый материал образует достаточно четко отгра-
ниченные слои, слои эти могут повторяться в разрезе неоднократно, причем
мощности их и сама периодичность появления будут отражением сезонных
возмущений атмосферы, климатических циклов, циклов солнечной активности
и т.д. Возможность морфологического обособления таких слоев будет обуслов-
лена только резким различием скоростей накопления двух разных типов осад-
ков, совместно отлагающихся в этой части бассейна.

Миграция береговой линии и изменение морфологии суши также не явля-
ются непосредственными причинами слоеобразования. Миграция береговой ли-
нии может привести к смене в разрезе в данной точке бассейна грубозерни-
стых осадков мелкозернистыми или, наоборот, вызвать размыв отложившихся
осадков, но непосредственно к образованию слоев не приведет. Это станет
вполне очевидным, если сопоставить скорости процессов слоеобразования и
таких процессов, как миграция береговой линии, изменение климата, смена
фаций и т.д. Поскольку эти процессы протекают в историко-геологическом
аспекте достаточно медленно, они не могут быть причиной возникновения
слоистых текстур, время образования которых весьма мало. Зато совершенно
несомненно влияние упомянутых процессов на тип и мощность разреза, на
распределение по разрезу терригенных компонентов (Хворова, 1958).

Из причин слоеобразования, непосредственно связанных с формированием
осадков, наиболее важной представляется изменение скорости седиментации
или, точнее, сочетание в одном разрезе осадков, имеющих разную скорость

¹ Такая картина наблюдается в настоящее время у берегов Африки. Сильные ветры выносят из Сахары массу обломочного материала, который выпадает из воздуха и захороняется вместе с донными осадками океана.

отложения. Скорости накопления осадков разного типа резко различны. В настоящее время наименьшие скорости отложения (тысячные доли миллиметра в год) имеет, по-видимому, красная глубоководная глина (Лисицын, 1962), а наибольшие — отложения мутьевых потоков, которые формируют слой мощностью в десятки сантиметров или первые метры за несколько часов или дней. Современные химико-биогенные и наиболее тонкие терригенные осадки в области шельфа, во внутренних морях и озерах отлагаются с различной скоростью, которая все же в большинстве случаев не превышает 1–1.5 мм в год, а обычно бывает ниже. Например, скорость накопления современных осадков в самых глубоких частях Готландской впадины равна 1 мм в год (Heikki, Lauri, 1971), в глубоководных образованиях оз. Танганьика — 0.5 мм в год (Degens a. o., 1971), в южном Каспии — 0.8 мм в год (Куприн и др., 1971) и т.д.

Анализ сезонной слоистости древних биогенных и хемогенных отложений показывает, что скорости их накопления в фанерозое и в докембрии, насколько можно судить по немногочисленным пока наблюдениям, в принципе имеют тот же или близкий порядок величин (White, 1933; Ньюэлл, 1957; Бутин, 1966; Вологдин, 1966; Савельев, 1966, и др.). Колебания скоростей отложения одних и тех же типов химико-биологических осадков в разных гидрохимических условиях несомненно существуют, однако они всегда значительно ниже, чем терригенных.

Терригенный материал поступает в область захоронения различными путями: при переносе ветром, при волновой эрозии берегов и т.д. Принято считать, что основная масса обломочного материала приносится реками. Перераспределение его в бассейне происходит с помощью течений различного типа (в том числе приливно-отливных течений и течений, связанных с мутьевыми потоками) и волновых движений воды. В большинстве областей седиментации обломочный материал претерпит несколько стадий переотложения, прежде чем созданный им слой перейдет в ископаемое состояние, причем каждая из стадий переотложения занимает очень небольшой промежуток времени. Так, обломочный материал, попавший в прибрежную часть морского бассейна, неоднократно перемещается течениями и волнами при выработке профиля равновесия (Зенкович, 1946). При этом та часть осадка, которая движется от берега, накапливается в донных валах у границы волновой эрозии. Здесь осадки могут подвергнуться размыву только при очень сильных штормах (более сильных, чем обычные для этой области), появлении цунами, экстремальных приливно-отливных течениях и т.д. При отсутствии течений (или независимо от них) осадок от границы волновой эрозии может быть перемещен в глубину бассейна мутьевым потоком, возникшим при землетрясении или же просто при превышении угла максимального наклона на дне.

Таким образом, терригенные осадки обычно, прежде чем перейти в ископаемое состояние, участвуют в формировании различных слоевых единиц. По мере движения в более глубокие части бассейна возрастают интервалы времени между стадиями переотложения терригенного осадка, а переход его в ископаемое состояние в конечном итоге определяется причинами чисто тектонического характера. Н.М. Страхов (1962, стр. 58) пишет: „В прибрежной зоне наиболее крупная часть кластического материала успеет осесть из воды в немногие минуты или десятки минут. Но чем дальше в море, тем на более долгий срок растягивается процесс седиментации... Как бы длительно, однако, ни протекала седиментация взвесей, поступающих в море, она отличается своей полнотой, завершенностью. Взвеси в водной массе гидросферы не накапливаются, но целиком выпадают в осадок и, геологически говоря, мгновенно“. Отсюда следует, что отложение кластического материала в бассейне (независимо от способа его отложения) всегда носит пульсационный характер и совершается в течение очень короткого промежутка времени (Шрок, 1950; Кэй, 1957; Хворова, 1958, и др.). Это подтверждается изучением условий

движения наносов и закономерностей формирования текстур современных отложений (Обручев, 1940; Лопатин, 1952; Рухин, 1953, 1969, стр. 189, и др.).

Теперь вновь обратимся к табл. 1 и кратко обсудим влияние на слоеобразование перерывов в осадконакоплении, размывов и растворения уже отложенного осадка. Роль мелких перерывов (диаستم) и размывов отложившегося осадка, как принято считать, довольно велика в тех толщах, где присутствуют терригенные осадки. Характерный пример отложений с большим количеством диаستم — флишевые толщи. Автор термина „диастема“ Баррел (Barrell, 1917) определял диастем как четкую поверхность, разделяющую пласты, короткий перерыв. Если исходить из этого определения, то в разряд диаستم попадают многие межслоевые границы, возникновение которых связано с разной скоростью накопления осадков контактирующих слоев (например, слой песка в глинах). Но даже если на контакте двух слоев (в основании более грубозернистого слоя) видны ясные следы размыва, это не всегда означает перерыв в осадконакоплении. Действительно, если кластический материал отлагается эпизодически действующими течениями или мутьевыми потоками в области осаждения тонких терригенных или химико-биологических осадков, он образует слой, в основании которого часто можно видеть отчетливую поверхность размыва. Однако это вовсе не означает перерыва в осадконакоплении, так как в момент отложения кластического материала процесс осаждения химико-биологических или тонких терригенных осадков, строго говоря, не прерывался. Что же касается того осадка, который был взмучен течением, принесшим кластический материал, то после прекращения течения он вновь отложится вблизи места размыва, но уже выше слоя, сложенного обломочными частицами. Поэтому термин „диастема“ следовало бы употреблять только для перерывов на границе крупных макроритмов, формирование которых определяется длительными по времени процессами, а также для тех поверхностей в толщах химико-биологических образований, на которых ясно видны следы растворения отложившегося ранее осадка.

В табл. 2 сведены причины слоеобразования, непосредственно связанные с формированием осадка. Все физико-механические факторы слоеобразования прямо или косвенно обусловлены гидродинамическими особенностями среды осадконакопления и, следовательно, находят свое отражение в сочетании осадков, формирующихся с разной скоростью.

Химические факторы, контролирующие слоеобразование, распадаются на две группы: непосредственное выпадение осадка из раствора и перераспределение и изменение в осадке (диагенетическая слоистость). Слоистость, созданная сменой одного типа хемогенных (биогенных) осадков другим, встречается достаточно часто. Появление ее связано с изменением гидрохимических особенностей среды отложения и определяется широким спектром причин, которые здесь не разбираются. Характерным примером такой слоистости является сочетание в разрезе кремнистых и карбонатных отложений (Савельев, 1966). Диагенетическая слоистость в осадочных породах распространена очень широко, но в большинстве случаев не имеет самостоятельного значения и подчиняется текстурным элементам толщи. Диагенетические процессы оказывают влияние на слоистые текстуры, подчеркивая определенные слоевые элементы, и иногда формируют более резкие границы раздела слоев. Наиболее яркое выражение диагенетический способ образования слоистости находит при формировании конкреционных горизонтов и прослоев (Ботвинкина, 1965, стр. 104; Македонов, 1966).

Под воздействием биологических факторов происходит либо формирование обособленных слоев (пласты, слойки), сложенных остатками организмов или продуктами их жизнедеятельности, либо же послойно неоднородное распределение органического вещества биогенного происхождения в хемогенных или тонких терригенных осадках. Количество органического вещества, выпадающего на дно бассейна, обычно связано с сезонными изменениями климата (Жем-

чужников, 1963). Такая сезонная слоистость широко распространена, например, в хемогенных кремнистых породах (Савельев, 1966; Соколов и др., 1970).

Таким образом, все многообразие причин слоеобразования в сущности сводится к четырем: 1) различная скорость отложения совместно накапливающихся осадков (терригенных, принадлежащих к различным гранулометрическим группам, терригенных и хемогенных и т.д.); 2) смена типа осадка, непосредственно выпадающего из раствора; 3) диагенетические процессы; 4) жизнедеятельность организмов.

Фоновые осадки. При рассмотрении скорости накопления обломочных осадков отмечалось, что она обычно значительно выше скорости накопления хемогенно-биологических осадков. Поскольку, как подчеркивает Н.М. Страхов, осаждение кластического материала происходит геологически мгновенно, оно не нарушает тех химических или химико-биологических параметров среды, которые определяют хемогенное или биогенное осадконакопление между этапами отложения терригенного материала. Тот факт, что слои терригенных осадков часто не содержат в себе видимых следов хемогенных или биогенных продуктов, характерных для соседних слоев, свидетельствует не о прекращении их отложения в момент формирования слоя кластического осадка, а лишь о значительно большей скорости накопления последнего.

Все природные воды, являющиеся средой осадконакопления, содержат в себе то или иное количество растворенных соединений, которые находятся в воде либо в форме истинных растворов, либо в форме коллоидных систем, либо входят в состав органических веществ. В бассейны могут поступать и растворы, происхождение которых связано с вулканической деятельностью. Они могут существенно изменять характеристики pH и Eh воды, вызывать вспышку жизни или, наоборот, гибель организмов, влияя на состав осаждающихся веществ. Характер хемогенных и биогенных осадков определяется широким спектром условий — климатом, составом поступающих в бассейн растворов и их объемов, площадью бассейна (Страхов, 1970), спецификой органической жизни и другими факторами, но отложение их не имеет непосредственной связи ни с тектоникой, ни с процессами, вызывающими изменение количества обломочного материала в бассейне и его перераспределение. Отложение хемогенных и биогенных осадков идет параллельно с образованием терригенных, но независимо от них. Изменение типа химико-биологических осадков в общем связано с изменением палеогеографической обстановки и в большинстве случаев происходит достаточно медленно, со скоростями, близкими к скоростям тектонических процессов. Поэтому комплекс осадков, которые могут осаждаться в данном бассейне химическим и биологическим путем в определенной палеогеографической обстановке, предлагается называть *фоном седиментации* или *фоновыми осадками*. К *фоновым осадкам* относятся различные глины, карбонатные хемогенные илы, хемогенные кремнистые осадки, биогенные илы и скопления макроостатков организмов, различные соли и т.д., т.е. осадки химико-биологического типа и наиболее тонкие кластические, входящие в состав глинистой фракции. Фоновые осадки образуют толщи, которые могут быть сложены одним или несколькими их типами, либо же сочетаются с терригенными (или вулканогенными). Важно еще раз подчеркнуть, что отложение терригенных осадков, происходящее очень быстро и независимо от фоновых, в большинстве случаев никак не нарушает закономерности образования последних. Благодаря этому во многих осадочных толщах сходство составов фоновых осадков является выдержанным параметром как в разрезе, так и на площади, тогда как различия в химических составах кластических осадков из этих же толщ могут быть весьма значительными (Вассоевич, 1951; Страхов и др., 1954; Кленова, 1961; Хильтова и др., 1969).

Представление о фоне седиментации важно в том отношении, что оно позволяет избавиться от возможных ошибок при литолого-геохимических исследованиях. При сопоставлении химического состава крайних осадочных

дифференциатов какой-либо толши важно отличать наиболее тонкозернистые терригенные породы от пород, возникших за счет осадков фона седиментации. Например, свита филлитов бодайбинской серии на р. Маме сложена метаморфизованными глинами, алевролитами и песчаниками. Глины представлены в зеленосланцевой фации пистомезитовыми филлитами и полностью лишены обломочных акцессорных минералов характерной для глин размерности (Савельев, Шулешко, 1971), что подтверждает предположение о минимальном участии обломочного материала при формировании исходных осадков. В данном случае глины являются осадками фона седиментации, благодаря чему они имеют весьма однообразный химический состав на больших площадях: эта их особенность была использована при изучении закономерностей миграции элементов в разных зонах метаморфизма (Хильтова, Савельев, Шулешко, 1969). Во флишевых отложениях ладожской серии в Южной Карелии картина иная. Здесь глины верхней части ритма являются непосредственным продуктом дезинтеграции пород областей размыва, содержат мельчайший обломочный циркон и в одной и той же зоне метаморфизма обнаруживают заметные вариации состава (особенно по микроэлементам), что связано с пестротой состава пород областей размыва. Отложения фона седиментации здесь достаточно отчетливо не проявляются из-за большой скорости терригенного осадконакопления, хотя наличие редких карбонатных прослоев и известковистых конкреций в песчаниках и сланцах позволяет предположить для этого бассейна существование карбонатного фона седиментации. Фон седиментации — это функция химического состава воды, биохимических особенностей органического вещества и климата, но он не зависит прямо ни от тектоники, ни от фациальных условий (если смена фаций не сопровождается изменениями условий, определяющих фон седиментации). Набор и объем содержащихся в воде соединений зависит от ряда причин, причем наиболее важными из них являются климат и степень выветривания пород в областях размыва. Это положение справедливо для отложений внутриконтинентальных морей, однако при увеличении площади бассейна, когда размеры его водосбора относительно акватории убывают (Страхов, 1970), зависимость набора микроэлементов и их количества в фоновых осадках от степени выветривания пород в области размыва становится менее определенной. Н. М. Страхов отмечает, что увеличение площади бассейна приводит к относительноному уменьшению скорости осадконакопления и к возрастанию возможности фракционирования внесенного (или осажденного в самом водоеме) материала, а это в свою очередь ведет к увеличению содержания микроэлементов в наиболее тонких осадках. Поэтому, например, в пелагических илах современных океанов содержание малых элементов достигает максимума. Отсюда неизбежно следует вывод, что с увеличением площади бассейна будет возрастать и обогащение малыми элементами фоновых осадков независимо от хода процессов выветривания в областях размыва. Следовательно, установление рядов подвижности элементов (Страхов, 1962) в таких отложениях может привести к существенным ошибкам.

Ритмичность осадков и некоторые закономерности ее образования. Ритмическая слоистость различных типов является одной из наиболее широко распространенных текстур осадочных толщ, формирующихся в самых различных условиях. Морфология ритмов и их мощность могут быть самыми различными, однако по генетическим признакам их можно разделить на четыре основные группы.

К первой группе следует отнести те ритмы (циклы), появление которых является отражением специфики тектонического развития областей размыва и седиментации, эвстатических или биологических изменений. Эти ритмы (циклы) характеризуются длительным формированием, соизмеримым с этапами тектонической жизни данной структуры, обычно они заключают в себе пакки, свиты или осадочные серии. Такие ритмы имеют сложное внутреннее строение, причем смена типов осадков внутри этих многослоев всегда является

отражением смены фаций во времени. По-видимому, такие образования лучше называть полифациальными ритмами или циклами (последние для таких слоесочетаний, верхняя часть которых является зеркальным отражением нижней). Эти названия подчеркивают длительность формирования таких многослоев и их тесную связь с тектоническими процессами.

Ко второй группе относятся те ритмы, которые возникают в течение очень короткого промежутка времени под влиянием эпизодически действующих факторов (течений, мутьевых потоков, паводков, миграций речного русла и т.д.), т.е. тех процессов, которые непосредственно с изменением тектонического режима данной седиментационной области не связаны. Эти элементарные (седиментационные) ритмы, которые мы в дальнейшем для краткости будем называть просто ритмами, обычно являются составной частью полифациальных ритмов. Мощности полифациальных и элементарных ритмов в частном случае могут быть близкими, поэтому иногда может возникнуть трудность в отнесении наблюдаемого ритма к той или другой генетической группе. Различаются они по следующим признакам.

1. Для элементарных ритмов весьма характерна градационная слоистость, тогда как полифациальные ритмы ею никогда не обладают. Действительно, постепенное уменьшение крупности зерна кластических осадков в ритмах от нижней части к верхней является либо признаком фракционирования порции кластического осадка по размеру и весу в спокойной воде, либо результатом постепенного снижения активности транспортирующих агентов (тормозящее действие ветров на течение, прекращение паводка, постепенная остановка мутьевого потока и пр.). Полифациальные ритмы градационной слоистости не имеют, так как их внутренняя структура является отражением тенденции пульсационного процесса осадконакопления. И как бы постепенно ни изменялось количество обломочного материала, поступающего в бассейн, градационной слоистости не возникает, потому что перераспределение кластического материала и процессы слоеобразования (в частности, процессы образования элементарных ритмов) занимают очень короткие промежутки времени.

2. Полифациальные ритмы отличаются от элементарных по изменению типа фоновых осадков. В полифациальных ритмах состав фоновых осадков закономерно изменяется от нижней части к верхней одновременно со сменой фациальных обстановок. Например, в полифациальном ритме, сложенном в основании прибрежно-морскими песками и конгломератами, а заканчивающемся отложениями прибрежных болот, в нижней части разреза фоновыми осадками будут являться прослойки морских глин и остатки прибрежной фауны, а в верхней части — органогенные болотные отложения. Элементарные ритмы, даже сложные по внутренней структуре, включают фоновые осадки, состав которых не изменяется ни внутри ритма, ни в соседних ритмах. Примером может служить флишевая ритмичность, где, как уже упоминалось, составы фоновых осадков третьего элемента нормального ритма (глины) или второго элемента обращенного ритма (известняки) весьма стабильны от слоя к слою по всей толще, потому что пульсационный и кратковременный привнос терригенного материала не нарушает гидрохимической обстановки, в которой осаждаются фоновые осадки.

3. Полифациальные ритмы могут быть как трансгрессивными, так и регрессивными; образования такого типа могут иметь и циклическое строение. Элементарные ритмы в подавляющем большинстве случаев имеют в нижней части более крупнозернистый материал, сменяющийся к верхней более мелкозернистым терригенным или хемогенным. Очень редки и «маятниковые» ритмы, имеющие циклическое строение. Поэтому регрессивные тектоноритмы, т.е. многослой, в которых роль терригенного материала и крупность его в общем увеличиваются от нижней части к верхней, всегда имеют «трансгрессивную» последовательность слагающих их элементарных ритмов (рис. 1, А, Б). То же самое можно сказать и про полифациальный цикл, у которого ха-

рактир изменения зерниности в элементарных ритмах один и тот же независимо от того, в состав какого гемицикла – трансгрессивного или регрессивного – они входят.

Поскольку полифациальные ритмы могут с равной вероятностью быть и трансгрессивными, и регрессивными, они совершенно непригодны для установления последовательности напластования в толщах слоистости пород. Для этой цели можно использовать только элементарные ритмы, среди которых обратная градационная слоистость (т.е. увеличение крупности кластических зерен

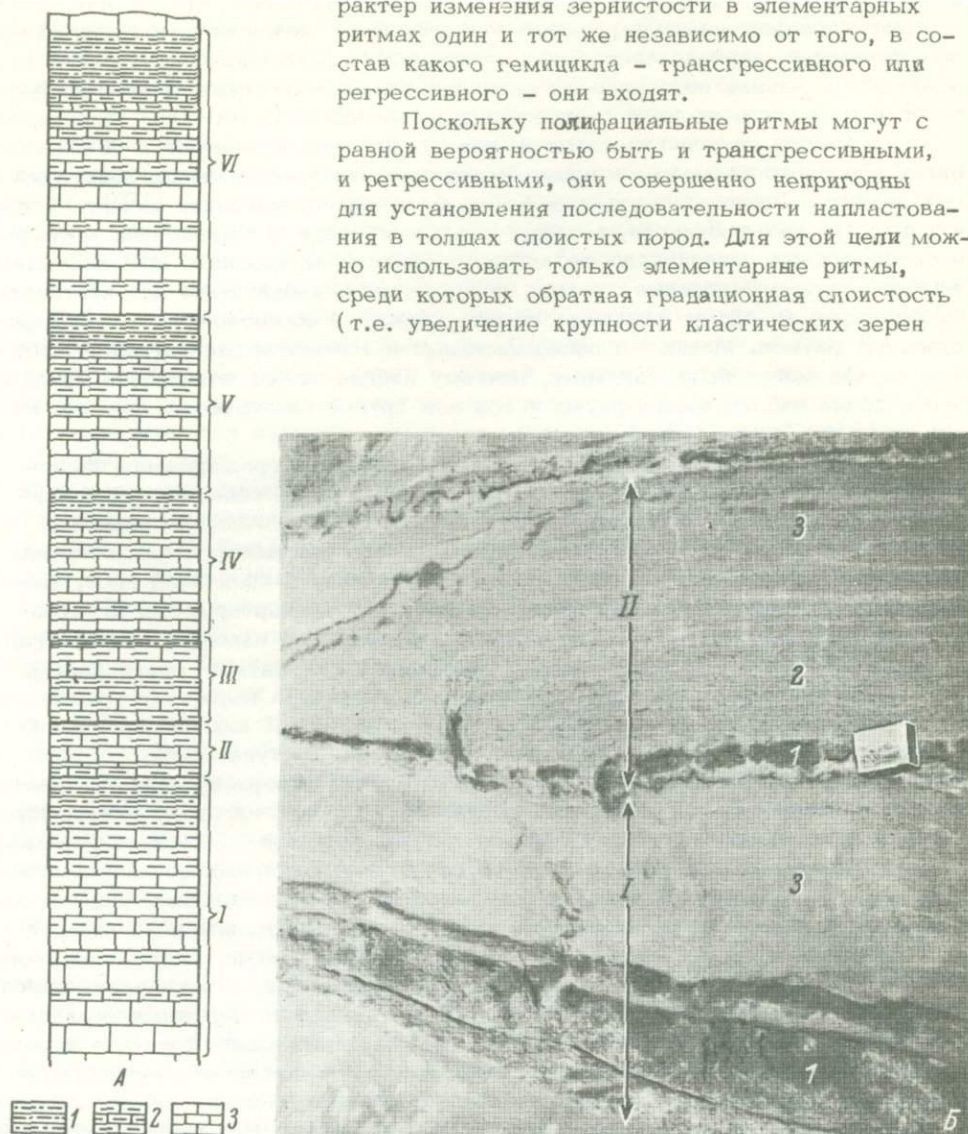


Рис. 1. Разрезы протерозоя в районе среднего течения р. Мамы у устья руч. Хороб. Северо-Байкальское нагорье.

А – разрез, сложенный шестью регрессивными полифациальными ритмами; мощность разреза около 400 м. 1 – биотитовый гнейс; 2 – кальцифир; 3 – мрамор. Б – основной тип мелкой ритмичности в породах этого разреза. Условные обозначения те же.

к верхней части ритма) встречается очень редко. Условия образования обратной градационной слоистости будут рассмотрены ниже.

Третья группа ритмов – это те ритмы, которые образуются чисто хемогенным путем, без участия терригенного материала. Типичным примером может служить ритмичность солей, связанная с сезонным изменением состава рапы.

И наконец, к четвертой группе относятся все ритмы, обусловленные биологическими процессами. Ритмы третьей и четвертой групп в этой работе не рассматриваются.

О способах образования обратной градационной слоистости и „маятниковой“ ритмичности. Обратная градационная сортировка обломочного материала (увеличение размеров обломочных частиц к верхней части ритма) встречается очень редко. Как правило, слои с обратной градационной сортировкой материала встречаются в одном разрезе с обычными

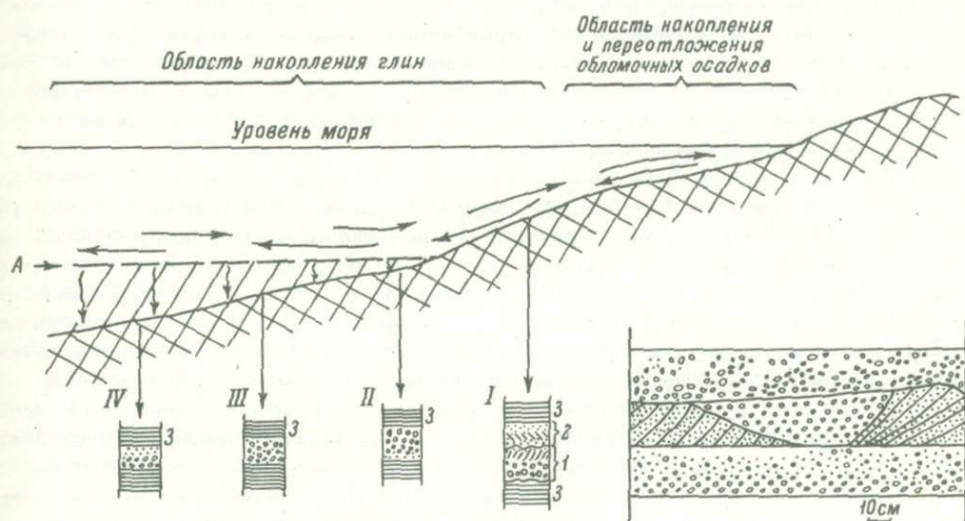


Рис. 2. Возможные способы образования обратной градационной слоистости. Слева - некоторые типы слоистых текстур, возникающие при экстремальных приливно-отливных течениях.

А - граница раздела вод с различной плотностью. I - сложный ритм, состоящий из слоя, образованного отливным течением (1), и слоя, сформированного приливным течением (2); 3 - глинистый осадок, отлагающийся до начала и после прекращения экстремального течения. II - слой с обратной градационной слоистостью; III - слой, сложенный несортированным осадком; IV - слой с нормальной градационной слоистостью. Справа - слой с обратной градационной слоистостью, возникший при заполнении впадины между двумя песчаными валами постепенно усиливающимся течением. Нижний ятулий Центральной Карелии, Сегозеро, о. Шанон-Шари.

ритмами (так же как и „маятниковая“ ритмичность). Весьма примечателен тот факт, что слои с обратной градационной сортировкой и „маятниковые“ ритмы встречаются далеко не во всех осадочных толщах, которые обладают прекрасно выраженной ритмичностью обычного типа. Это дает основание предполагать, что для формирования таких текстурных единиц нужны какие-то специфические условия седиментации, которые имеются далеко не во всех областях осадконакопления, где формируются ритмичнослоистые осадки. Обратная градационная слоистость в слое может возникнуть в том случае, если скорость движения воды (или воздуха), которая транспортирует обломочный материал, постепенно возрастает. При этом отложение обломочного материала, зернистость которого увеличивается от подошвы к кровле слоя, возможно, в частности, во впадинах дна, где скорость движения воды резко падает. Обратная сортировка обломков в песчаниках была встречена в континентальных

отложениях ятулия Центральной Карелии (рис. 2, правая часть). Обратная градационная сортировка материала наблюдается здесь в прибрежных бассейновых песках, в промежутках между донными песчаными валами. В нижней части впадины отлагался мелкозернистый песок с незначительной примесью среднезернистого материала, а в верхней части песок становился крупнозернистым. Одновременно с отложением песчаного материала во впадине происходила эрозия вершин валов, которая, по-видимому, продолжалась некоторое время и после заполнения впадины, а скорость течения возросла до такой степени, что начал транспортироваться и отлагаться гравелитовый материал, слагающий вышележащий слой. Обратная градационная зернистость данного типа может быть встречена в тех терригенных осадках, которые отлагались при деятельности переменных по силе течений – в речных, дельтовых, прибрежно-морских и других условиях. Однако при таком способе формирования значительных по протяжению слоев не образуется, а вероятность их сохранности в ископаемом состоянии невелика.

Слои с обратной градационной сортировкой материала могут возникать на некоторых участках дна при переносе материала переменными по силе, эпизодически возникающими течениями. Роль течений в транспортировке и отложении материала велика, однако ее нельзя переоценивать. Как показывает изучение современных озерных и морских бассейнов (Данбар, Роджерс, 1962; Рухин, 1962; Страхов, 1962, т. 1; Лисицын и др., 1966; Романовский, 1972), сильные донные течения, способные транспортировать обломочный материал по дну, являются скорее исключением, а не правилом. Скорость и направление морских течений во времени подвержены резким изменениям под влиянием атмосферной циркуляции, однако скорость движения воды (а следовательно, и ее транспортирующая способность) резко убывает с глубиной. Л.Б. Рухин (1953, стр. 191) отмечает, что перемещение обломочных отложений течениями происходит в море обычно лишь там, где течения исключительно сильны. Дрифтовые течения, вызванные штормовыми ветрами, циркулярные течения в бассейне, а также приливно-отливные, действуя регулярно в относительно мелководной части бассейна, многократно перетаскают обломочный материал, выносят в глубину тонкие фракции осадка. Поступление в глубокие части бассейна, ниже иловой линии (Хворова, 1958), кластического материала происходит благодаря деятельности мутьевых потоков и эпизодически возникающих мощных течений, направленных от берега. Мутьевые потоки никогда не формируют слой с обратной градационной зернистостью из-за того, что они лишены основной необходимой для этого черты – постепенного нарастания скорости потока. Этому условию отвечают приливно-отливные течения, которые достаточно плавно меняют свое направление – дважды в районах суточных приливов, четырежды – на участках полусуточных и т.д. В зависимости от глубины бассейна, контуров его берегов и ряда других факторов приливно-отливные течения достигают большой силы и могут транспортировать обломочный материал от берега в глубокие части бассейна. Однако количество обломочного материала, поступающего в бассейн за время смены направления течений, настолько невелико, что существенного влияния на образование слоистых текстур эти течения оказать не могут. Полумесячные сизигийные² приливы значительно сильнее обычных. Они сопровождаются и более сильными донными течениями, которые могут привести к частичному размыву обломочного материала в области разгрузки обычных приливно-отливных течений и к выносу его в область накопления глин или чисто хомогенных осадков. Однако самые большие приливы и отливы наблюдаются, когда Луна и Солнце находятся в перигее (ближе всего к Земле) и располагаются

² Сизигии – общее название двух фаз Луны: новолуния и полнолуния. Солнце и Луна в этот момент по отношению к Земле находятся на одной линии.

на одной прямой (сизигия). В этом случае приливы могут достигать огромной силы (Альтшулер, Гурвич, 1971).³ Такие приливы (назовем их экстремальными) повторяются в зависимости от особенностей движения системы Земля-Луна-Солнце с различной периодичностью - от 4 85 до 2500 лет (там же, стр. 45). Течения, связанные с такими приливами (экстремальные течения), имеют очень важное значение для слоеобразования именно в силу своей исключительности, так как они нарушают равновесие течение-осадок как в зоне действия обычных, так и сизигийных течений и выносят терригенный материал в те области бассейна, куда он прежде не поступал, где до этого происходило только осаждение хемогенных, органогенных или глинистых осадков. Можно предположить, что именно с мощными течениями такого типа связано образование циклов или маятниковых ритмов (Завалишин, Львова, 1951; Ботвинкина, 1962; Забияка, 1970, 1971). Течения эти, достигая максимальной силы на мелководье, по мере возрастания глубины бассейна будут постоянно замедляться. Кроме того, будет меняться скорость их во времени, становясь минимальной в начале и конце прилива (или отлива). Затем изменится и направление течений - при отливе они будут направлены от берега, во время прилива - к берегу. Смена направления движения воды и пульсации скорости могут привести к образованию маятниковых ритмов (циклов) различного типа. Экстремальные течения, связанные с лунно-солнечными сизигийными приливами и отливами, переносят максимальное количество обломочного материала по сравнению с приливно-отливными течениями иного типа. При этом на тех участках дна, где течение достигает максимальной силы, возникает зона размыва, сменяющаяся в более глубоких частях бассейна зоной накопления осадков. В самом начале отлива течение, еще слабое, транспортирует относительно мелкозернистый материал, который по мере нарастания силы течения сменяется все более крупнозернистым. В этот период над понижением дна, где скорость потока падает, создаются условия для образования слоя с обратной градационной зернистостью. Одновременно с этим на ровных участках дна происходит отложение обломочных частиц - сначала мелких, а затем, по мере возрастания силы течения, все более крупных. При ламинарном движении медленного потока частица, попавшая на дно, может прекратить движение из-за резко пониженной скорости течения на границе вода-осадок. При возрастании скорости течения частица может остаться на дне, так как скорость потока необходимая для отрыва ее от дна, должна быть значительно больше скорости, нужной для ее транспортировки. Даже при относительно большой скорости потока, когда движение его турбулентно, у дна сохраняется пленка ламинарного, резко замедленного течения, что способствует осаждению частиц (Hjulström, 1935; Данбар, Роджерс, 1962, стр. 15, 16). На известной диаграмме Хьюльстрема, воспроизведенной во многих работах (Рухин, 1953, стр. 180), определено поле устойчивости донного осадка, причем видно, что скорости течения, необходимые для отрыва мелкозернистых песчаных, алевритовых и особенно глинистых частиц от дна, значительно выше тех, которые необходимы для их транспортировки. Поэтому при экстремальных отливных течениях появление слоя с нормальной градационной сортировкой и следами размыва в основании возможно на мелководье или в узких проливах, где скорость течения достаточна для эрозии дна. По мере увеличения глубины и снижения максимальной скорости течения происходит формирование осадка с обратной градационной слоистостью, а замедление и полное прекращение экстремального течения вызывает последовательное выпадение все более тонких взвесей, т.е. в конечном итоге - образование слоя

³ Например, в марте 1967 г. на Атлантическом побережье Франции наблюдаются исключительный по масштабу прилив такого типа. В этот день разница между уровнем океана в часы прилива и отлива достигала 15 м.

с „маятниковой“ ритмичностью. По-видимому, „маятниковую“ ритмичность именно такого происхождения описала И.В. Хворова (1958) в донных осадках из района Бермудских островов. Показательно, что здесь „маятниковые“ ритмы чередуются со слоями, имеющими нормальную градационную сортировку обломочного материала, созданную мутьевыми потоками.

В принципе, по-видимому, возможно образование обратной градационной зернистости при отложении кластического материала экстремальными течениями в тех бассейнах, которые имеют придонный слой более тяжелой (например, более соленой) воды. Отливные течения, транспортирующие обломоч-

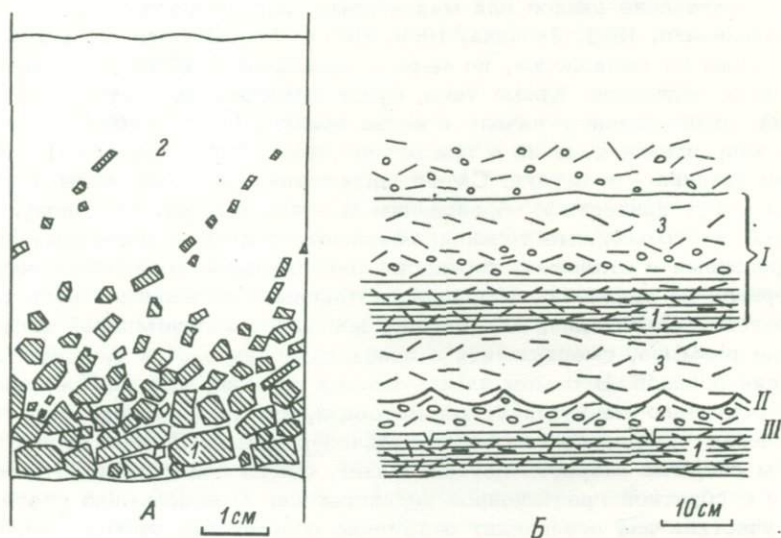


Рис. 3. Способ образования ложной „обратной“ ритмичности в метаморфических породах.

А – ритм в осадочных породах, нижняя часть которого сложена обломками аргиллитов. 1 – переотложенные аргиллиты в нижней части ритма, 2 – верхняя часть ритма, сложенная слабосортированным кварцевым песчаником. Средний протерозой Центральной Карелии, Сегозеро, дер. Сондала. Б – „обратный“ ритм (1) в метаморфических породах нижнего протерозоя. 1 – дистек-гранат-биотитовый сланец; 2 – биотит-диопсидовый гнейс; 3 – лейкократовый биотитовый гнейс Протерозой, Северо-Байкальское нагорье, район устья р. Обьемы.

ный материал, могут, достигая слоя более плотной воды, отрываться от дна и течь по поверхности этого слоя. При этом на границе слоев воды разной плотности происходит замедление течения и выпадение из взвеси в неподвижной среде сначала более мелких частиц, а позднее – по мере увеличения скорости течения – и более крупных. Естественно, что в этом случае приливное течение обломочных частиц практически не несет и отложения осадка под слоем тяжелой воды во время прилива не происходит. При таком способе образования обратная градационная слоистость будет наиболее четкой на относительно мелких участках, глубина которых должна быть такой, чтобы мелкие частицы успели достигнуть дна раньше крупных за интервал времени от начала отлива до достижения отливным потоком максимальных скоростей.

Если глубина настолько велика, что мелкие и крупные частицы осаждаются совместно, возникает слой несортированного осадка, а на еще больших глубинах такие слои приобретают нормальную градационную слоистость (рис. 2).

Следует упомянуть еще об одном типе ритмической слоистости, которая в метаморфизованных осадочных породах выглядит как слоистость, имевшая первоначально обратную градационную сортировку. Это ритмы, нижняя часть которых сложена переотложенным фоновым осадком (например, аргиллитом), а верхняя — песком. Появление таких ритмов в бассейновых отложениях, где уплотнение фоновых осадков идет медленно, — случай достаточно редкий. Взмученный тонкий фоновый осадок вновь оседает на дно с наиболее тонкой фракцией взвесей, хотя из этого правила бывают и исключения. Например, изучение современных донных осадков вблизи Багамских островов (Ter-Chien, Pierce, 1971) на глубинах 4225–4770 м показало, что здесь ритмически чередуются карбонатные слои, сложенные арагонитом, кальцитом и доломитом, и красно-бурые или серые пелагические глины. Карбонатный осадок в каждом ритме перенесен и отложен мутьевым потоком из района Багамской банки, где в течение огромного промежутка времени — с нижнего мела и доныне — происходит хемогенное осаждение карбонатов. В данном случае в разрезе сочетаются фоновые осадки разных типов — карбонатные (перемешанные) и глины (образовавшиеся на месте). Слоистость такого типа в метаморфизованных и дислоцированных отложениях может быть принята за ритмичность типа $Ib - II\bar{d} - II\bar{f}$, т.е. за неполные обращенные ритмы, начинающиеся тонкозернистым терригенным осадком и заканчивающиеся чисто карбонатной породой. Естественно, попытка определить последовательность напластования по таким ритмам может привести к грубой ошибке, если не будет точно выяснена их генетическая природа.

Гораздо чаще ритмы с переотложенными фоновыми осадками в основании встречаются в континентальных отложениях, которые образуются в условиях периодического осушения бассейна. Например, в континентальных отложениях нижнего ятулия Карелии широко распространена четкая ритмическая слоистость. Ритмы начинаются грубо- или среднезернистым песком, переходящим постепенно к верхней части слоя в тонкозернистый песчаник или алевролит. Заканчивается такой ритм слоем красного аргиллита, на поверхности которого почти всегда видны трещины усыхания. Эти высушенные, разбитые трещинами аргиллиты часто переоткладываются водным потоком и участвуют в формировании новых ритмов, но уже как грубый кластический материал (рис. 3, А). Характер такого ритма легко распознается в неизмененных породах, но после исчезновения первичных структур в результате метаморфизма можно легко ошибиться в определении последовательности напластования, приняв, например, нормальное залегание слоев за опрокинутое. В метаморфических породах такие ритмы, в частности, были нами встречены в протерозойских отложениях мамской серии, в той части ее разреза, где в свое время А.С. Флаасом (1966) были описаны знаки ряби и трещины усыхания (Северо-Байкальское нагорье, район устья р. Обоймы). Метаморфизм отложений здесь относится к высокотемпературной части амфиболитовой фации, но первичные текстуры пород видны очень хорошо. Последовательность напластования в разрезе обнажения определялась по знакам ряби, положению трещин усыхания и ритмичности. Среди мелких ритмов, из которых каждый начинался лейкократовым гнейсом, постепенно переходящим к кровле в дистен-гранат-биотитовый сланец, был встречен ритм, имеющий обратную последовательность смены пород (рис. 3, Б). Большая площадь обнажения дает возможность отвергнуть предположение о тектонической природе этого явления. Если учесть специфические текстуры, свидетельствующие о мелководности и периодическом пересыхании бассейна, то можно полагать, что в данном случае мы имеем дело с ритмом описанного выше типа (рис. 3, А).

В заключение следует отметить, что хотя слои с обратной градационной сортировкой материала и необычной сменой литологических типов пород внутри элементарных ритмов встречаются достаточно редко, нужно помнить о возможности их появления, чтобы не ошибиться при литолого-фациальных реконструкциях и расшифровке складчатых структур осадочно-метаморфических толщ.

Глава 2

ПЕРВИЧНООСАДОЧНЫЕ ТЕКСТУРЫ В МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОДАХ

Не останавливаясь в деталях на генезисе всех типов текстур, по условиям образования которых и морфологии существует обширная литература, следует только подчеркнуть одно основное правило, определяющее сохранность первичноосадочных текстур при метаморфизме. При метаморфических изменениях любых степеней, за исключением зон мобилизации вещества и ультраметаморфизма, сохраняются те текстуры, те слоистые сочетания, которые настолько различаются друг от друга по валовому химическому составу, что при метаморфизме в них возникают различные ассоциации метаморфогенных минералов или различные их количества. Сохраняются и те текстуры, которые созданы инертными при метаморфизме в данной среде компонентами (углистым веществом, соединениями железа в кварцевых породах и т.д.). Всегда исчезают текстуры, масштаб которых соизмерим с размером новообразованных минералов, если тонкая текстура не создана инертным в данных условиях компонентом (например, тончайшие слойки углистого вещества, сохраняющиеся в порфиробластах дистена, слойки обломочного кварца в ставролите и т.д.). Вместе с тем под влиянием метаморфизма увеличивается контрастность некоторых текстур, которые плохо различимы в неизмененных породах. Признаки, позволяющие выявлять слоистость в осадочных породах, достаточно разнообразны. Они приведены в составленных Л.Н. Ботвинкиной таблицах (Ботвинкина, 1965, стр. 14). В метаморфических породах количество этих признаков заметно сокращается, причем тем больше, чем выше метаморфизм осадочной толщи.

Сохранность признаков, позволяющих выявлять слоистость в осадочно-метаморфических породах

Изменение состава слоев. 1. Гранулометрический состав. Первичная гранулометрия (если она не связана с одновременным изменением химизма породы) дает возможность выделять слоистые текстуры в среднем только до эпидот-амфиболитовой фации (в зависимости от состава пород и условий метаморфизма). В зонах метаморфизма низких давлений бластоносаммитовые и бластоалевритовые структуры в редких случаях можно наблюдать и в зоне амфиболитовой фации. Что касается псефитовых структур, то они сохраняются значительно лучше во всех условиях метаморфизма, подчиняясь тем же закономерностям, что и первичноосадочные текстуры.

2. Минералогический состав. Первичная неоднородность минералогического состава, если она является вместе с тем неоднородностью химической, сохраняется в метаморфических породах и выражается в возникновении различных ассоциаций метаморфогенных минералов.

3. Окраска. Любая окраска породы, кроме окраски, обусловленной примесью органического вещества, заменяется вторичной обычно одновременно с появлением первых метаморфогенных минералов. Слои, окрашенные органическими соединениями, сохраняют темные тона при наиболее высоких температурах и давлениях, однако в карбонатных породах, содержащих примесь органического вещества, одновременно с появлением чешуйчатого графита цвет породы становится светлее. Это связано не только с преобразованием органического вещества в графит, но и с общим уменьшением количества органического вещества при метаморфизме и выносе летучих компонентов при разложении сложных органических соединений. Цвет метаморфизованной осадочной породы определяется сочетанием цвета инертной красящей субстанции (если таковая имеется) и цветом основного породообразующего минерала или группы окрашенных минералов. Поэтому окраска, связанная с преобладающим цветом обломочного материала, также при метаморфизме не сохраняется.

4. Послойные примеси. Послойные примеси видны столь же хорошо и сохраняются так же долго, как и первичная неоднородность слоя. Тонкие слойки, созданные такой примесью (например, тонкие глинистые или песчаные слойки в карбонатных породах), исчезают при метаморфизме в тех случаях, когда размер новообразованных, метаморфогенных минералов соизмерим с мощностью такого слоя или превышает ее. В метаморфизованных осадочных породах становится хорошо заметной часто даже очень небольшая примесь постороннего компонента. Например, незначительная послойная примесь глинистых частиц в известняках (даже если она составляет 1% от объема породы) будет распознаваться в зонах высокого метаморфизма благодаря появлению в мраморах и кристаллических известняках послойно распределенных слюдястых минералов, зерен пироксена, кварца и т.д.

Наличие слоевых границ. 1. Различия состава смежных слоев. Это наиболее надежный признак любой осадочной слоистой толщи, который может быть искажен или уничтожен только процессами ультраметаморфизма или метаморфической дифференциации.

2. Появление примесей на граничащих поверхностях (глина, растительный детрит и др.). Все минеральные или органогенные примеси на границе двух слоев сохраняются только в условиях метаморфизма низких и средних ступеней. Они исчезают, как только вещество этих тончайших слоев оказывается вовлеченным в различные метаморфические реакции. В этом случае породы становятся массивными, а след бывшей межслоевой границы сохраняется лишь в плоскостной приуроченности одного или нескольких метаморфогенных минералов, образовавшихся при участии вещества межслоевой примеси. Кроме того, если контактирующие слои имеют разный химический состав, то, начиная с уровня эпидиот-амфиболитовой фации, могут возникнуть и проявиться морфологически сложные реакционные взаимоотношения между слоями. Поэтому, начиная с этого уровня, за продукты изменения примесей на границах слоев могут быть приняты ассоциации минералов, возникающие при межслоевых реакциях.

3. Наличие плоскостей отдельности. Плоскости отдельности осадочных пород при метаморфизме не сохраняются. Напротив, весьма обычным является возникновение расщепления параллельного слоевым поверхностям, т.е. образование вторичной отдельности.

Присутствие слоеватости (обособленных слоев нет). 1. Порода может характеризоваться сплошной слоеватостью, если имеет место ориентировка основных ее компонентов. Исчезает она при метаморфизме одновременно или ранее первичных структур при тектонических деформациях. Реликтовая

осадочная ориентировка неперекристаллизованных обломочных зерен кварца может быть установлена с помощью методов микроструктурного анализа (Казак, 1969). Кроме кварца, в ряде случаев первичную ориентировку сохраняют, вплоть до зон глубокого метаморфизма, некоторые обломочные акцессорные минералы (Савельев, Шулешко, 1971).

2. Если слоистость в породе выражается ориентировкой включений или отдельных компонентов породы, то она сохранится, если включения по химическому составу отличаются от вмещающей породы. Например, в метапесчаниках протерозоя Восточного Саяна, представленных в зоне амфиболитовой фации биотитовыми гнейсами или амфибол-биотит-кварцевыми сланцами, были встречены округлые, несколько вытянутые по одной оси четкие обособления кварц-биотитового и амфибол-биотитового состава, которые являются метаморфизованными глинистыми „катунами“. Это подтверждается расположением этих образований в основании ритма, их субпараллельной ориентировкой, совпадающей с простираем первичноосадочной косо́й слоистости, сходством минералогического и химического состава с породами третьего элемента ритмов и присутствием в них очень мелких обломочных акцессорных минералов, отличных от акцессориев вмещающего метапесчаника.

Ритмическая сортировка материала слоя или слойка. Весьма обычный случай выявления слоистости – ритмическая сортировка материала слоя или слойка. Постепенный переход внутри слоя от более крупнозернистых пород в основании к тонкозернистым терригенным или хемогенным в кровле обычно повторяется в разрезе многократно. Поэтому межсловесные границы являются не только границами между крайними осадочными дифференциатами в данной палеогеографической обстановке или между фоновыми и переотложенными осадками, но и между породами, наиболее резко различными в химическом отношении. Ритмичность, границы между ритмами, постепенные переходы внутри ритмов очень хорошо сохраняются при метаморфизме.

Изменение внутренней текстуры. Изменение внутренней текстуры пласта или слоя происходит под влиянием различных факторов. В соответствии с их характером различна и сохранность текстур при метаморфизме. Если состав слоя в целом не изменяется, а меняется лишь его внутренняя текстура (например, положение плоскости наслоения – горизонтальная слоистость в песчаниках сменяется косо́й или пологоволнистой и т.д.), то сохранность такой текстуры определяется степенью различия химического состава тонких слоек, формирующих внутреннюю текстуру слоя. Если внутренняя текстура слоя создана чередующимися слойками разного состава или слойками неоднородного состава, то и в этом случае сохранность текстуры определяется разницей в химическом составе контактирующих слоек или степенью химической дифференциации внутри каждого слойка.

Внутренняя текстура слоя, созданная слойками близкого химического состава, но разной окраски, при метаморфизме сохраняется в некоторых случаях только в мономинеральных породах.

Итак, краткий обзор признаков, выявляющих слоистость и слойчатость, перечисленных в работе Л. Н. Ботвинкиной, применительно к осадочно-метаморфическим породам показывает, что при метаморфизме сохраняются не все типы слоистости и слойчатости. Преобразование осадочных пород при метаморфизме ведет к уничтожению обломочных и аутигенных минералов и возникновению ассоциаций метаморфогенных минералов. Осадочная слоистость в зонах глубокого метаморфизма будет лучше сохраняться в тех формациях, при образовании которых осадочная химическая дифференциация вещества была максимальной. Напротив, все слабодифференцированные осадочные толщи, а также большинство вулканогенных толщ и их терригенных производных, степень химической дифференциации вещества которых часто невелика, – все эти образования при метаморфизме теряют первичные текстуры, сколь бы четко они ни были выражены в неизмененных породах.

Таким образом, в метаморфических породах сохраняются далеко не все признаки, позволяющие выделять слоистые текстуры в неизменных осадочных породах. При этом чем выше степень метаморфизма, тем большую роль в сохранении слоистости начинает играть разница химического состава пород отдельных текстурных элементов, тем чаще исчезают, „растворяются” в метаморфической породе относительно маломощные слои. Однако одновременно

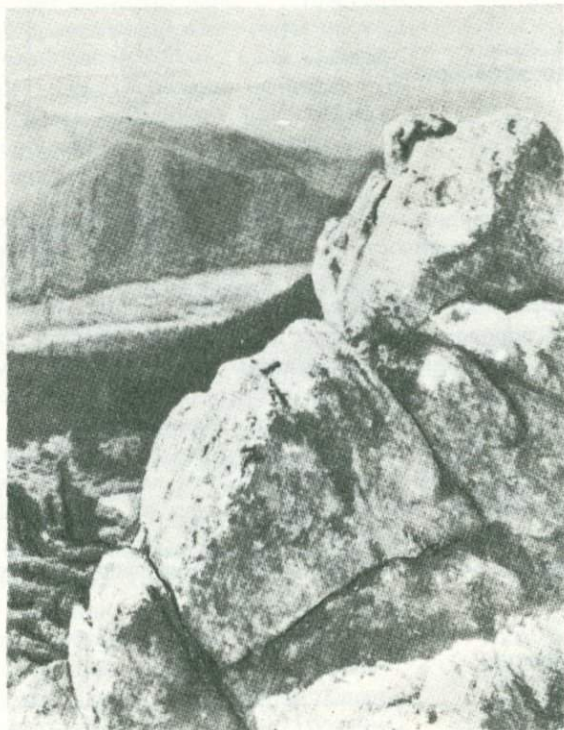


Рис. 4. Эрозионный рельеф графитистых мраморов, обусловленный послойным изменением количества минералов-примесей. Средний протерозой, Восточный Саян, верховье р. Дизо.

с этим идет и прямо противоположный процесс, в результате которого метаморфизованные осадочные толщи часто приобретают четкую слоистость (в том числе и ритмическую). Эта слоистость видна только в метаморфических породах, причем часто даже лучше в породах амфиболитовой фации, чем в породах зеленосланцевой. В неизменных же отложениях она не видна или заметна очень плохо. Это вызывается тем, что, как уже отмечалось, при метаморфизме „проявляются” даже очень небольшие послойные изменения химического состава внешне однородных толщ, и это находит отражение не только в возникновении послойно несколько различных ассоциаций метаморфогенных минералов, но и в закономерном изменении механических свойств породы. Изменение механических свойств в свою очередь приводит к возникновению четкого эрозионного рельефа на выветрелой поверхности обнажений, благодаря чему

Таблица 3

Минералогический состав пород из нижней и верхней частей ритма в мраморах, в %

Минералы	Ритм	
	нижняя часть	верхняя часть
Кальцит	95.11	95.47
Кварц (от общего веса пробы) . . .	2.42	1.02
Остаток	2.47	3.51

неоднородность в распределении примесей в породе становится хорошо заметной макроскопически. В количественном отношении эти изменения состава пород могут быть ничтожными и именно в связи с этим их можно заметить только в метаморфических породах. Например, такая слоистость была описана в карбонатных породах протерозоя Восточного Саяна в зоне амфиболитовой фации. Здесь в массивных графитистых мраморах наблюдалась ритмическая слоистость, хорошо выраженная в рельефе обнажений (рис. 4). Нижняя часть таких ритмов имеет положительный рельеф, верхняя — отрицательный. Анализ нерастворимого остатка и просмотр шлифов позволили установить, что от нижней части ритма к верхней уменьшается количество кварца, а общее содержание некарбонатных минералов варьирует от 4.89 до 4.53% (табл. 3).

Если принять остаток за 100% (табл. 3), то остальные минералы в нижней и верхней частях ритма распределятся следующим образом (табл. 4).

Таблица 4

Минералы	Ритм	
	нижняя часть	верхняя часть
Биотит	2.82	-
Мусковит	-	Ед. зн.
Пирит	24.50	39.94
Сфен	18.65	37.13
Диопсид	36.53	21.58
Обыкновенная роговая обманка . .	10.84	-
Тремолит	6.66	1.35
Циркон	Ед. зн.	-
Уваровит	-	Ед. зн.
Фуксит	-	" "

При пересчете изменения содержания этих минералов по отношению к весу всей пробы оказывается, что они совершенно незначительны; от нижней части ритма к верхней содержание кальцита увеличивается на 0.36%, кварца уменьшается на 1.40%, биотита — от 0.07% до 0; в верхней части ритма появляются единичные чешуи мусковита, содержание пирита возрастает на 0.8%,

сфена – на 0.83%, содержание диопсида уменьшается на 0.14%, изменение количества обыкновенной роговой обманки варьирует от 0.25% до 0, а содержание тремолита уменьшается на 0.13%. Тем не менее эта разница в минеральных составах находит ясное выражение не только в изменении механических свойств породы, благодаря чему ритмичность в обнажениях подчеркивается рельефом поверхности, но и дает возможность различать породы нижней и верхней частей ритма в штуфах. При микроскопическом изучении и сравнении пород из разных частей этих ритмов в связи с малым содержанием минералов-примесей разницы в составе можно и не уловить или же она будет недостоверна. В этом случае требуется либо сравнительное изучение нескольких шлифов из каждой части ритма, либо минералогическое изучение нерастворимого остатка. Указанная выше ритмичность возникает при послойном обогащении карбонатных пород незначительным количеством примеси терригенного материала. По-видимому, в данном случае последняя поступала в осадок в виде тонкоалевритовой или глинистой фракции, так как в нижней части ритма несколько увеличивается содержание кремнезема, входившего, вероятно, в состав обломков, а в верхней преобладают глинистые частицы. В неизменных или слабоизмененных породах такая слоистость в большинстве случаев не заметна ни по рельефу обнажений, ни по внешнему виду пород, ни в шлифах. Это подтверждено при изучении внешне монотонных, неритмичных слабоизмененных пород. Например, подобная ритмичность была подмечена в распределении обломочного кварца в известняках кембрия (р. Шинда, Восточный Саян). Изучение нерастворимого осадка последовательно отобранных проб показало, что количество обломочных зерен кварца и плагиоклаза (и очень небольшого количества обломков пород – вероятно, пепловых частиц) ритмически изменяется (рис. 5). В породе присутствует и незначительное количество глинистой примеси, но распределение ее не изучалось. Несомненно эта скрытая, не выраженная внешне ритмичность относится к тому же типу, что и описанная выше ритмичность карбонатных пород в зоне амфиболитовой фации, которая отчетливо видна в обнажениях.

Неизменные породы очень часто могут иметь скрытую тонкую и очень четкую слоистость, созданную неоднородным распределением примесей или колебанием химического состава основных породообразующих компонентов и при этом остаться внешне массивными или грубослоистыми. Особенно трудно определить наличие таких послойных изменений в породах, содержащих органическое вещество. Примером может служить так называемая свита известняков известняково-сланцевой подсерии бодайбинской серии (Pt₃) на р. Маме (Неелов, 1957). В низкотемпературной части зеленосланцевой фации эта свита представлена грубослоистыми, серыми, темно-серыми и черными известняками с прослоями пиритизированных кварцевых известняков. Уже в биотит-серпичитовой субфации зеленосланцевой фации слоистость этих известняков начинает претерпевать заметные изменения. Появление биотита, крупночешуйчатого хлорита, плагиоклаза и кварца в слоях, обогащенных глинистым веществом, позволяет заметить послойное изменение окраски, отражающее седи-

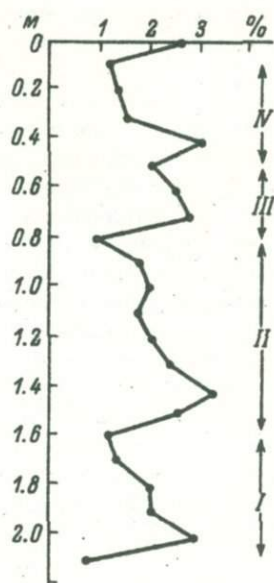


Рис. 5. Изменение содержания обломочных частиц в нерастворимом остатке известняков нижнего кембрия. Восточный Саян, р. Шинда.

ментационную неоднородность распределения глинистой примеси в известняках. И наконец, в амфиболитовой фации породы свиты приобретают очень четкую ритмическую слоистость. В нижней части ритмов, имеющих мощность от нескольких сантиметров до 20–30 см, располагаются крупнозернистые амфибол–пироксеновые кальцифиры, резко отличающиеся в обнажениях по цвету, структуре и рельефу поверхности от светлых графитистых мраморов верхней части ритма. Кальцифиры из нижней части таких ритмов содержат до 50–80% CaCO_3 . Естественно, что при детальном и специальном изучении наличие глинистой примеси в известняках и характер ее послойного распределения в неметаморфизованных породах могут быть установлены. Однако в данном случае нам хотелось обратить внимание на необходимость всестороннего рассмотрения всех аспектов изменения слоистости при метаморфизме, учитывая тот факт, что очень часто та первичноосадочная слоистость, которая столь хорошо выражена в какой-либо метаморфической толще, может быть совершенно незаметной в ее неметаморфизованных аналогах.

Таким образом, по мере повышения степени метаморфизма слоистость осадочно–метаморфических комплексов претерпевает определенные изменения. Наиболее устойчивы в метаморфизованных породах те текстуры, которые созданы инертными при метаморфизме компонентами, либо же компонентами, резко различными по химическому составу. Наряду с этим метаморфизм подчеркивает, делает более заметными многие текстуры, которые не видны или очень плохо выражены в неизмененных осадочных породах.

Опыт показывает, что первичная послойная неоднородность состава пород, которая столь хорошо подчеркивается при метаморфизме, распространена очень широко в отложениях самой различной фациальной принадлежности. В подавляющем большинстве случаев толщи метаморфизованных осадочных пород от низов зеленосланцевой до гранулитовой фации, а часто и в гранулитовой фации сохраняют хорошо выраженную первичноосадочную слоистость вне зон гранитизации и бластомилонитизации.

Глава 3

ПЕРВИЧНООСАДОЧНЫЕ СТРУКТУРЫ В МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОДАХ

Условия сохранности структур осадочных обломочных пород

Структуры осадочных обломочных пород в отличие от текстур при метаморфизме подвергаются значительным изменениям. Текстуры пород формируются неоднородным послойным распределением обломочных, хемогенных и диагнетических минералов, находящихся либо совместно в разных сочетаниях, либо раздельно. Каждый слой является своеобразной химической системой, сохраняющей при метаморфизме свою химическую индивидуальность независимо от ассоциаций новообразованных минералов. Этим, как уже отмечалось, и определяется устойчивость слюистых текстур. Иное дело структуры. Все псаммитовые и алевроитовые породы, кроме мономиктовых, сложены обломками

Таблица 5

Порядок устойчивости минералов (Pettijohn, 1949)

Минерал	Гурон- ская серия	Серия Кива- на	Ранний палео- зой	Позд- ний па- леозой	Мезо- зой	Тре- тич- ные	Плей- сто- цен	Совре- мен- ные
Рутил . . .	--	--	--	--	--	--	--	--
Циркон . . .	--	--	--	--	--	--	--	--
Турмалин	--	--	--	--	--	--	--	--
Гранат . . .	--	--	--	--	--	--	--	--
Биотит . .	--	--	--	--	--	--	--	--
Апатит . .	--	--	--	--	--	--	--	--
Ильменит	--	--	--	--	--	--	--	--
Магнетит	--	--	--	--	--	--	--	--
Ставролит	--	--	--	--	--	--	--	--
Монацит	--	--	--	--	--	--	--	--
Кианит . .	--	--	--	--	--	--	--	--
Эпидот . .	--	--	--	--	--	--	--	--
Роговая об- манка . .	--	--	--	--	--	--	--	--
Андалузит	--	--	--	--	--	--	--	--
Топаз . . .	--	--	--	--	--	--	--	--
Сфен	--	--	--	--	--	--	--	--
Цоизит . .	--	--	--	--	--	--	--	--
Авгит . . .	--	--	--	--	--	--	--	--
Силлиманит	--	--	--	--	--	--	--	--
Гиперстен	--	--	--	--	--	--	--	--
Диопсид	--	--	--	--	--	--	--	--
Актинолит	--	--	--	--	--	--	--	--
Оливин .	--	--	--	--	--	--	--	--

минералов и пород, имеющих различную устойчивость как при процессах выветривания, так и при диагенезе и метаморфизме. Поэтому преобразование структур не связано с определенной стадией изменения породы: оно начинается еще в процессе диагенеза, интенсивно протекает в стадию эпигенеза (Коссовская, Шутов, 1971), а полное исчезновение первичных структур происходит в большинстве случаев на самых ранних стадиях метаморфизма. В зонах глубокого метаморфизма лишь в исключительных случаях можно различать реликты обломочных структур. Последовательное исчезновение тех или иных обломочных минералов и обломков пород (и, таким образом, нарушение первичной структуры) контролируется тремя факторами: геологическим временем, составом породы, температурой и давлением, т.е. условиями метаморфизма.

1. Геологическое время. В толщах осадочных пород, претерпевших дометаморфические изменения в условиях диагенеза и эпигенеза, происходит непрерывное уничтожение одних минералов и формирование других, протекает процесс, который был назван Петтиджоном (Pettijohn, 1949) „внутрислоевым растворением“. В первую очередь трансформации подвергаются магнезиально-железистые минералы и обломки пород, основные и средние плагиоклазы, а затем более устойчивые минералы. По данным Босуэла, молодые обломочные отложения часто состоят из сложных минеральных ассоциа-

ций, содержащих большое количество нестойких минералов (оливин, амфиболы, пироксены и т.д.). Позднее Петтиджон, обобщив обширный материал, пришел к выводу, что постепенное обеднение минеральных ассоциаций в терригенных породах от молодых образований к древним (табл. 5) является результатом разложения нестойких минералов в процессе эпигенеза (Pettijohn, 1949). Наиболее устойчивы при этом рутил, циркон, турмалин, гранат, т.е. те минералы, которые почти никогда не бывают породообразующими в обломочных породах.

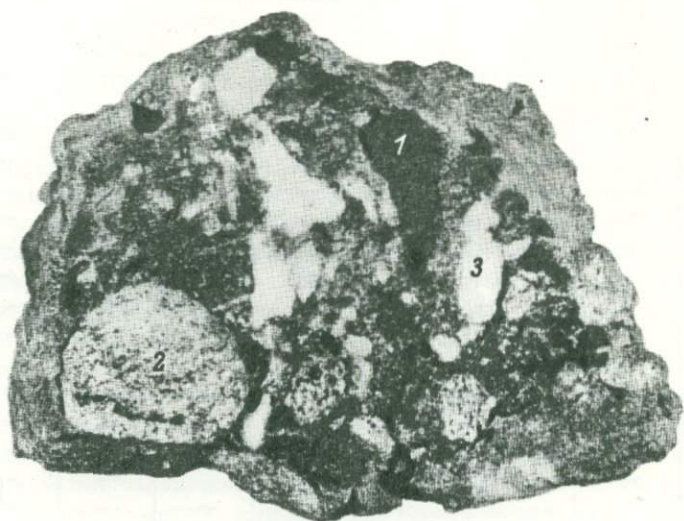


Рис. 6. Конгломерат из зоны высокотемпературной части амфиболитовой фации. Нижний протерозой, Восточный Саян, р. Ара-Хонголдой (колл. И. П. Бузикова).

Цементом конгломерата является биотитовый гнейс, галька представлена амфиболитами (1), гранатовыми кварцитами (2), розовыми и белыми мраморами (3), Первичные контуры галек видны очень хорошо. Нерезкие границы с цементом имеют только мраморные гальки.

Таким образом, даже те обломочные породы докембрия, которые не пертерпели до настоящего времени существенных метаморфических изменений, не сохраняют неизменной первичную структуру из-за разложения обломков ряда неустойчивых минералов, входивших в состав породы. Естественно, вышесказанное не относится к мономиктовым обломочным породам, сложенным только зернами устойчивого минерала (например, кварца — кварцевые песчаники). Даже в том случае, если неустойчивые обломочные минералы сохраняются в древних породах, можно утверждать, что количество их со временем становится меньше. В связи с разложением неустойчивых минералов изменяется и состав цемента обломочных пород. Например, разложение фемических обломочных минералов обогащает цемент хлоритом, разложение плагиоклазов приводит к образованию серицита, карбоната, кварца, альбита, минералов группы эпидота и т.д. Одновременно с минералогическим составом цемента изменяется и его тип. За счет разложения неустойчивых минералов и обломков пород в древних полимиктовых терригенных отложениях получает более

широкое распространение базальный цемент, но базальный характер цемента — это нужно подчеркнуть особо — имеет часто вторичное происхождение.

Степень преобразования первичной структуры при прочих равных условиях зависит от размеров обломочных частиц. В общем случае, чем мельче зернистость породы, тем быстрее в ней идут процессы разрушения неустойчивых обломков и перекристаллизация, поэтому максимальной устойчивостью обладают структуры гравелитов и конгломератов. Практически гравелитовые и конгломератовые структуры сохраняются в тех же условиях, в тех же зонах, что и первичноосадочные текстуры (рис. 6).

2. Состав пород. Химический состав пород и присутствие в обломочном материале различных по химическому составу минералов влияют на сохранность обломочных структур. Особенно интенсивно происходит изменение первичных структур в том случае, если химические составы преобладающего количества обломков и цемента резко различны, хотя именно в таких породах, как будет показано ниже, чаще всего можно встретить реликтовые структуры в зонах высокого метаморфизма. Однако наиболее сильным изменениям при эпигенезе и метаморфизме подвергаются породы, содержащие карбонаты в обломках или цементе (Копелиович, 1965; Муравьев, 1971). В этом случае коррозия обломков силикатных минералов и пород происходит еще в условиях зеленосланцевой фации, а в зонах эпидот-амфиболитовой фации, как правило, породы, содержащие свободные карбонаты, уже полностью лишены первичных структур.

3. Метаморфизм и структуры обломочных пород. По мере повышения температуры и давления в осадочных толщах происходит уплотнение пород, резкое уменьшение пористости и удаление свободной воды. Н.В. Логвиненко (1968, стр. 49, табл. 14) подчеркивает, что уже на стадии позднего метаморфизма при давлении 2–3 тыс. атм. и температуре 200–300° (это соответствует примерно мусковит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации) в породах присутствует только гидроксильная вода. Отсутствие свободной воды приводит к тому, что уже в начальные этапы метаморфизма резко снижается возможность поспойной миграции элементов и межслоевого обмена (межслоевых реакций), поэтому те геохимические черты, которые приобрели породы к началу метаморфизма, как бы консервируются и могут быть нарушены только при переходе метаморфических изменений на новую, более высокотемпературную ступень, связанную с образованием новых ассоциаций метаморфических минералов, и, значит, с высвобождением некоторого количества конституционной и кристаллизационной воды.

В метаморфизованной обломочной породе первичные структуры могут быть выражены двояко: либо это реликты зерен первичных обломочных минералов и пород, либо — это наиболее обычно для зон глубокого метаморфизма — в породе видны только контуры первичных обломков, причем в этом случае состав их не всегда может быть установлен из-за полной перекристаллизации породы в связи с тем, что зерна новообразованных минералов пересекают первичный контур обломочного зерна. Следует отметить, что расщепление и течение породы в процессе складчатости и метаморфизма резко снижает устойчивость первичных структур и делает их неразличимыми уже на самых ранних стадиях регионального метаморфизма. Однако если процессы складчатости и расщепления предшествовали метаморфизму, сохранность первичных структур значительно лучше.

Рассмотрим пределы сохранности первичных структур разного типа в различных условиях метаморфизма.

Обломочные структуры в породах, измененных в условиях метаморфизма умеренных давлений

Зеленосланцевая фация

Глинистые породы

В условиях зеленосланцевой фации метаморфизма зоны умеренных давлений структуры глиен исчезают почти полностью, одновременно с возникновением первых ассоциаций метаморфогенных минералов этой фации — хлорита, серицита, эпидота, альбита и др.

В зеленосланцевой фации метаморфизованные глинистые породы представлены серицитовыми, хлорит-серицитовыми, кварцево-хлоритовыми и другими сланцами, иногда содержащими некоторое количество карбоната. В этих породах становится неразличимой пелитовая структура, одновременно исчезает разница между тонко- и крупнопелитовой структурами. Становятся также неразличимыми кристаллические структуры (скрытокристаллическая и полнокристаллическая), кроме некоторых порфиروبластовых, которые могут быть прослежены до амфиболитовой фации включительно. Скрытокристаллическая структура (псевдоморфная) характеризуется тем, что глинистое вещество под микроскопом с анализатором кажется изотропным или почти изотропным вследствие малых размеров слагающих его частиц. Полнокристаллические структуры (тонкочешуйчатые и крупночешуйчатые) отличаются присутствием чешуйчатых агрегатов глинистых минералов (каолинита и других; Орешникова, 1962). Эти структуры обычно трансформируются на самых ранних стадиях метаморфизма, становятся неразличимыми при появлении метаморфогенных минералов и, естественно, перестают отличаться друг от друга.

В зоне зеленосланцевой фации в глинах достаточно хорошо видна примесь терригенного материала. Поэтому здесь можно различать blastoaleвропелитовые и blastopsаммопелитовые структуры. Однако если в перекристаллизованной глинистой породе появляются новообразованные зерна кварца и плагиоклаза, алевропелитовая структура часто становится плохо различимой из-за внешнего сходства обломочных и новообразованных зерен. Несколько лучшую сохранность имеют псаммопелитовые структуры, но и они (особенно в породах хотя бы в небольшой степени рассланцованных) с трудом отличаются от метаморфогенных бластических структур. Алевритовые и псаммитовые частицы легко узнаются в тех метаморфизованных глинах, которые содержат примесь органического вещества. Тонкодисперсное углистое вещество содержится в первоначально глинистой фракции породы, а обломочные алевритовые и песчаные частицы обычно его не имеют. Возникшие в породе зерна метаморфогенных минералов в подавляющем большинстве случаев переполнены мелкими включениями органического вещества, что позволяет надежно отличать их от первичнообломочных.

Наилучшей сохранностью в зеленосланцевой фации метаморфизма обладают, как уже отмечалось, первичнопорфиробластические структуры. Порфиробластические структуры¹ характеризуются наличием в тонкодисперсной глини-

¹ Термин „порфиробластическая структура“ имеет несколько различных значений в зависимости от того, к структурам каких пород он применяется, — метаморфических или осадочных. В данном случае имеется в виду наиболее общее определение порфиробластической (порфиробластовой) структуры, как структуры, характеризующейся наличием более крупных индивидов отдельных минералов (порфиробластов), выделяющихся среди основной массы породы и возникших в результате перекристаллизации вещества. Среди осадочных пород она отмечается в глинистых, гипсовых и других (Атлас текстур и структур..., 1962, стр. 112).

стой массе кристаллов глинистых или неглинистых минералов, возникших в процессе диагенеза и эпигенеза. При метаморфизме и перекристаллизации эти две различные группы первичных порфиробластов ведут себя по-разному. Порфиробласты глинистых минералов при метаморфизме легко трансформируются, замещаясь агрегатами метаморфогенных минералов, а характерная форма порфиробластов сохраняется на ранних стадиях метаморфизма только в том случае, если порода не подверглась рассланцеванию. Значительно лучшей сохранностью отличаются неглинистые минералы: сидерит, доломит, кальцит, пистомезит, хлорит, пирит и др. Большинство перечисленных минералов сохраняется практически неизменными во всей зеленосланцевой фации (по крайней мере до появления в породе биотита), а некоторые (например, пирит) доходят до низкотемпературной амфиболитовой фации.

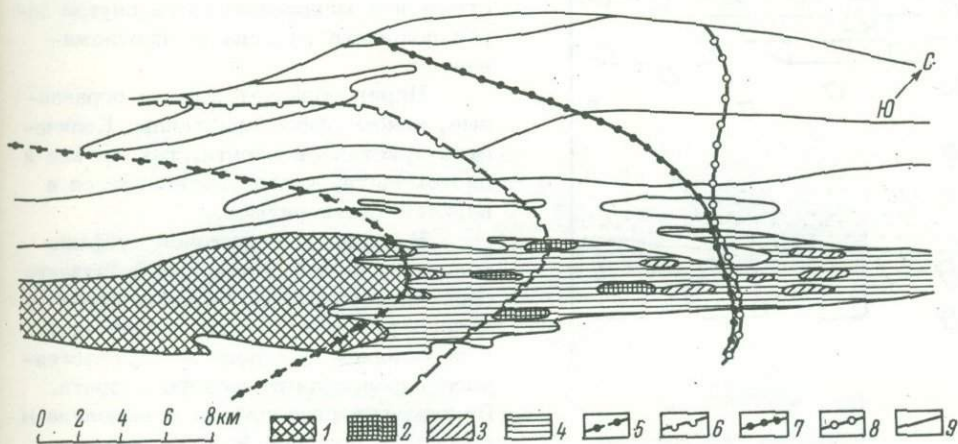


Рис. 7. Схема сохранения первичнопорфиробластических структур в филлитах (метаморфизованных глинах) верхнего протерозоя верхнего течения р. Мамы.

1 - полная сохранность первичнопорфиробластических структур; 2 - частичное замещение и перекристаллизация первичных порфиробластов; 3 - полное замещение порфиробластов, реликтовая порфиробластическая структура не сохраняется; 4 - полная переработка первичных структур; изограды: 5 - порфиробластического (метаморфогенного) хлорита, 6 - биотита, 7 - граната, 8 - дистена; 9 - разлом.

В качестве примера рассмотрим сохранность первичноосадочных порфиробластических структур глин в верхнепротерозойских отложениях верховьев р. Мамы, которые, как уже отмечалось, зонально метаморфизованы от низкотемпературной зеленосланцевой до высокотемпературной амфиболитовой фации (рис. 7). Свита „бурошпатовых филлитов“ (Неелов, 1957), в породах которой изучалась сохранность структур, представляет собой метаморфизованные глины (содержащие небольшую примесь алевритового и песчаного материала), которые иногда встречаются в ритмическом чередовании с маломощными прослоями алевролитов и мелкозернистых песчаников. В глинах очень широко распространены первичнопорфиробластические структуры. Порфиробласты представлены в первую очередь пистомезитом (минералом состава $FeO - 40.47\%$, $MnO - 0.13\%$, $MgO - 15.00\%$, $CaO - 1.66\%$, $CO_2 - 42.74\%$; данные Великославинского и др., 1963), затем пиритом и в меньшей степени доломитом. Иногда в глинистых породах встречаются сферокристаллы сидерита.

Наиболее распространенный пистомезит образует крупные (до 1,5–2 мм в поперечнике) зерна, секущие микрослоистость метаморфизованных глин, но вместе с тем почти всегда наблюдается изгибание микрослоек вблизи границ такого зерна. Очень часто тонкая слоистость прослеживается внутри зерен пистомезита. Пистомезит является раннедиагенетическим минералом. Распределение его в породе подчиняется первичной неоднородности ее состава, а количество растет с увеличением глинистой составляющей (рис. 8).

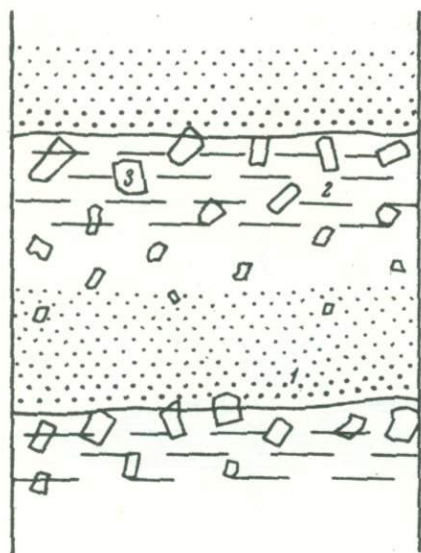


Рис. 8. Увеличение количества пистомезита в верхней части ритма. Река Мама, район устья ключа Грамдакан.

1 — алевролит с небольшой примесью песчаных частей; 2 — пистомезитовый („бурошпатовый“) филлит; 3 — зерна пистомезита.

пространены широко по всему разрезу свиты, то в зоне порфиробластического хлорита отчетливые реликты этих структур встречаются лишь эпизодически. В остальной части разреза порфиробласты пистомезита превращены в удлиненные линзы, сложенные магнетитом (или гематитом), мелкими зернами доломита и сидерита. Эти образования не имеют резких границ с вмещающей породой и об их изначальной природе можно только догадываться.

Порфиробласты доломита обладают в этой зоне большей, чем пистомезит, устойчивостью, но и они большей частью растянуты по сланцеватости, превращены в линзы и также часто не имеют четких границ с вмещающей породой.

Порфиробласты пирита заметных изменений здесь не испытывают.

Первичнопорфиробластические структуры глинистых пород, созданные обособлениями хлорита или гидрохлорита, в зеленосланцевой фации отличаются от метаморфогенных только по форме выделений (Атлас текстур и структур..., 1962, табл. 253, фиг. 2).

Таким образом, в зеленосланцевой фации метаморфизма первичные структуры глин подвергаются существенным изменениям. Большинство пер-

Порфиробласты пистомезита иногда пересекают границы ритмов, но иногда и срезаются поверхностями размыва.

Доломит представлен хорошо образованными ромбоэдрами длиной до 0,1–0,5 мм, которые также пересекают микрослоистость, но в отличие от пистомезита микрослоистость внутри зерен доломита никогда не прослеживается.

Пирит образует хорошо ограниченные, идиоморфные кристаллы. Количество кристаллов пирита, так же как и пистомезита, часто увеличивается в верхней части ритмов.

В серицит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации преобразование первичнопорфиробластических структур начинается практически одновременно с появлением в породе метаморфогенного порфиробластического хлорита. Пистомезит разлагается с выделением свободных окислов железа, которые в большинстве случаев располагаются в пределах контура первичного зерна. Эти зерна обычно имеют сидеритовую или сидерит-доломитовую оторочку. Однако даже такие реликты первичных структур распространены далеко не повсеместно. Если до изограды порфиробластического хлорита первичнопорфиробластические структуры рас-

вичных структур полностью исчезает. Сохраняются реликты алевропелитовых и псаммопелитовых структур и некоторые из первичнопорфиробластических. Описанные закономерности сохранности и изменения структур характерны для пород из областей умеренных давлений (областей „обычного“ регионального метаморфизма). В областях метаморфизма низких давлений характер минеральных преобразований структур глинистых пород принципиально тот же, что и в зонах метаморфизма умеренных давлений.

Алевритовые и псаммитовые породы

Алевритовые и псаммитовые структуры в областях метаморфизма умеренных давлений обладают большей устойчивостью в зеленосланцевой фации по сравнению со структурами глин. Однако и в этих породах исчезновение

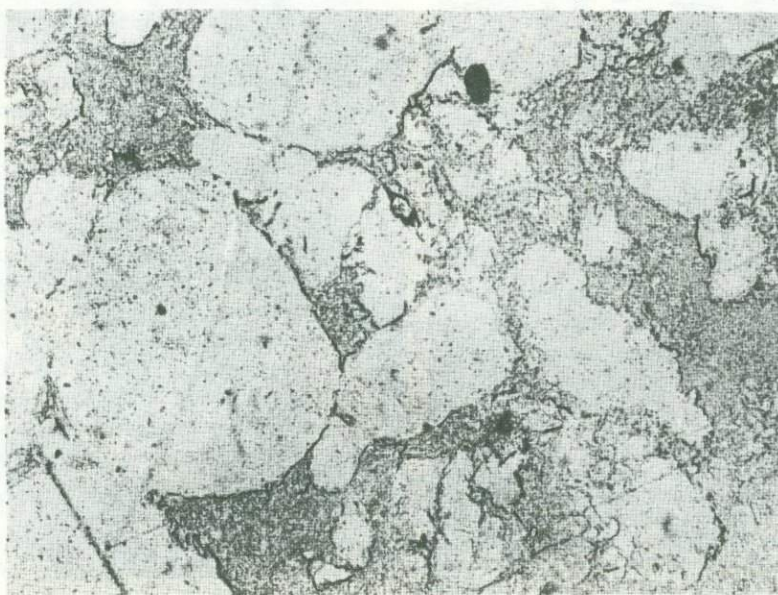


Рис. 9. Зерна обломочного плагиоклаза (корродированные с высоким рельефом), замещенные цементом; заметен вторичный базальный цемент. Метапесчаник ладожской серии среднего протерозоя, Южная Карелия, оз. М. Янисъярви. Ув. 24, без анализатора.

ряда неустойчивых минералов и обломков пород в процессе диагенеза и метаморфизма приводит к значительному искажению первичных структур. Устойчивость обломочных структур в общем уменьшается от псефопсаммитовой к пелоалевритовой, т.е. чем крупнее обломочный материал, тем лучше сохраняется первичная обломочная структура. В частных случаях сохранность обломочных структур определяется рядом дополнительных факторов. К ним в первую очередь относятся: 1) состав обломков, слагающих породу; 2) наличие или

отсутствие карбонатной примеси; 3) характер цемента; 4) наличие в цементе или в обломках инертных при метаморфизме компонентов (например, углисто-го вещества и др.); 5) степень рассланцевания породы.

Кроме того, возможность нахождения обломочных структур зависит часто от времени и условий образования порфиробластов, от наличия в слоях метаморфизованных конкреций и пр.

1. Состав обломков. В зеленосланцевой фации наилучшую сохранность имеют минералы, которые образуют устойчивые ассоциации в этой фации, а также обломки пород, сложенные этими минералами. Среди наиболее

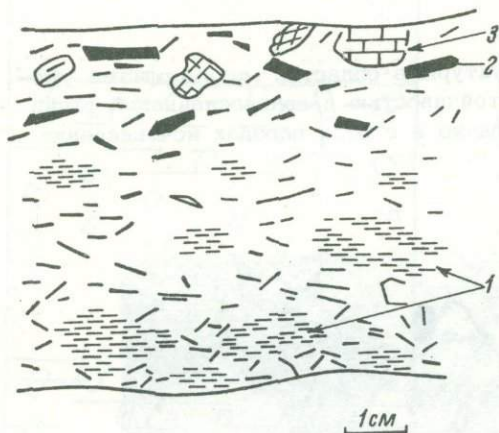


Рис. 10. Реликты глинистых галек (биотитовые сланцы) в нижней части небольшого ритма из зоны амфиболитовой фации (схематизированный рисунок по фотографии). Восточный Саян, верховье р. Каменки.

В округлых обособлениях биотитовых сланцев видны реликты первичной слоистости (1), представленные тонкими слоями биотит-плаггиоклаз-кварцевого состава (биотит в метаморфизованных галках ориентирован параллельно границам раздела слоев); 2 - амфибол, 3 - пироксен.

распространенных породообразующих минералов устойчивыми являются в первую очередь кварц и кислые плаггиоклазы, затем обломки мусковита, хлорита и эпидота. Из пород наиболее устойчивы обломки кварцитов, кислых эффузивов, графит-(углисто-) кварцевых, хлоритовых, серицитовых и других сланцев.

В зеленосланцевой фации первыми подвергаются перекристаллизации обломки карбонатов и карбонатных пород, темноцветные минералы - биотиты, пироксены, амфиболы, обломки основных и средних эффузивов. Калиевые полевые шпаты начинают интенсивно разлагаться (особенно при отсутствии в цементе достаточного количества калия) одновременно с появлением метаморфогенной слюды (серицита и мусковита). Олигоклаз и более основные плаггиоклазы в условиях низкотемпературной части зеленосланцевой фации обычно сохраняются, но очень часто регенерируются, обрстая вторичным альбитом, при этом контуры первичного зерна всегда хорошо видны из-за присутствия в обломке мелких включений карбоната, серицита, альбита, кварца, минералов группы эпидота, возникших за счет начавшегося разложения обломочного плаггиоклаза.

Очень часто изменение плаггиоклаза идет иным путем: в полимиктовых песчаниках, имеющих глинистый цемент, происходит постепенное замещение зерен обломочного плаггиоклаза серицит-(мусковит)-кварцевым агрегатом. В районах с метаморфической зональностью, секущей по отношению к тектонической структуре, удается наблюдать все стадии этого процесса: от частичной коррозии зерен при начальных этапах метаморфизма - через образование ярко выраженных коррозионных структур в высокотемпературной части зеленосланцевой фации - до полного исчезновения плаггиоклазовых зерен при переходе к амфиболитовой фации метаморфизма. При этом округлые кварцевые зерна сохраняют свою форму. Весьма характерна трансформация цемента - от порового в первую стадию до вторично базального в конечную (рис. 9).

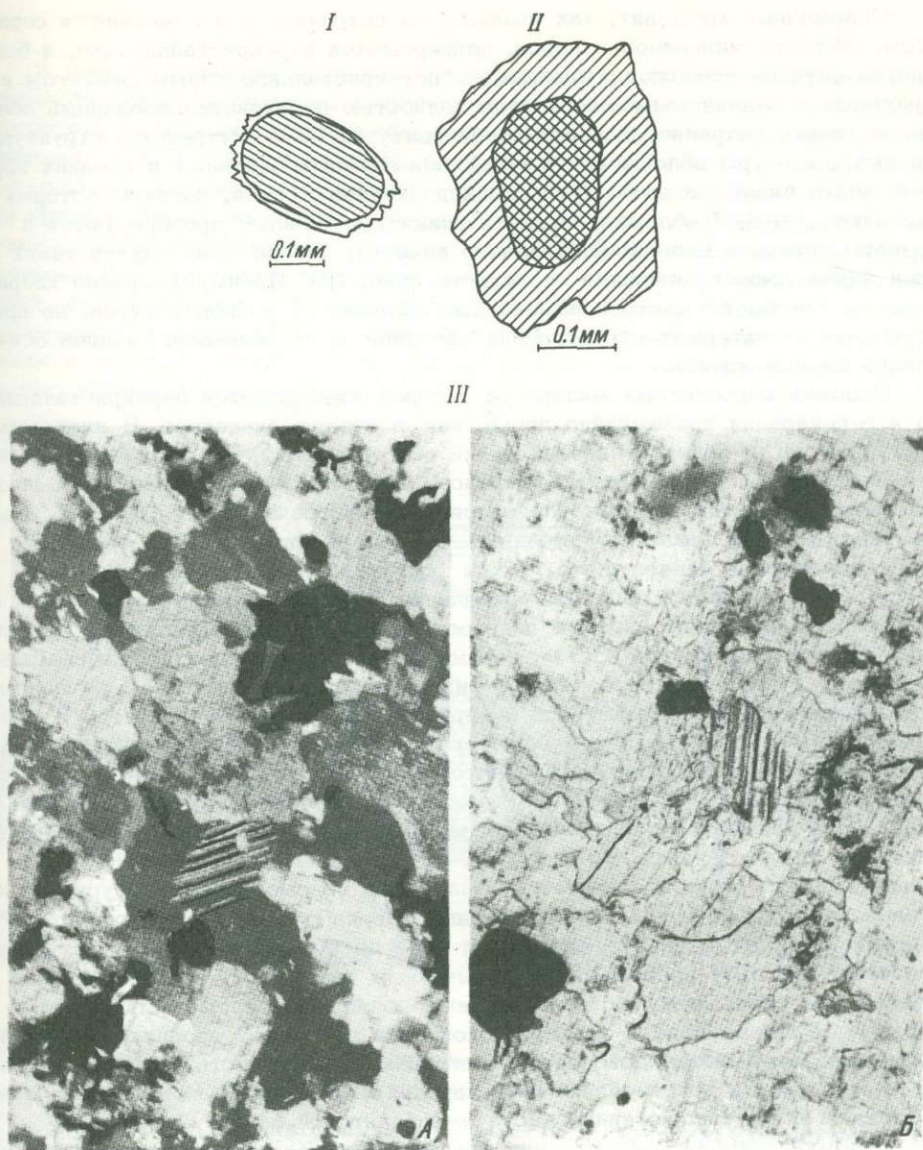


Рис. 11. Регенерированные зерна сдвойникового обломочного кальцита из метапесчаников бодайбинской серии. Северо-Байкальское нагорье.

I - регенерированное зерно обломочного кальцита в песчанике из зоны серицит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации (рисунок по шлифу). Река Именда. Регенерационная кальцитовая кайма не имеет двойникового строения.

II - регенерированное зерно кальцита в песчанике из зоны биотит-серицитовой субфации зеленосланцевой фации (рисунок по шлифу). Река Мама выше устья ключа Довгакит. Регенерационная кальцитовая кайма имеет ориентировку системы двойников, отличающуюся от ориентировки двойников в обломочном зерне.

III - реликты обломочного зерна кальцита в метапесчанике из зоны, переходной к амфиболитовой фации (у изограды граната). Река Мама выше устья ключа Буоркан. В центре снимка по расположению двойников виден контур округлого зерна кальцита. Ув. 24. А - без анализа, Б - николи+.

Обломочный мусковит, как правило, не сохраняется и замещается серицитом. Обломки минералов и пород, подвергшихся перекристаллизации, в большинстве случаев исчезают, сливаются с перекристаллизованным цементом и становятся неразличимыми, но иногда полностью перекристаллизованный обломок не только сохраняет в породе свои контуры, но и внутреннюю структуру. Например, контуры обломков перекристаллизованных основных и средних эффузивов часто видны за счет выделившихся окислов железа, частицы которых сохраняют „скелет” обломка; обломки глинистых сланцев преобразуются в агрегаты серицита (хлорита), кварца и альбита, иногда даже внутри таких зерен видна тонкая первичная слоистость (рис. 10). Преимущественно хлоритовый состав имеют часто и измененные обломки эффузивов и туфов, но при отсутствии характерных структур они неотличимы от обломков сланцев осадочного происхождения.

Обломки карбонатных минералов и пород подвергаются перекристаллизации и регенерации чрезвычайно легко, еще в стадию диагенеза. В низкотемпературной части зеленосланцевой фации обломки кальцита, доломита, сидерита и окатанные агрегаты этих минералов, несмотря на регенерацию, обычно сохраняют первичные контуры благодаря часто встречающейся „рубашке” на поверхности зерен, сложенной мелкими частицами органического вещества, глины, соединений железа и т.д. Такая „рубашка” в виде сплошной темной полосы или прерывистой цепочки мельчайших зерен хорошо видна в шлифах и почти всегда позволяет надежно диагностировать обломочные карбонаты в породах низкотемпературной части зеленосланцевой фации. Однако при повышении температуры зерна карбонатов очень легко освобождаются от различных мелких включений. При этом весь некарбонатный материал удаляется в межзерновые промежутки, а обломочное зерно сливается с регенерационной каймой. При большем количестве карбонатов в породе возникает мозаичная структура. Хомогенные и органогенные карбонатные породы, которые в зеленосланцевой фации также часто приобретают мозаичную структуру, становятся неотличимыми от обломочных. Но и в этом случае при внимательном изучении породы в шлифах есть возможность обнаружить обломочные структуры, если регенерации подвергаются сдвойникованные зерна обломочного карбоната. Регенерационная кайма вокруг этих зерен либо не имеет двойникового строения, либо имеет систему двойников, захватывающих как кайму, так и первичное зерно, но не совпадающую с ориентировкой двойников обломочного зерна (рис. 11). Расположение и характер окончания первичных двойников в полностью перекристаллизованной породе часто дают возможность установить размер и окатанность зерен обломочных карбонатов в породах, измененных даже в условиях низкотемпературной части амфиболитовой фации.

Обломки кварца и существенно кварцевых пород хорошо сохраняются в зеленосланцевой фации, по ним обычно и определяется бластопсаммитовая структура. Обладают хорошей сохранностью и кварцевые зерна в алевритах и песчаниках смешанного состава. В мономинеральных кварцевых породах сохранность псаммитовых или алевритовых структур зависит от состава цемента или наличия „рубашки” на поверхности зерен. Если кварцевые обломочные породы характеризуются кварцевым (кремнистым) цементом, а зерна не имеют пылеватых обособлений на своей поверхности, то обломочные структуры в таких породах становятся неразличимыми при самых незначительных метаморфических изменениях, вызывающих перекристаллизацию цемента и краевых частей обломков. Обломки кремнистых сланцев, содержащих углистое (графитовое) вещество, весьма стабильны при метаморфизме. Углистое, а позднее графитовое вещество, входящее в состав обломков, хорошо обрисовывает их контуры даже в том случае, если основная ткань породы полностью перекристаллизована и границы новообразованных зерен пересекают границы реликтового зерна.

В породах полимиктового состава образующийся при метаморфизме порфиобластический кварц часто с трудом может быть отличен от обломочного. Интересный способ диагностики обломочного и новообразованного кварца был предложен А.Н. Казаковым (1967). Он основан на том, что новообразованный кварц надежно отличается от поликристаллических обломков по микроструктурным ориентировкам. Это в свою очередь связано с тем, что стойкость обломочного кварца неодинакова по разным кристаллографическим направлениям, а поэтому и эрозия его поверхности связана с оптической ориентировкой. Значит, если в породе существует осадочная ориентировка обломков, то она выражается и в оптической ориентировке осей кварцевых зерен, резко отличающейся от тех ориентировок, которыми обладает новообразованный кварц при тектонических деформациях.

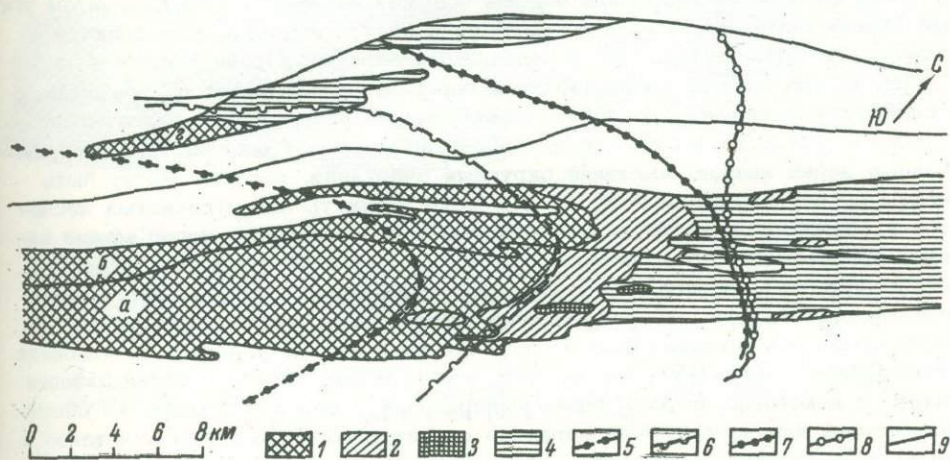


Рис. 12. Схема сохранности первичных структур в известковистых алевролитах и песчаниках протерозоя в верховьях р. Мамы.

1 - относительно полная сохранность первичных структур; 2 - частичная сохранность первичных структур (сохраняются только обломки кварца и кремнистые породы); 3 - породы, обогащенные обломками графит-кварцевых и кварцево-графитовых сланцев; 4 - полное отсутствие первичных структур, за исключением очень редко встречающихся „контурных“ бластосаммитовых и бластоалевритовых структур. а - свита буршпатовых филлитов; б - свита флишoidного переслаивания; г - свита кварцевых песчаников и кварцитов. Остальные обозначения те же, что и на рис. 7.

В метаморфизованных обломочных породах часто трудно отличить обломки мелкозернистых кварцитов от обломков монокристаллов кварца. Трудность заключается в том, что зерна кварца в условиях зеленосланцевой фации часто бывают вторичногранулированными и приобретают облик обломков микрокварцитов. Различить такие зерна можно только с помощью микроструктурного анализа (Казаков, 1967).

2. Наличие карбонатной примеси. В обломочных породах с известковистым или глинисто-известковистым цементом или же в породах, содержащих карбонаты в составе обломков, разрушение и перекристаллизация обломочного материала любого состава начинается еще в стадию диагенеза

и эпигенеза (Копелиович, 1965), причем на ранних этапах преобразования обломков широко распространены различные коррозионные структуры. При глубокой перекристаллизации под давлением следы коррозии часто исчезают, зато появляется идиоморфная огранка некарбонатных зерен (особенно кварца и плагиоклаза) на контакте с карбонатным цементом или перекристаллизованными карбонатными обломками (Муравьев, 1971). Однако карбонаты не только корродируют зерна других минералов, но иногда играют прямо противоположную роль, экранируя, защищая от перекристаллизации определенные участки породы. Например, в известковистых конкрециях обломочные структуры сохраняются в некоторых случаях даже при достаточно интенсивном метаморфизме, когда порода, вмещающая такую конкрецию, полностью их утрачивает.

Процесс преобразования обломков, начавшийся при диагенезе, заканчивается практически уже в условиях зеленосланцевой фации. Даже обломки углистых кремнистых сланцев, столь устойчивые при отсутствии свободных карбонатов, в карбонатных породах исчезают сравнительно быстро за счет того, что после замещения кварцевой основы обломка кальцитом или доломитом углестые (графитовые) частицы, сохраняющие „скелет” обломка, вытесняются в межзерновые промежутки новообразованными зернами карбонатов.

На первых этапах преобразования пород замещение идет по трещинам, по спайности (например, в плагиоклазах), затем этот процесс захватывает все обломки. Показательно, что в карбонатных породах возникают новообразованные зерна кварца, имеющие округлые очертания, которые могут быть приняты за первичноосадочные. Сохранность структур известковистых песчаников и алевролитов и структур аналогичных некарбонатных пород можно наглядно представить себе, сравнивая схемы сохранности первичных структур, составленные для карбонатных и некарбонатных пород (рис. 12, 13). Некарбонатные песчаники и алевролиты сохраняют свои структуры практически полностью вплоть до зоны биотита и частично в ней. В упомянутых условиях метаморфизма изменения происходят в основном за счет перекристаллизации цемента и некоторых неустойчивых минералов и пород в обломках, но общий псаммитовый или алевритовый характер структур пород выражен отчетливо и сомнений не вызывает. На схеме (см. рис. 12) видно, что сохранность первичных структур в свите порфиробластических филлитов (свита а) несколько хуже, чем в свите флишоидного переслаивания (свита б). В первом случае поле относительно полной сохранности структур не доходит до изограды биотита, а во втором пересекает ее. Это связано с тем, что в свите а распространены в основном алевролиты, тонко- и мелкозернистые песчаники, тогда как в более северной полосе (свите флишоидного переслаивания) преобладают средне- и крупнозернистые песчаники. За участком относительно полной сохранности структур, между изоградами биотита и граната, идет участок частичной сохранности первичных структур. Здесь первичнообломочный материал представлен в основном кварцем. На схеме выделены те участки, где в породах широко распространены обломки графитовых сланцев. Видно, что они сохраняются значительно лучше остальных обломков и могут встретиться даже в тех районах, где обломки иного состава полностью переработаны. При переходе к амфиболитовой фации первичные структуры исчезают. В амфиболитовой фации сохраняются лишь отдельные участки с „теневыми” или „контурными” blastopсаммитовыми и blastoалевритовыми структурами, т.е. такие породы, внимательное изучение которых позволяет выделить достоверные реликтовые контуры окатанных осадочных обломков, хотя сами обломки либо регенерированы и полностью перекристаллизованы, либо замещены минералами другого состава.

Совершенно иная картина наблюдается в известковистых песчаниках и алевролитах (см. рис. 13). Для составления схемы сохранности структур использовались обломочные породы, содержащие не менее 10-15% карбонатов (в данном случае кальцита и доломита) в обломках и (или) цементе. В кар-

бонатных обломочных породах сохранность структур несравненно хуже, что видно из сравнения двух схем (рис. 12, 13). Первичные структуры здесь исчезают в основном еще до зоны порфиробластического хлорита. При этом совершенно невозможно выделить какую-то переходную зону (как в первом случае) к полностью измененным породам, поскольку трансформация обломков разного состава и размера идет в карбонатных породах почти одновременно. В связи с этим выделяются только две зоны: зона, где первичные структуры сохраняются и могут быть надежно отделены от вторичных, и зона, где достоверные первичные структуры отсутствуют или же первичный характер их не может быть доказан.

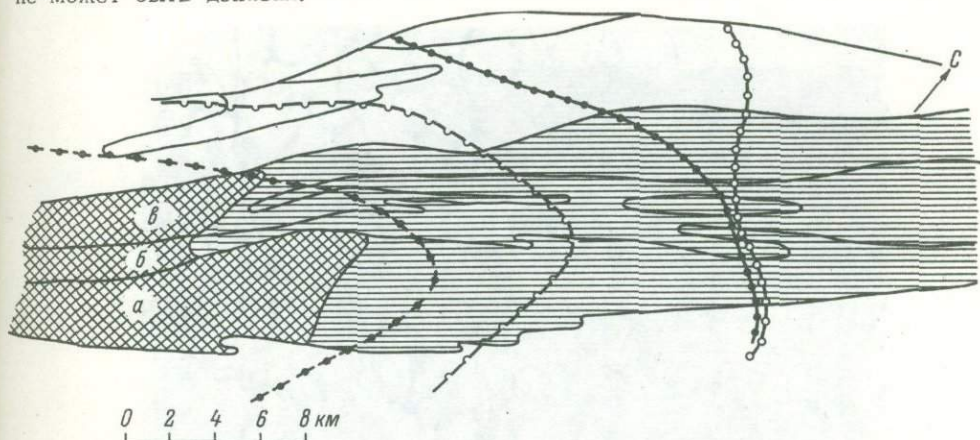


Рис. 13. Схема сохранности алевритовых и псаммитовых структур в известковых алевритах и песчаниках бодайбинской серии.

в — свита известняков; в известняках встречаются прослои известковистых песчаников и алевролитов. Условные обозначения те же, что и на рис. 7 и 12.

В песчаниках и алевролитах, содержащих в обломках карбонаты, в высокотемпературной части зеленосланцевой фации единственными реликтами первичных структур являются уже описанные ранее зерна сдвойникованных обломочных карбонатов.

3. Состав и характер цемента. Сохранность структур обломочных пород во многом зависит от состава и типа цемента. Если говорить о структуре цемента, то в метаморфических породах уже в зеленосланцевой фации первичные структуры цемента исчезают практически полностью. Происходит полная перекристаллизация аморфных цементов, грануляция пойкилокластического цемента и изменение кристаллически-зернистых, крустификационных цементов (кроме крустификационного пленочного цемента, который может быть опознан в мономинеральных и олигомиктовых породах, а также радиально-крустификационного цемента, реликты которого могут быть встречены в кремнистых породах).

По количественному соотношению обломочных зерен и цемента в неизмененных породах выделяются базальный, поровый и контактный цементы. Последний в метаморфических породах не сохраняется в связи с общим уплотнением породы и резким снижением пористости при метаморфизме. Поровый цемент в зеленосланцевой фации сохраняется, но при его описании следует учитывать возможное уменьшение объема породы именно за счет дегидратации водонасыщенного цемента. Поэтому в породах, например, с первичноглинистым цементом поровый цемент может оказаться образованием вторичным. Базальный цемент легко распознается в слабометаморфизованных обломочных породах,

но первичный он или вторичный – сказать почти никогда нельзя. Следует быть твердо уверенным, что кристаллическая масса, цементирующая относительно крупные обломки устойчивых минералов и пород, произошла не за счет разложения неустойчивых в этих условиях обломков пород и минералов (см. рис. 9). Поскольку реликты разложившихся зерен темноцветных минералов, основных пород и полевых шпатов почти никогда не сохраняются, – особенно в породах хотя бы в небольшой степени рассланцованных – решить вопрос о первичности или вторичности базального цемента чрезвычайно трудно.

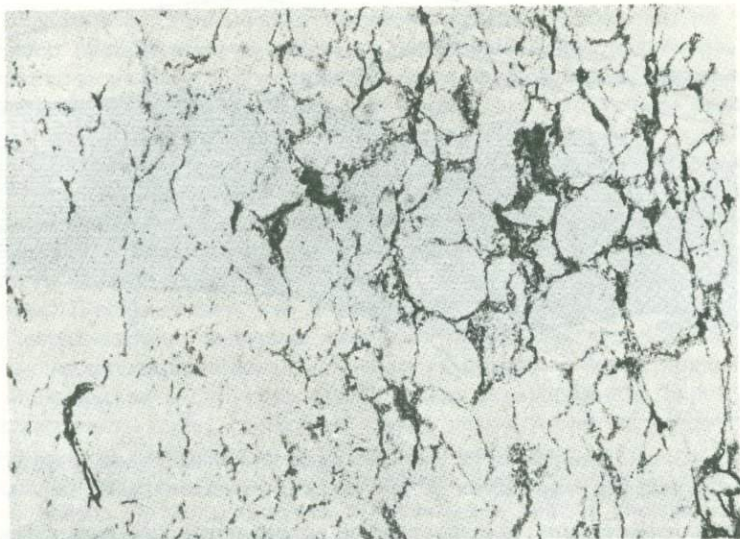


Рис. 14. Кварцевый песчаник верхнего протерозоя из зоны биотита. Северо-Байкальское нагорье, верховье р. Довгакиг.

В правой части шлифа видна псаммитовая структура, сохранившаяся благодаря образованию биотита по глинистому цементу; на остальной площади шлифа отчетливая псаммитовая структура отсутствует; здесь цемент кварцевый, перекристаллизованный вместе с обломками.

Ув. 24, без анализатора.

В неизменных породах цементы различаются также по минералогическому составу. Однако поскольку речь идет о метаморфических породах, то можно говорить в основном только о различии химического состава цемента. О первичном характере цемента предположительно можно судить по ассоциациям метаморфогенных минералов и размерности обломочных аксессуарных минералов. Таким способом могут различаться первичноглинистый цемент, карбонатный, глинисто-карбонатный, железистый и т.д. (Савельев, Шулешко, 1971). Все модификации кремнезема, формирующиеся в осадочных породах, образуют один и тот же кварцевый цемент.

По взаимодействию обломочного материала и цементирующего вещества в неизменных породах выделяются коррозионный и регенерационный цементы; в зеленосланцевой фации как процессы коррозии, так и регенерации обломков распространены очень широко. Эти процессы либо продолжают те преобразования, которые начались еще при диагенезе, либо же возникают с началом метаморфизма. Поэтому, наблюдая в метаморфизованных обломочных

породах коррозионный или регенерационный цемент, часто невозможно установить, к какому этапу преобразования породы этот цемент относится: унаследован он от осадочной породы или же возник на каком-то этапе метаморфизма.

Состав цемента и соотношение составов цемента и обломочного материала заметно влияет на сохранность обломочных структур при метаморфизме. В общем случае, чем ближе химические составы цемента и обломочного материала, тем хуже сохраняются обломочные структуры. Наоборот, при резкой разнице составов сохранность структур значительно лучше, если между цементом и обломочным материалом не возникает реакционных взаимоотношений.



Рис. 15. Реликты псаммитовой структуры в графит-кварцевом сланце. Средний протерозой, Восточный Саян, р. Кинзельюк.

Контурные обломочных зерен кварца заметны благодаря тому, что углистое вещество (графит) переполняет цемент и отсутствует в обломках. Ув. 40, без анализатора.

Обломки зеленых сланцев в песчанике из зоны зеленосланцевой фации имеют очень нерезкие контуры или даже становятся неразличимыми, если цемент песчаника имеет в этой зоне хлоритовый, хлорит-кварцевый и тому подобный состав. Процесс метаморфического изменения цемента и образования в нем чешуй хлорита захватывает также частично или полностью обломки зеленых сланцев. Новообразованный хлорит пересекает границы обломков, делая их значительно менее четкими. В то же время обломки тех же сланцев в этой же зоне метаморфизма, но в песчаниках с иным составом цемента (например, с кварцевым) полностью сохраняют первичные контуры за счет того, что перекристаллизация материала обломка, если она имеет место, идет в пределах границ первичного зерна. Разложение обломков минералов, неустойчивых в зеленосланцевой фации, и сохранность контуров первичных зерен подчиняется тем же закономерностям: если продукты разложения зерна дают ассоциации, близкие ассоциациям новообразованных минералов цемента, контур обломка исчезает, если же разница составов тех и других достаточно велика, замещенный обломок может сохраниться. Например, зерна роговой обманки в пес-

чанике, цемент которого представлен какой-либо железистой глиной, в зоне зеленосланцевой фации обычно не сохраняются, хотя тот же обломок, полностью замещенный минералами зеленосланцевой фации, сохраняет первичные контуры при наличии кварцевого цемента. В мономинеральных (мономиктовых) обломочных породах, имеющих близкий или идентичный состав цемента и обломков, первичные структуры сохраняются плохо; уже в низкотемпературной части зеленосланцевой фации одновременно с перекристаллизацией цемента исчезают обломочные структуры. На рис. 12 видно, что в свите кварцевых песчаников и кварцитов (свита г) обломочные структуры полностью исчезают еще до изограды биотита, в низкотемпературной части зеленосланцевой фации. В данном случае это связано с тем, что песчаники имеют чисто кварцевый состав обломочной части и кварцевый цемент, лишенный заметного количества каких-либо посторонних примесей. Однако в редких случаях в этих песчаниках можно встретить небольшие участки с первичноглинистым цементом. Присутствие такого цемента сразу делает заметной псаммитовую структуру (рис. 14), те же кварциты, которые первоначально имели кремнистый цемент, в той же точке приобретают метаморфогенную мозаичную или неравномернозернистую мозаичную структуру.

4. Инертные примеси в обломочных породах. Существует группа соединений, которые, образуя незначительную примесь в породе, оказывают тем не менее большое влияние на сохранность первичных структур благодаря тому, что не участвуют в большинстве метаморфических реакций. Это в первую очередь графит, графитоид и углистое вещество, соединения железа (как окисные, так и закисные) и некоторые другие более редкие. Особенно широко распространена примесь органического вещества, которое в процессе метаморфизма последовательно, по мере удаления летучих компонентов, превращается в углистое вещество, графитоид и графит. Сохранность углерода является важным фактором при изучении первичных структур особенно в связи с тем, что он почти не участвует в метаморфических реакциях и перераспределяется только при рассланцевании породы (вдоль плоскостей сланцеватости, не перемешаясь обычно за пределы графитсодержащего слоя), а также при перекристаллизации карбонатных пород. Если учесть еще, что обломочный материал и цемент обломочных пород практически никогда не содержат равного количества углерода, то становится понятной хорошая сохранность обломочных структур в породах, где углерод входит в состав цемента или обломков (рис. 15). Часто органическое вещество образует тонкую пленку на поверхности обломочных частиц. В шлифах метаморфических пород реликтовые обломочные структуры подчас и устанавливаются благодаря наличию таких пленок ("рубашек") на поверхности зерен.² Следует особо подчеркнуть, что в нерассланцованных породах контуры первичных зерен могут сохраниться даже при полной перекристаллизации породы, т.е. даже в том случае, когда кристаллы новообразованных минералов пересекают первичные контуры обломочного зерна, а о составе первичного обломочного материала, следовательно, можно судить лишь косвенно. Это вызвано тем, что графит, как уже отмечалось, обычно не смещается растущими кристаллами метаморфогенных минералов, легко проникает в их ткань, сохраняя то место в породе, которое занимало первичное органическое вещество.

Аналогичным образом ведет себя и железистый цемент. Железистые минералы дают две формы цементации: либо еще в стадию диагенеза в породе возникают крупные зерна железистых минералов, например пирита, которые

² Аналогичные пленки образует и глинистое вещество. После метаморфизма за счет такой пленки возникает цепочка кристалликов слюдистых минералов, которая обрисовывает контур первичного зерна в шлифе. Такие первичноглинистые пленки хорошо видны в регенерированных зернах, но обычно исчезают при пересечении границ первичного зерна новообразованными минералами.

сохраняются и при метаморфизме, включая в себя обломочный материал, либо соединения железа, будучи тонкозернистыми, образуют пленочный и базальный цементы. Такие цементы устойчивы до амфиболитовой фации и в условиях низкотемпературной части амфиболитовой фации, но легко трансформируются, если порода имеет глинистую примесь или просто полимиктовый состав. В этом случае железо идет на образование таких минералов, как хлорит, хлоритоид, биотит и различные амфиболы, что приводит к нарушению первичного соотношения цемента и обломков, вовлечению в реакции материала обломков и в конечном итоге к трансформации первичной структуры породы.

5. Рассланцевание породы и сохранность обломочных структур. Любое рассланцевание обломочной породы резко снижает возможность встречи в ней первичных обломочных структур. Наиболее неустойчивыми в этом отношении являются мономинеральные породы (особенно в том случае, если рассланцевание сопровождается перекристаллизацией), что видно из приведенного ранее примера исчезновения первичных структур кварцевых песчаников на ранних этапах метаморфизма (см. стр. 42). Дольше всех при рассланцевании сохраняют реликты обломочных структур те породы, обломки которых сложены минералами и минеральными агрегатами, имеющими различную механическую устойчивость в данных условиях температуры и давления. В этом случае деформации подвергаются только наиболее пластичные обломки и цемент, устойчивые же сохраняют первичные контуры, хотя и приобретают вторичную субпараллельную ориентировку. Естественно, при интенсивных процессах рассланцевания деформации подвергаются и эти относительно устойчивые обломки. Следует, однако, помнить о том, что в метаморфических породах, подвергшихся рассланцеванию при прогрессивном метаморфизме, возникают порфиробластические структуры, которые могут быть приняты за первичные обломочные. Кроме того, в зонах интенсивного рассланцевания часто образуются бластокатаклазиты и бластомилониты по массивным породам (в том числе и интрузивным), структуры которых часто весьма похожи на деформированные обломочные.

Амфиболитовая и эпидот-амфиболитовая фации

Несмотря на широкий интервал температур (500–800°), общее для эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций состоит в том, что породы, метаморфизованные в условиях той и другой фаций, в подавляющем большинстве случаев не содержат первичных структур. Те же реликты структур, которые в таких породах все же могут быть встречены, относятся в основном к типу теневых или контурных, причем в областях регионального метаморфизма умеренных давлений они встречаются достаточно редко. Поэтому в дальнейшем при рассмотрении сохранности структур целесообразно объединить породы амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций.

Глинистые породы

В условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций чистые глинистые породы не содержат реликтов первичных структур, за исключением глин, имевших первичнопорфиробластическую структуру. Если глины имели примесь относительно крупных обломочных частиц – алевритовых и псаммитовых, –

то реликты алевролитовых и псаммопелитовых структур можно иногда встретить в таких породах. Однако отличить метаморфогенные минералы от обломочных (обычно перекристаллизованных и регенерированных) чрезвычайно сложно. Что касается песчаных частиц, то свидетельством их осадочного происхождения могут являться округлые очертания обломков, которые при определенных условиях видны и после регенерации. Кроме того, в породах, содержащих тонкочешуйчатый графит и графитоид (в эпидот-амфиболитовой, реже в амфиболитовой фации), можно отличить первичные обломочные зерна от новообразованных по содержанию в них органического углерода. Этот признак действителен до того момента, пока растущие чешуи графита не приобретут размеров, соизмеримых с размерами реликтовых обломков или порфиробластов. В иных случаях изучение шлифов не позволяет достоверно установить наличие алевролитовой и псаммитовой примеси в глинах. Судить о ее присутствии можно с известной степенью условности лишь при анализе химического состава таких пород.

Первичнопорфиробластические структуры — единственные структуры, первичный характер которых в этих условиях метаморфизма в большинстве случаев не вызывает сомнений. Замещенные порфиробласты каолинита, гидрохлорита и других глинистых минералов — теньевые порфиробластические структуры — наблюдаются только в эпидот-амфиболитовой фации и очень редко — в амфиболитовой. Это связано с тем, что по мере роста кристаллов метаморфогенных минералов происходит разрушение первичной границы порфиробласта, что наряду с некоторой миграцией вещества приводит к образованию кристаллических сланцев (гнейсов) с нечетливо пятнистой структурой, образованной неоднородным, сгустковым распределением в породе мусковита, биотита, амфибола, дистена и других минералов.

Несколько иначе выглядят реликты первичнопорфиробластической структуры тех пород, где порфиробласты были представлены карбонатными минералами. Уже в эпидот-амфиболитовой фации карбонатный материал порфиробластов начинает участвовать в реакциях с основной тканью породы, а сами порфиробласты сохраняются только в виде зональных минеральных агрегатов. Например, пистомезитовые филлиты (метаморфизованные глины) протерозоя верхнего течения р. Мамы при переходе от зеленосланцевой фации к амфиболитовой частично сохраняют первичнопорфиробластическую структуру, созданную вкрапленностью диагенетических зерен пистомезита, но порфиробласты перекристаллизовываются и приобретают в амфиболитовой фации метаморфогенную зональность: в центре — карбонатно-магнетитовое «ядро», затем — плотная биотитовая (реже биотит-амфиболовая) оторочка, далее — существенно кварцевая оторочка. Порфиробласты доломита в измененных глинах этих зон метаморфизма также трансформируются, превращаясь (в неизвестковистых разностях) в нечеткие кальцит-биотитовые обособления.

Интересно поведение первичнопорфиробластических сульфидов, в частности пирита. Если рассматривать распределение сульфидов в осадочных многослоях, то почти всегда видны совершенно отчетливая приуроченность их к определенной литологической разности или же постепенное изменение количества сульфидов одновременно с постепенным изменением состава пород внутри ритма. Очень часто в нормальных ритмах, где от нижней части к верхней происходит постепенная смена песчаника глиной, столь же постепенно изменяется и содержание пирита, достигающее максимума именно в наиболее чистой глине верхней части ритма. Такое распределение сульфида в данном случае является несомненно седиментационным. В метаморфических породах эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций седиментационная неоднородность в распределении сульфидов сохраняется, но в то же время структуры метаморфизованных, содержащих сульфиды глин, строго говоря, уже нельзя считать первичнопорфиробластическими. В поле эпидот-амфиболитовой фации, а тем более в амфиболитовой миграция сульфидов (а следовательно, и их перекри-

сталлизация) становится хорошо заметной. Она выражается в некотором обогащении сульфидами слоев, которые контактируют с метаморфизованной, обогащенной сульфидами глиной. Масштабы такой миграции невелики и не превышают обычно нескольких миллиметров или первых сантиметров (в мощных слоях).

Известны случаи, когда слои первичноглинистых пород, содержащих изначально резко повышенное количество сульфидов (до 5–8%), в зоне амфиболитовой фации не „заражают“ сульфидами вмещающие породы, но в то же время сульфиды в слое перекристаллизуются, образуя гнезда, мелкие жилки, которые иногда, пересекая границы слоя, внедряются во вмещающие породы. Поэтому сохранность первичных порфиробластов сульфидов в эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациях представляется весьма проблематичной, хотя не исключено, что некоторое количество первичных сульфидов сохраняется наряду с перекристаллизованными.

Алевритовые и псаммитовые породы

Строго говоря, в эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациях речь идет уже не о сохранности алевритовых и псаммитовых структур, а лишь о реликтах структур или же (чаще) о реликтах некоторых обломков минералов и пород в определенных слоях. До эпидот-амфиболитовой фации доходит уже очень небольшое число минералов и минеральных агрегатов, которые сохранились в условиях зеленосланцевой фации. Калиевые полевые шпаты и обломочные слюды здесь отсутствуют. Плаггиоклазы очень редки в эпидот-амфиболитовой фации и практически полностью их нет в амфиболитовой. Вплоть до низкотемпературной части амфиболитовой фации различимо двойниковое строение регенерированных обломочных зерен кальцита. Обломки основных и средних вулканогенных пород в этих условиях не сохраняются. Наиболее хорошей сохранностью, как и прежде, обладают обломки кварца и кварцевых пород, в том числе и обломки перекристаллизованных кислых эффузивов. Однако и здесь чаще приходится иметь дело не с самим первичным обломком, а лишь с его контуром или „тенью“, заметными благодаря „рубашке“ или мелким инертным включениям внутри обломка.

Процессы образования метаморфогенных порфиробластических структур получают в этих зонах очень широкое развитие, что делает трудноразличимыми даже те реликтовые структуры, которые еще сохранились. Если в породах эпидот-амфиболитовой фации иногда удается заметить реликтовые частицы алевритовой размерности, то в породах амфиболитовой фации такого рода материал дают только песчаные породы. Структуры первичных цементов в этих условиях метаморфизма становятся полностью неразличимыми.

Инертные примеси, распределение которых столь хорошо подчеркивало первичную структуру пород в зоне зеленосланцевой фации, играют свою роль и при повышении метаморфизма, однако железо здесь уже не может считаться инертным компонентом, оно участвует в метаморфических реакциях, благодаря чему нарушается первичное распределение рудной пыли в цементе и обломках и рудных каемок вокруг обломков, хотя известны очень редкие случаи сохранности железистых цементов вплоть до амфиболитовой фации. Практически единственным инертным компонентом в эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациях является графит. Но даже и неравномерное распределение графита в цементе и обломках метаморфизованной обломочной породы не всегда дает возможность увидеть реликты первичной структуры. Одновременно с увеличением степени метаморфизма возрастает крупность зерна многих минералов, слагающих породу, в том числе и графита, который начинает пере-

распределяться и выделяться в виде крупных чешуй. В связи с этим нарушается его первичное седиментационное распространение, а следовательно, и обломочные структуры перестают быть заметными.

Конгломераты

Степень сохранности структур конгломератов правильнее было бы рассматривать в разделе, посвященном сохранности текстур, ибо гальки конгломератов, являясь агрегатами минералов, претерпевают метаморфические изменения и вступают в реакционные взаимоотношения с цементом по тем же закономерностям, что и отдельные слои в слоистой толще. Поэтому псефитовые структуры выявляются во всех зонах метаморфизма, где метаморфические породы сохраняют осадочные текстуры. Известными исключениями являются внутрiformационные конгломераты, у которых состав гальки близок к составу цемента, и конгломераты с известняковой галькой.

В том случае, если составы гальки и цемента близки (например, конгломерат, состоящий из глинистых „кагунов” в глинистом же цементе), псефитовая структура становится трудноразличимой уже в зеленосланцевой фации, а в рассланцованных породах обнаружить ее практически невозможно из-за одинаковой механической податливости цемента и гальки к тектоническим воздействиям. В амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациях псефитовые структуры в породах такого типа обычно не видны. Ни в шлифах, ни в свежих сколах таких пород объективных различий между галькой и цементом найти не удастся, но на выветрелой поверхности слоев конгломератов этого типа часто можно видеть характерную бугорчатость, что и позволяет предположить конгломератовую природу породы. Однако более определенный ответ на этот вопрос может дать только находка экзотической гальки, резко отличающейся по составу от остального слоя.

Конгломераты с известняковой галькой в метаморфических породах сохраняются плохо в основном из-за того, что известняковая галька очень чувствительно реагирует на рассланцевание породы. Уже в зеленосланцевой фации в таких конгломератах появляется „хвостатая” галька, а в амфиболитовой фации галька часто расплющивается, растягивается настолько сильно, что длинная ось начинает превышать короткую в 20–50 раз. Слой превращается в пачку прерывистых псевдослоек известняка в метаморфизованном цементе. Узнать конгломерат в этой породе весьма трудно, если отсутствует галька более прочных пород, лучше сохраняющая первичную форму.

Особые случаи сохранности обломочных структур в эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациях

Сохранность обломков кварца в порфиробластах

Гранат. В кристаллах граната могут сохраняться обломочные частицы в интервале условий, характерных для всей амфиболитовой фации. Обычно наличие включений кварца в гранате объясняют спецификой определенных метаморфических реакций, что безусловно в большинстве случаев правильно, но в то же время следует учитывать, что посторонние минеральные включения

в гранате могут оказаться реликтивными обломками. Впервые такое предположение возникло при обнаружении в крупных порфиробластах граната тонкой ритмической слоистости, состоящей из кварцевых включений. Показательно, что за пределами порфиробласта такие слои, имеющие ритмическое строение, не наблюдались (основная ткань породы имела равномерную лепидогранобластическую структуру), но зато продолжение их можно было заметить в соседних зернах граната. Было видно, что первичное тонкоритмическое строение породы сохранилось только внутри метаморфогенных зерен граната (рис. 16). Эта микроритмичность имела несомненно осадочное происхождение, но возникал естественный вопрос: были ли первичнообломочными зерна кварца, сохра-

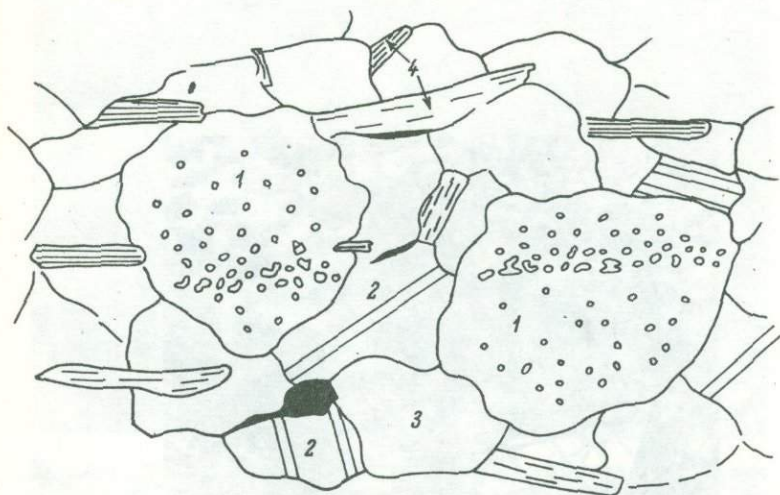


Рис. 16. Зарисовка участка шлифа двуслюдяного гранатового гнейса. Верхний протерозой, амфиболитовая фация, зона граната. Северо-Байкальское нагорье, р. Мама.

1 - гранат; 2 - плагиоклаз; 3 - кварц; 4 - биотит и мусковит. Кварцевые включения в гранате располагаются ритмически. Граница слоя видна в двух порфиробластах граната только в пределах центральной части зерна. Краевая полоса зерна граната и основная ткань породы таких включений лишены. Ув. 10.

нившиеся в гранате? Для его решения было проведено измерение и графическое сравнение величины этих кварцевых зерен и обломочных цирконов породы (рис. 17). Расхождение максимумов двух кривых аналогично таковому в мелкозернистых обломочных породах. По-видимому, этот факт в сочетании с ритмическим распределением дает основание считать включения реликтами обломочных зерен. Такие включения в гранатах встречаются очень часто, хотя ритмическое распределение, описанное выше, было зафиксировано только в одной точке. Гораздо чаще наблюдались нечеткие по ограничениям полосы кварцевых зерен или их цепочки. Включения кварца в гранате не всегда обособлены. Часто они сливаются, образуя зерна весьма причудливых очертаний. Доказать первичноосадочное происхождение таких включений в большинстве случаев очень трудно, но возможность осадочной их природы, по-видимому, следует иметь в виду.

Очень интересен факт отсутствия кварцевых включений в краевых частях гранатовых зерен. Вероятно, в данном случае мы имеем дело с зональным

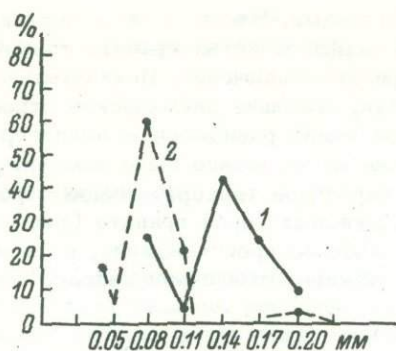


Рис. 17. Распределение по фракциям кварцевых включений в гранате (1) и зерен обломочного циркона (2).

Кварц - 52 замера, циркон - 40 (замеры цирконов проводились в трех взаимно параллельных шлифах из одного слоя).



Рис. 18. Порфиробласт ставролита, пересекающий границу двух ритмов. Южная Карелия, амфиболитовая фация, ладожская серия.

Внизу - кварц-биотитовый сланец (метапелит), содержащий гранат, графит и сульфиды. Вверху - биотит-кварцевый гнейс (метаморфизованный алевросаммит) основания вышележащего ритма. Включения кварца в части кристалла, располагающейся в биотитовом гнейсе, являются реликтовыми обломочными частицами. Ув. 10, без анализатора.

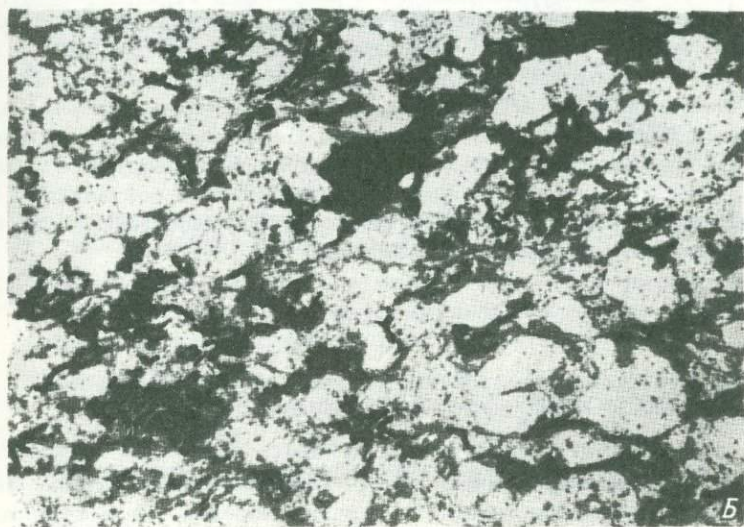


Рис. 19. Сохранность тонких текстур и структур обломочных пород в известковистых конкрециях ладожской серии протерозоя Карелии. Северное Приладожье, п-ов Хунукка.

А - известковистая конкреция в биотитовых кварцитах ладожской серии (поперечник конкреций около 30 см) из зоны амфиболитовой фации. Внутри конкреции видна тонкая реликтовая слоистость, очень плохо заметная во вмещающих породах. Б - алевросаммитовая структура породы центральной части конкреции. В нижней левой части снимка виден обломок графит-кварцевого сланца. Цемент состоит из кварца, биотита и тонкочешуйчатого графита. Ув. 20, без анализатора.

гранатом, образование которого происходило по крайней мере в два этапа, причем первый протекал в тех условиях, когда порода еще содержала реликты первичной зернистости.

Дистен. Подобно гранату, дистен иногда сохраняет обломочные кварцевые зерна. Описаны также случаи сохранности микроритмичности или тонких слоев, сложенных зернами кварца. Такие слои параллельны первичному напластованию, но прослеживаются только внутри зерен дистена.

Ставролит и андалузит. Обломочные зерна кварца встречаются иногда и в порфиробластах ставролита и андалузита. Крупные порфиробласты этих минералов часто несут в себе включения обломочного кварца. Порфиробласты в метаморфизованных алевролитах и песчаниках обычно переполнены включениями, тогда как те же порфиробласты в метапелитах верхней части ритма таких включений почти не имеют. Изучение порфиробластов, пересекающих границу ритмов, т.е. расположенных одновременно и в метапелите верхней части ритма и в метапсаммите нижней части следующего ритма, показало, что один и тот же порфиробласт не имеет включений в метапелите, а в метапсаммите внутренняя структура его становится пойкилитовой (рис. 18). Зерна кварца в части порфиробласта, расположенной в измененной обломочной породе, имеют округлую форму, иногда слабо вытянуты, или же, как и в гранате, несколько зерен сливаются в одно, образуя кварцевое обособление очень сложной конфигурации. В биотитовом гнейсе, изображенном на рис. 18, сохранились реликты контуров псаммитовых и алевритовых зерен, которые видны благодаря наличию графитовой поверхностной пленки. Сравнение длин этих реликтовых зерен и включений кварца в ставролите показало их идентичность: среднее по 30 замерам реликтовых обломков кварца из гнейсов дало 0.234 мм, для включений в порфиробласте получено значение 0.212 мм. Наблюдения над включениями в зернах ставролита из разных частей ритма показали, что чем ближе к нижней части ритма расположен порфиробласт, тем более крупные и густые включения он содержит. Аналогичным образом ведет себя и андалузит. По-видимому, в этом случае растущие глиноземистые минералы захватывают только глинистый цемент алевритовых и песчаных пород, оставляя в неприкосновенности более крупные зерна кварца. Впоследствии, при дальнейших преобразованиях породы, зерна обломочного кварца консервируются в теле метакристалла, экранируются им от внешних воздействий и сохраняются благодаря этому даже тогда, когда в основной массе породы обломочные структуры полностью уничтожаются перекристаллизацией.

Сохранность обломочных структур в конкрециях

Обломочные структуры очень часто сохраняются внутри конкреций различного состава, образовавшихся в осадочных породах еще в стадию диагенеза. По-видимому, как и в предыдущем случае, здесь имеет место экранирование определенного участка породы от растворов, мигрирующих в толще при ее метаморфизме (Муравьев, 1971). Показательно, что в условиях амфиболитовой фации обломочные структуры были встречены внутри известковистых конкреций (рис. 19, А, Б), причем иногда вместе с кварцевыми зернами и обломками графит-кварцевых сланцев сохранялись и зерна обломочного плагиоклаза. Псаммитовые и алевритовые структуры сохраняются в конкрециях и тогда, когда во вмещающей породе происходит полная трансформация первичных структур.

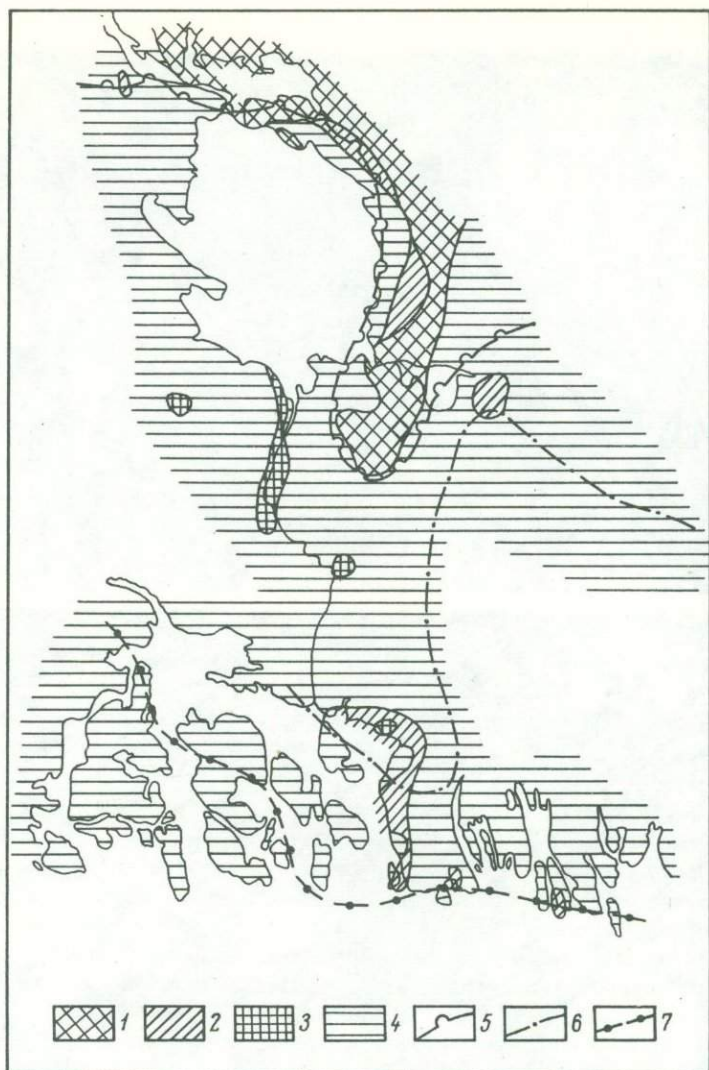


Рис. 20. Схема сохранности первичных структур в породах ладожской серии протерозоя Южной Карелии.

1 - относительно полная сохранность первичных структур; 2 - частичная сохранность первичных структур; 3 - сохранность контурных структур; 4 - полное отсутствие первичных структур; 5 - изограды; 6 - силлиманита; 7 - граница зоны ультраметаморфизма.

О сохранности структур обломочных пород в условиях метаморфизма низких давлений

В областях метаморфизма низких давлений структуры обломочных пород сохраняются лучше. Последовательность трансформации обломочных минералов по мере повышения метаморфизма аналогична здесь последовательности их трансформации в зонах умеренных давлений. Точно так же ведут себя структуры известковых пород. Разница заключается в несколько лучшей сохран-

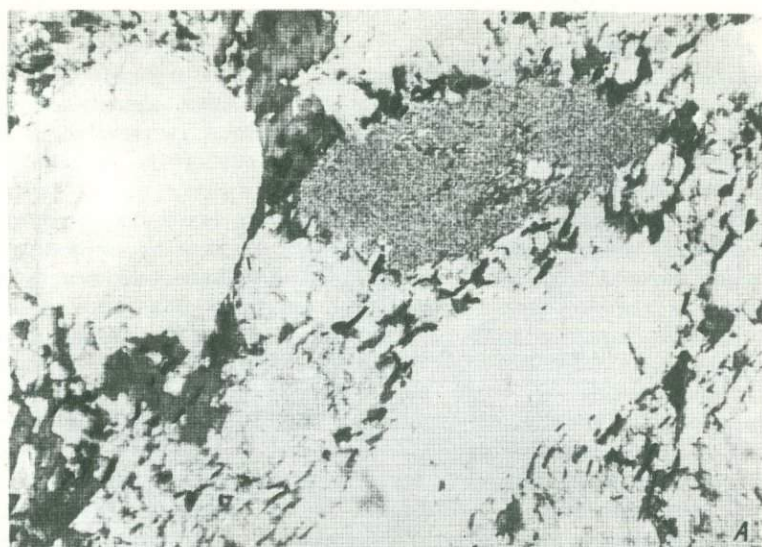


Рис. 21. Реликтовые псаммитовые структуры в осадочно-метаморфических породах ладожской серии из зоны амфиболитовой фации. Южная Карелия, Северное Приладожье, северо-западное побережье п-ова Хунукка.

А - крупнозернистый метапесчаник из нижней части ритма; Б - метапесчаник из средней части ритма;

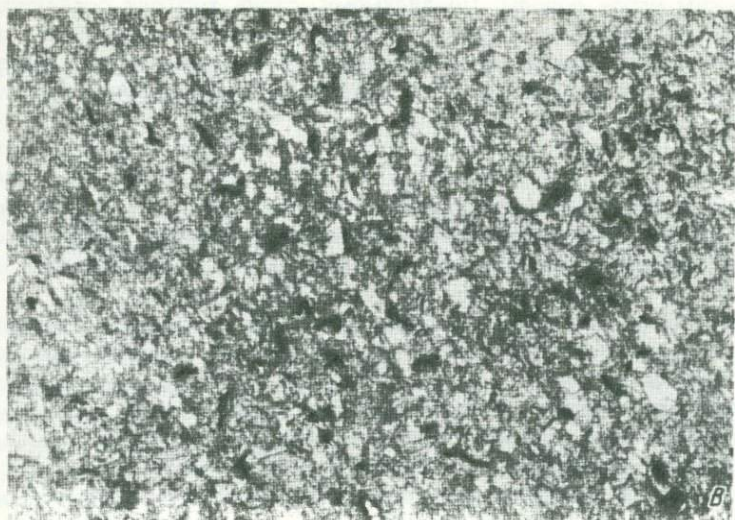


Рис. 21. (Продолжение).

В - метаалевролит из верхней части ритма (алевритовая структура здесь видна очень плохо).

ности плагиоклаза (но не калиевого полевого шпата) и обломков кварца и кремнистых пород, из чего можно заключить, что для сохранности этих минералов большое значение имеет давление. Кроме того, в областях метаморфизма низких давлений очень широкое распространение имеют тневые, или контурные, структуры, причем здесь они встречаются часто не как реликты, а являются характерной структурой слоя, сочетания слоев, пачки или даже мощного разреза. Есть и еще одна особенность. Если при метаморфизме умеренных давлений количество и степень сохранности первичных структур закономерно уменьшаются по мере повышения степени метаморфизма, то при метаморфизме низких давлений такая закономерность выдерживается лишь в общих чертах. Изучение сохранности обломочных структур ладожской серии (андалузитовый тип метаморфизма) Южной Карелии (рис. 20) показало, что поле пород, в которых первичные структуры сохранились, не зависит от стратификации серии, а полностью подчинено конфигурации изоград на площади района. На схеме видно, что основное поле первичных структур расположено до изограды граната и почти точно повторяет ее изгибы. В то же время и за изоградой граната на некоторых участках можно встретить хорошо сохранившиеся бластоалевритовые и бластопсаммитовые структуры наряду с аналогичными тневыми. В зоне силлиманита контурные обломочные структуры встречаются довольно часто, причем закономерностей сохранности этих реликтов установить не удалось: в соседних слоях одинакового состава реликты структуры могут присутствовать в одном слое и отсутствовать в другом. Самое интересное - это сохранность псаммитовых и алевритовых структур в зоне высокотемпературной амфиболитовой фации. При этом следует подчеркнуть, что это не тневые структуры, а именно первичные обломки плагиоклаза, кварца и кремнистых пород. На поверхности обнажений видны не только прекрасно выраженная первичная слоистость, но и первичная зернистость, характер распределения зерен в слое, постепенное уменьшение зернистости к верхней части ритма. Показательно, что реликтовая зернистость гораздо хуже

видна в свежем сколе породы. По-видимому, столь хорошая сохранность первичных структур в породах ладожской серии связана с составом и структурой исходных пород. Олигомиктовые кварцевые и аркозовые песчаники и алевролиты имеют в основном глинистый цемент, Слюдистые минералы, амфиболы и другие образуются за счет цемента и по цементу, оставляя в неприкосновенности обломки (рис. 21). Мономиктовые или близкие к мономиктовым породы (например, кварцевые песчаники) теряют свои первичные структуры как максимум в эпидот-амфиболитовой фации, а чаще в зеленосланцевой. Вместе с тем хорошо сохранившиеся первичные структуры в областях метаморфизма низких давлений обладают определенными специфическими особенностями.

Глины. Так же как и в зонах метаморфизма умеренных давлений, наилучшей сохранностью обладают первичнопорфиروبластические структуры, которые могут быть прослежены и в амфиболитовой фации. Очень хорошо сохраняются псаммо- и алевропелитовые структуры, причем даже после появления в породах граната не возникает сомнения в обломочном характере кварцевой и полевошпатовой примеси в метаморфизованных глинах.

Алевролиты. Алевритовые структуры в известковистых алевролитах с глинистым цементом можно встретить и в амфиболитовой фации. В метаалевролитах ладожской серии первичный характер таких структур сомнений не вызывает благодаря четкому литологическому контролю. Однако изучение пород под микроскопом при больших увеличениях (особенно пород, имеющих примесь графитоидного вещества) показывает, что зерна, контуры которых казались первичными, являются повсеместно регенерированными или полностью перекристаллизованными, хотя их взаимное расположение и соотношение с цементом сохраняются. Зерна приобретают остроугольные очертания, краевые части их иногда несут включения слюды или графитоида. Соприкасавшиеся в исходной породе зерна иногда сливаются в одно крупное, имеющее причудливые очертания. Новообразования кварца и плагиоклаза присутствуют всегда в форме регенерационных кайм.

Известковистые алевролиты теряют первичные структуры еще в зеленосланцевой фации.

Песчаники. Структуры песчаников ведут себя аналогично структурам алевролитов, но первичные границы зерен видны более отчетливо. Наилучшая сохранность первичных обломков наблюдается в песчаниках с глинистым цементом. В зоне амфиболитовой фации в большинстве разновидностей песчаников отчетливо видна регенерация обломков, но при этом удивительно хорошо сохраняется соотношение размеров обломков и их взаимное расположение.

Трудно пока установить, с чем связана сохранность небольших участков пород с реликтовыми обломочными структурами среди поля пород, аналогичных по составу, но полностью утративших первичные структуры. Они встречаются в пределах всей амфиболитовой фации и даже в ее высокотемпературной части в зоне ультраметаморфизма. Можно только предположить, что такие участки появляются там, где рассланцевание пород в процессе метаморфизма минимально.

ПСЕВДООСАДОЧНЫЕ (ВТОРИЧНЫЕ) ТЕКСТУРЫ И СТРУКТУРЫ
МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

В процессах метаморфизма и дислокаций различного типа в метаморфизованных осадочных породах возникают вторичные текстуры и структуры, которые очень часто бывают похожи на первичноосадочные, а иногда и неотличимы от них. Необходимость определить условия возникновения, границы распространения и морфологические особенности ложных текстур и структур диктуется тем обстоятельством, что вторичные текстурно-структурные элементы метаморфических пород не только внешне весьма похожи на первичноосадочные, но и весьма широко распространены во всех зонах метаморфизма, от зеленосланцевой до гранулитовой фации. Поэтому при любых литологических работах в областях развития метаморфизованных осадочных пород изучение текстур и структур должно сопровождаться исчерпывающим доказательством их первичного, седиментационного, происхождения. Среди большого разнообразия вторичных текстур и структур существует группа наиболее распространенных, которые особенно часто принимаются за седиментационные. Среди структур — это псевдопсефитовые и псевдопсаммитовые, а среди текстур — ложная косяя слоистость, ложные знаки ряби и ложная горизонтальная слоистость. Каждый тип ложной текстуры или структуры образуется различными способами, в породах разного состава и в разных условиях метаморфизма.

Псевдоосадочные структуры**Псевдопсефитовые структуры**

Возникают они при раздроблении слоев, относительно прочных в данных условиях температуры и давления, и тектоническом „окавывании“, округлении, образовавшихся обломков. Эти структуры хорошо морфологически выражаются в том случае, если с относительно жесткими слоями в разрезе чередуются слои пластичные в данных условиях метаморфизма. Тогда происходит обтекание, захват пластичным материалом псевдогалек и некоторое их раздвижение псевдоцементом. Порода становится похожей на конгломерат, особенно на несколько рассланцованный конгломерат. Поскольку псевдоконгломераты весьма обычны для метаморфизованных и тектонизированных толщ, сложенных породами разной механической прочности, они широко распространены и могут быть встречены во всех зонах метаморфизма. Псевдопсефитовые структуры встречаются в отложениях всех возрастов, причем как в метаморфизованных, так и в неизмененных породах (рис. 22). Однако если в неизмененных породах различить псевдоконгломераты и конгломераты относительно легко, то в метаморфических породах различить те и другие без детального изучения в большинстве случаев не удастся. Описание псевдоконгломератов и признаки их отличия от истинных содержатся в работе А.Н. Казакова (1960, стр. 353, табл. 3). Ниже приводится перечень отличий псевдоконгломератов и конгломератов по данным А.Н. Казакова с некоторыми исправлениями и дополнениями.

1. Геологические признаки псевдоконгломератов и конгломератов. В конгломератах гальки и цемент образуются за счет пород, сформировавшихся до отложения конгломерата. В псевдоконгломератах псевдогальки и псевдоцемент происходят из самой тектонически преобразованной породы. Образования, слагающие псевдогальки и псевдоцемент, являются нормальными членами всей серии в целом. Породы, аналогичные по составу псевдогалькам, либо являются непосредственными стратиграфическими эквивалентами псевдоконгломератов, либо наблюдаются в данной серии в виде линз, пластов, горизонтов и интрузивных залежей, либо встречаются в виде жил, заведомо более молодых, чем серия, в которую входят псевдоконгломераты.



Рис. 22. Сочетание слоев известнякового конгломерата (а) и псевдоконгломерата (б), возникшего за счет будинажа. Ордовик, группа Бекмантаун (по Петгиджону и Поттеру, 1964).

В конгломератах переслаивания пород, встречающихся в гальках, с цементирующим материалом не наблюдается. В псевдоконгломератах породы, встречающиеся в псевдогальке и псевдоцементе, обычно находятся в переслаивании на близлежащих участках данной серии. Исключением из этого правила являются некоторые внутрiformационные конгломераты (примером таких образований могут служить, например, известняковые конгломераты, возникающие у размываемых известковых биогерм, некоторые типы конгломератов, сложенные глинистыми „катунами“ с глинистым цементом, и т.д.).

В конгломератах присутствие материала из перекрывающих образований исключено. В псевдоконгломератах псевдогальки и псевдоцемент по своему составу очень часто идентичны породам, перекрывающим псевдоконгломерат.

В конгломератах линзовидные прослои и пропластки, имеющие состав гальки, обычно не встречаются. Исключением могут являться рассланцеванные конгломераты, содержащие в гальках породы, податливые тектоническому растяжению при данных условиях температуры и давления. Чаще всего в тектонизированных конгломератах можно наблюдать растягивание в длинные линзы известняковой и сланцевой гальки наряду с почти полной сохранностью

галеk относительно более прочных пород (гранитов, кварцитов, кислых эффузивов и т.д.). В псевдоконгломератах очень часто встречаются линзовидные прослои и пропластки, которые нередко располагаются цепочками в пределах одного слоя псевдоцемента. Однако такие цепочки могут возникать и при тектоническом различивании обычных галеk (Шрок, 1950, стр. 26).

В конгломератах милонитизация, катаклаз и дробление необязательны. В псевдоконгломератах эти явления характерны и обязательны. Однако при изучении конгломератоподобных образований в метаморфических породах следует учитывать возможность проявления метаморфизма, более позднего по отношению к процессам милонитизации и катаклаза. Перекристаллизованные милониты и катаклазиты при этом приобретают гранобластовые, гранолепидобластовые и другие структуры, характерные для обычных осадочно-метаморфических пород. В этом случае бластомилониты и бластокатаклазиты можно отличить от метаморфизованных осадочных пород только при специальном изучении, поэтому этот признак различия, по-видимому, не имеет решающего значения.

2. Псевдогальки и гальки. В конгломератах гальки, состоящие из переслаивающихся между собой осадочных пород, хотя редко, но встречаются. В псевдоконгломератах псевдогальки, состоящие из переслаивающихся двух и более слоев осадочных пород, не наблюдаются.

По закону плотнейшей упаковки гальки одного размера не могут составлять в конгломератах свыше 74% объема породы. В псевдоконгломератах это возможно. Из этого правила может быть одно исключение: в конгломератах, сложенных устойчивой в данных условиях галькой и пластичным цементом, в процессе деформации может произойти выдавливание цемента и частичное смятие первичных галеk. В этом случае объем деформированных галеk может составить более 74% объема породы. Это возможно при деформации хорошо сортированных мономиктовых конгломератов, цемент которых резко отличается по составу от галеk.

3. Псевдогальки и псевдоцемент. Гальки и цемент. По мнению А. Н. Казакова, в конгломератах цемент не может быть представлен ни одной из тех пород, которые встречаются в гальках. Наоборот, в псевдоконгломератах одни и те же породы могут находиться в псевдогальках и входить в состав псевдоцемента.

Однако с этим положением трудно согласиться. Дело в том, что в настоящих конгломератах гальки и цемент могут быть сложены одной и той же породой или, точнее, весьма близкими по составу породами, которые могут быть неразличимыми как макроскопически, так и в шлифах. Примером могут служить различные внутриформационные конгломераты — известняковые с известняковым цементом, конгломераты с песчаным цементом и песчаниковой же галькой, с глинистым цементом и глинистой галькой, а также некоторые туфоконгломераты, в которых обломки туфов сцементированы очень слабо переработанным мелким туфовым материалом, и т.д.

Напротив, в псевдоконгломератах заметная разница в составе гальки и цемента есть всегда, потому что при наиболее обычном способе образования псевдоконгломератов происходит тектоническое раздробление жестких слоев среди пластичных и тектоническое окатывание псевдогалеk в псевдоцементе иного состава. Если же дроблению подвергается относительно мощный и однородный по составу пласт с образованием тектонической брекчии, отдельные участки которой могут иметь тектонически округленные обломки и быть похожими на конгломераты, то и в этом случае псевдоцемент отличается по составу от псевдогальки, так как в подавляющем большинстве случаев — а при метаморфизме практически всегда — происходит минерализация рыхлого материала псевдоцемента за счет привноса определенных компонентов из соседних слоев.

В конгломератах пластичность и способность к внутрипластовым скольжениям галеk и цемента может быть различной. В псевдоконгломератах поро-

ды псевдогалек в большинстве случаев обладают меньшей пластичностью и способностью к внутрипластовым скольжениям, чем породы псевдоцемента.

4. Условия залегания. При площадном картировании толщ, в которых встречаются достаточно мощные и протяженные пачки конгломератов и псевдоконгломератов, может наметиться определенная разница в соотношении этих образований с вмещающими породами. Конгломераты залегают согласно



Рис. 23. Конкреционный горизонт в биотит-кварцевых сланцах (метапесчаниках) ладожской серии. Южная Карелия, Ладожское озеро, зап. Хипуханлахти.

Конкреции деформированы и переориентированы параллельно кливажу под углом к границе раздела слоев. В слое кварц-биотитового сланца конкреции почти отсутствуют.

с вмещающими породами (внутриформационные) или имеют один секущий контакт. Псевдоконгломераты в своем простирании подчинены зонам крупных дизъюнктивных нарушений. Тела их могут являться секущими по отношению к частным тектоническим структурам и интрузивным массивам.

Таким образом, подводя итог сказанному, следует отметить, что различать псефитовые и псевдопсефитовые структуры в метаморфических породах часто трудно, а иногда даже первичноосадочный характер структуры доказать не удастся. При разделении истинных конгломератов и псевдоконгломератов наиболее реальна опасность ошибиться, приняв внутриформационные конгломе-

раты за псевдоконгломераты, и наоборот, ибо эти образования (особенно в осадочно-метаморфических породах) по ряду признаков различаются с трудом. Псевдоконгломераты, сформировавшиеся за счет трансформации ритмически слоистых толщ, могут сохранять достаточно четкую ритмичность. Например, в Южной Карелии в ладожской серии псевдоконгломераты образованы иногда за счет слюдястых кварцитов основания ритмов, однако даже в тектонически измененной породе благодаря трехкомпонентному строению ритмов (кварцевый песчаник, алевролит, глинистый сланец) ритмичность сохраняется, хотя в основании ритмов вместо слоев кварцитов появляются псевдоконгломераты.

Псевдопсефитовые структуры возникают не только при тектонических процессах. В осадочно-метаморфических породах за конгломераты могут быть приняты конкреционные горизонты. Скопление округлых конкреций в слое создает структуру, похожую на псефитовую, но только на первый взгляд (рис. 23). При более внимательном изучении различия видны достаточно хорошо. Они заключаются в следующем. 1. Для конкреций в отличие от галек характерно зональное строение. Однако, используя этот признак, следует помнить, что некоторые гальки конгломератов в зонах глубокого метаморфизма также имеют зональное строение. Эта зональность имеет метаморфогенное происхождение и возникает при реакциях между веществом гальки и цемента. Например, такая зональность образуется иногда в гальках мраморов, заключенных в первичноглинистом или песчаном (полимиктовом) цементе. В зависимости от состава пород у границы гальки и цемента могут возникать каемки, сложенные пироксеном, амфиболом, гранатом, скаполитом и другими минералами. Иногда этих концентрических слоев у гальки может быть несколько, причем каждый обогащен либо одним минералом, либо содержит свою характерную ассоциацию минералов. При этом первичные границы гальки теряют четкость, переход между галькой и цементом становится постепенным. В отличие от таких галек конкреции в метаморфических породах зональны и тогда, когда первичные границы полностью сохраняются, причем зональность конкреций является не метаморфогенной, а унаследованной осадочной. Только в краевых частях конкреции могут быть видны следы метаморфических реакций. 2. В отличие от галек конгломератов конкреции часто пересекают осадочные границы раздела слоев. 3. Если внимательно рассмотреть несколько конкреций, то очень часто можно заметить весьма своеобразное взаимоотношение конкреций с тонкой слоистостью вмещающих пород. По мере приближения к конкреции тонкие слои расширяются и приобретают большую мощность. Тонкая слоистость вмещающих пород обычно прослеживается и внутри конкреций, причем в метаморфических породах слоистость эта лучше выражена внутри конкреции, чем вне ее, в теле пласта (см. рис. 19, А). Весьма обычен случай, когда тонкая первичноосадочная слоистость сохраняется только внутри конкреций даже тогда, когда всякие следы такой слоистости во вмещающих породах уничтожены процессами метаморфической перекристаллизации. Естественно, что галька конгломератов таких особенностей строения не имеет. Необходимость в четком разграничении конгломератов и конкреционных горизонтов возникает только в зонах глубокого метаморфизма — в амфиболитовой и гранулитовой фациях. В зонах более низкотемпературного метаморфизма, так же как и в неизмененных породах, различия между теми и другими вполне очевидны.

Псевдопсаммитовые и псевдоалевритовые структуры

Очень часто встречаются в метаморфических породах. Во многих случаях они неотличимы от реликтовых псаммитовых и алевритовых структур. Псевдопсаммитовые и псевдоалевритовые структуры образуются при процессах катаклаза, милонитизации, сопровождающихся или сменяющихся метаморфизмом. В начальной стадии катаклаза разрушение породы происходит по наиболее податливым участкам, которыми являются места стыка зерен, скопления слюд и других темноцветных минералов, затронутые вторичными изменениями зерна полевых шпатов и т.д. Относительно прочные зерна сохраняются дольше других, причем иногда в процессе дифференциального скольжения происходит скалывание острых углов таких зерен, их тектоническое окатывание. Если вслед за этим порода подвергается метаморфизму, то раздробленная, тонкоперетертая масса перекристаллизуется с образованием соответствующих минеральных ассоциаций, обломки минеральных зерен, сохранившиеся при предшествующем катаклазе, становятся похожими на реликтовые осадочные обломочные зерна, а структура породы приобретает те же внешние особенности, что и реликтовая псаммитовая или алевритовая. Если процессы дробления и метаморфизма хотя бы частично совпадают во времени, возникает очень четкая субпараллельная ориентировка новообразованных минералов. Однако и в этом случае просмотр образцов и шлифов не всегда дает возможность установить, имеем ли мы дело с бластокатаклазитом (бластомилонитом) или же с рассланцованной и метаморфизованной обломочной породой. Псевдопсаммитовые и псевдоалевритовые структуры часто возникают и в интрузивных породах, особенно в гранитах, причем катаклазированные и метаморфизованные граниты в шлифах бывают практически неотличимыми от аркозовых метапесчаников.

Несмотря на широкое распространение вторичных структур и их сходство с первичноосадочными, изучены они пока еще совершенно недостаточно. Приведенный нами материал, касающийся вторичных структур, является весьма неполным, он призван лишь привлечь внимание к этим, весьма интересным и широко распространенным образованиям, детальное изучение которых — их морфологических отличий и условий формирования — дело будущего.

Псевдоосадочные текстуры

В ходе метаморфического преобразования и тектонических деформаций осадочных пород возникают вторичные текстуры, морфологически сходные с некоторыми типами первичноосадочных текстур. Псевдоосадочные текстуры распространены широко и встречаются в породах разного типа во всех зонах метаморфизма. Поэтому разработка критериев различия осадочных и псевдоосадочных текстур является важнейшей задачей при любых литологических и литолого-палеогеографических исследованиях осадочно-метаморфических комплексов. Псевдоосадочные текстуры разделяются на три основные группы: 1) вторичная горизонтальная слоистость, 2) вторичная косая слоистость, 3) ложные зваки ряби. Существует еще одна широко распространенная группа текстур, которая не рассматривается в этой работе, — текстуры, похожие на те, которые создаются подводными оползнями. Эта группа текстур очень плохо изучена, и в настоящее время почти полностью отсутствуют разработанные приемы для различия оползневых и псевдооползневых текстур (Миллер, 1967).

Очень часто различия между осадочными и псевдоосадочными текстурами внешне незаметны и могут быть установлены только при специальном изучении. По способу образования псевдоосадочные текстуры делятся на три группы: 1) текстуры, возникшие при механических нарушениях слоистости, 2) текстуры, возникшие в результате различных химических реакций, 3) текстуры смешанного, химико-механического происхождения (наиболее распространенный тип).

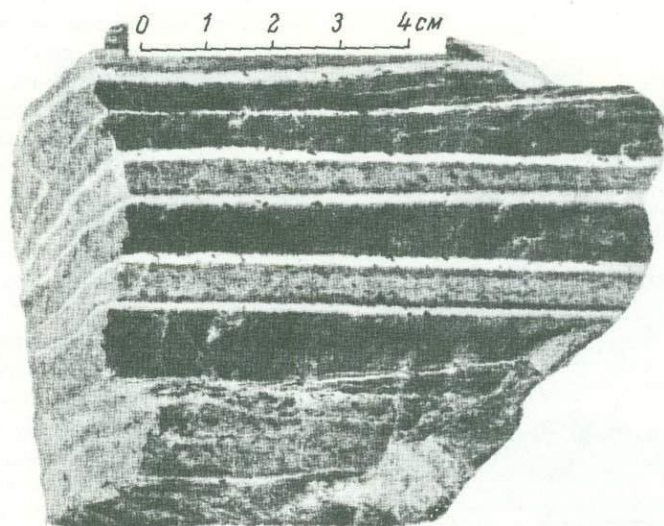


Рис. 24. Псевдослоистость химического происхождения. Зеленосланцевая фация, средний протерозой, Восточный Саян, р. Янгота.

Псевдослойки вторичного кварцита (светлое) на контакте мраморов (серое) и биотитовых кальцифиров (темное).

Горизонтальная псевдослоистость (слоистость, плоскости которой параллельны плоскости осадочных слоев)

Наиболее широкое развитие эти текстуры имеют в породах из зон амфиболитовой и гранулитовой фаций, где часто именно они определяют облик слоистости метаморфических толщ. Горизонтальная псевдослоистость возникает в результате химических преобразований и химико-механических воздействий. Псевдослоистость, которая по способу образования может быть названа химической, формируется в процессе метасоматоза и метаморфической дифференциации. В этом случае возможно несколько вариантов.

а) Межслоевые реакции метасоматического типа на границе двух слоев различного химического состава происходят в результате того, что в новых термодинамических условиях эта пара слоев становится неравновесной в химическом отношении. Образовавшаяся при межслоевой реакции ассоциация минералов локализуется в виде вторичного прослоя на всем протяжении контакта (рис. 24).

Мощность и состав слоев метасоматического происхождения, осложняющих картину осадочного переслаивания, определяется особенностями литологического строения и состава метаморфизируемых толщ, а также конкретными условиями метаморфизма. Чем резче разница в химическом составе контактирующих слоев, тем резче, масштабнее могут быть выражены следы межслоевых реакций. Поэтому в ритмически слоистых толщах реакции биметасоматоза внутри многослоя обычно проявляются очень нечетко в связи с постепенным изменением химического состава пород от подошвы к кровле. Зато



Рис. 25. Вторичные слойки, сложенные диопсидом, скаполитом, кальцитом, кварцем и биотитом, на контакте биотитового гнейса (1) с мрамором (2) и пироксеновым кальцифиром (3). Амфиболитовая фация метаморфизма, нижний протерозой, Северо-Байкальское нагорье, р. Мама, ур. Медвежий Мыс.

мов полностью или почти полностью замещаются агрегатом диопсида и скаполита.

В отличие от истинной слоистости (сланцеватые гнейсы с диопсидом и скаполитом могут возникнуть за счет метаморфизма известково-глинистых пород) эта разновидность ложной слоистости характеризуется необычным положением в ритме (с точки зрения его осадочной структуры), небольшой мощностью и наличием во вторичном слое аксессуарных минералов (и в частности, окатанных цирконов), принадлежащих как кальцифирам, так и гнейсам. На рис. 25 приведена фотография полированного образца, где виден слой гнейса,

на контакте двух ритмов, т.е. в месте соприкосновения крайних дифференциатов осадочной толщи, мощность вторичного слоя максимальна. Важным фактором, контролирующим образование метасоматической псевдослоистости, является режим давления, от уровня которого, в частности, непосредственно зависит активность CO_2 (Добрецов, 1966; Соболев и др., 1966).

Приведем некоторые примеры.

Псевдослоистость, возникшая в результате кальциевого метасоматоза, наблюдалась в ритмически слоистых породах бодайбинской серии на р. Мама в подзоне граната амфиболитовой фации. Метасоматические слойки возникли здесь на границе ритмов (контакт кальцифира и слюдяных гнейсов, содержащих калиевый полевошпат). Вторичные слойки почти полностью состоят из скаполита и диопсида и отчетливо выделяются светлой окраской среди серых карбонатных и почти черных гнейсовых слоев. Мощность первичных слоев колеблется от нескольких сантиметров до 40–50 см, толщина вторичных не превышает 3–4 мм. В шлифах отчетливо видны замещение кальцитовых зерен диопсидом и следы растворения слюдяных минералов на контакте со скаполитовой зонкой и внутри нее. Тонкие гнейсовые (первично алевроитоглинистые) слойки в кальцифирах (глинистых известняках) верхних частей ритмов

оба контакта которого с вмещающими породами оконтурены вторичными слоями, сложенными диопсидом, скаполитом, кальцитом, кварцем и биотитом. Показательно, что мощность нижнего вторичного слоя больше, чем верхнего. Это связано с составом контактирующих с гнейсом пород: в нижней части это графитистый мрамор, тогда как в верхней — пироксеновый кальцифир, содержащий около 50% силикатных минералов. Здесь очень хорошо видно, что следы межслоевой реакции лучше заметны там, где больше разница в химическом составе контактирующих пород.



Рис. 26. Вторичный кварцевый слой, обедненный биотитом на контакте ритмов, образованный в результате метаморфической дифференциации по конкреционному типу. Амфиболитовая фация, верхний протерозой, Северо-Байкальское нагорье.

Светло-серое — биотитовый кварцитовидный сланец, темное — гранат-ставролит-биотитовый гнейс, черное — биотит.

Проявление магнизиально-кальциевого метасоматоза с образованием вторичных слоев более крупного масштаба отмечено в ритмически-слоистых породах хирвинаволоксской свиты (Северная Карелия). Метасоматические реакции проходят здесь на контакте мраморов и гранатовых амфиболитов, за счет которых образуются куммингтонитовые и жадеитовые прослои (Московченко, 1971). Отличительной чертой горизонтальной псевдосадочной слоистости этого типа является строгая приуроченность ее к контакту двух отличных по

составу пород. Она часто наблюдается на обоих контактах одного слоя, что не типично для истинной слоистости, и отличается небольшой мощностью. Вторичный характер горизонтальной слоистости химического происхождения обычно достаточно легко распознается как в шлифах, так и в обнажениях.

б) Другой механизм образования вторичных прослоев на контакте слоев различного химического состава связан с дифференциацией по конкреционному принципу (Eskola, 1932). Такой процесс возможен, например, при перекристаллизации первичноглинистого слоя на контакте с песчаником, содержа-

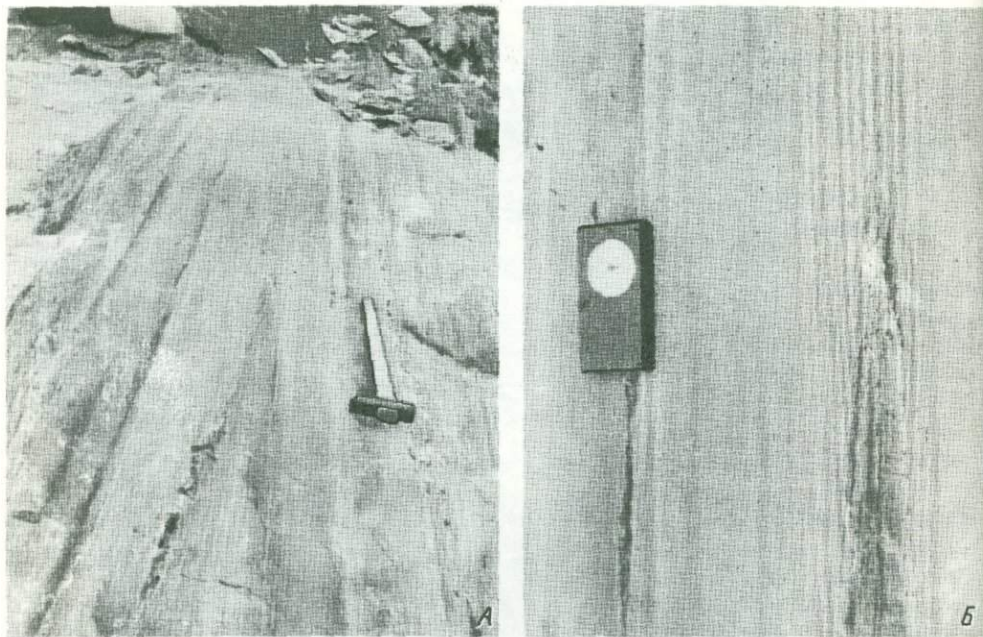


Рис. 27. Псевдослоистость химико-механического типа. Биотит-серицитовая субфация зеленосланцевой фации, верхний протерозой, Северо-Байкальское нагорье, р. Мама, район устья ключа Довгажит.

А - ложная слоистость, возникшая при минерализации кливажа осевой плоскости в изоклиальной складке; Б - деталь обнажения; в центральной части снимка - ядерная часть сжатой изоклиальной складки; вторичные субпараллельные слои пересекают границу первичноосадочного слоя.

щим незначительное количество глинистой примеси. На рис. 26 виден вторичный чистый кварцевый слой на контакте гранат-ставролит-биотитового сланца и биотитового кварцита. Толщина таких слоев обычно невелика (измеряется первыми миллиметрами) и не превышает размеров образующихся при этом минералов. Имеются примеры образования слоев такого же происхождения на контакте биотит-кварцевых и актинолит-кварцевых сланцев, кальцит-амфиболовых и гранат-биотитовых сланцев.

Отличить такие текстуры от первичных обычно не представляет труда, а значение процесса, в результате которого они возникают, в масштабах общего преобразования текстур невелико.

в) Весьма распространенным типом псевдоосадочной горизонтальной слоистости являются текстуры, сформированные под влиянием химико-механических воздействий, когда химические изменения контролируются плоскостны-

ми тектоническими текстурами (например, при минерализации кливажа осевой плоскости). В изоклинальных складках пересечение трещин кливажа с плоскостями слоистости видно практически только в замках, тогда как в остальной части складки они параллельны крыльям, т.е. параллельны первичной слоистости. При минерализации таких трещин — что происходит весьма часто в метаморфических породах — образуется тонкая псевдоосадочная слоистость. Если



Рис. 28. Псевдоосадочная слоистость в слое кальцифиров (1); вторичные слои примыкают под острыми углами к первичноосадочному слою 2 — биотитовым гнейсам, переслаивающимся с кальцифирами. Амфиболитовая фация, верхний протерозой, Северо-Байкальское нагорье, р. Мама, устье ключа Хороб.

при этом в обнажении отсутствует ядро складки, а по литологическим признакам смена характера залегания в разных крыльях складки не установлена (или же в обнажении имеется только одно крыло), такую слоистость легко принять за первичную.

Интересный случай образования такой псевдослоистости изучен в породах верхнего протерозоя Северо-Байкальского нагорья, в пачке переслаивания известковистых песчаников и кварц-серицитовых филлитов (рис. 27, А, Б). Си-

стема трещин минерализованного кливажа осевой плоскости изоклинальных складок образует в песчаниках и филлитах полосчатость, осложняющую картину осадочного переслаивания. Мощность вторичных слоев колеблется от 1 мм до 1,5 см.

Псевдоосадочные текстуры этого типа часто очень похожи на первичноосадочные. Отличаются друг от друга они по следующим признакам. Вторичные слои не всегда параллельны друг другу, они иногда сливаются, образуя своеобразную петельчатую или линзовидную текстуру. Внимательное изучение контакта первичноосадочного слоя и вторичнослоистой пачки почти всегда позволяет установить примыкание отдельных псевдослоев к слою под очень острыми углами. От встречающейся в терригенных породах пологой косой слоистости они отличаются неодинаковой мощностью, нерегулярностью повторения и отдельными случаями слияния друг с другом (рис. 28).

Псевдоосадочные слои в отличие от тонких слоев осадочного происхождения никогда не имеют ритмического строения. Более того, вторичные слои, образовавшиеся таким способом, обычно в поперечном сечении четко симметричны, а иногда характеризуются и постепенным переходом (в „кровле” и „подше”) к вмещающим породам.

г) Следует учесть возможность образования вторичной слоистости и при межслоевых скольжениях, обычных при образовании изоклинальных складок. На контакте слоев формируется милонитизированный прослой, состав которого часто представляет собой механическую смесь материала соседних слоев. При дальнейшей перекристаллизации возникает промежуточный слой, тектоническая природа которого может быть полностью затупевана.

д) Горизонтальная псевдоосадочная слоистость образуется и чисто механическим путем при расщеплении пород параллельно плоскостям слоистости, что особенно часто встречается в породах зеленосланцевой фации. Этот случай здесь подробно не разбирается, так как тектоническая природа такой текстуры обычно достаточно хорошо видна непосредственно в обнажениях.

Псевдоосадочная косая слоистость

Псевдоосадочная косая слоистость является вторичной текстурой, наиболее широко распространенной в осадочно-метаморфических породах. Она встречается во всех зонах метаморфизма. Во многих случаях в метаморфических породах псевдоосадочная косая слоистость по морфологическим признакам неотличима от первичноосадочной косой слоистости. Поэтому при каждом наблюдении и описании косой слоистости в осадочных породах должна быть исчерпывающим образом доказана ее первичная, осадочная, природа. Псевдоосадочная косая слоистость образуется несколькими способами.

а) Текстуры, напоминающие косую слоистость, возникают при кливажировании слоев в слоистой пачке, если трещины кливажа ориентированы косо по отношению к слоистости. Эти трещины могут быть либо минерализованы (химико-механический тип образования вторичной слоистости), либо нет (механический тип). В последнем случае вторичный характер такой „косой слоистости” обычно вполне ясен уже при беглом осмотре обнажения. Если же по трещинам кливажа произошло некоторое перераспределение минеральных компонентов и возникли новые минеральные ассоциации, то образовавшиеся вторичные текстуры становятся очень похожими на диагональную или волнисто-косую слоистость. Псевдоосадочная косая слоистость отличается от истинной по следующим признакам.

1. В слоистой пачке, сложенной несколькими разностями пород, кливаж в большинстве случаев будет наиболее резко проявлен только в некоторых разностях, первично наиболее мелкозернистых – в метаморфизованных глинистых сланцах и алевролитах, хотя истинная косая слоистость в этих породах образуется наиболее редко, а если и возникает, то бывает представлена весьма маломощными сериями пологонаклонных слоев. Например, при ритмическом чередовании слоев в полных нормальных ритмах такая „косая слоистость“ появится не в метапесчанике (сланец, гнейс) нижней части ритма и не в карбонатной породе второго элемента ритма, а именно в его верхней части, в третьем элементе, сложенном глинистым или алевролитовым материалом (Савельев, 1971).

Однако в зависимости от временного соотношения кливажирования пород и метаморфизма в различных термодинамических условиях такая „косая слоистость“ может в принципе проявиться в любом члене осадочного мезослоя и определяться механическими свойствами породы в данных условиях. Поэтому литологический контроль не всегда позволяет установить первичность или вторичность косослоистой текстуры. Например, если метапесчаники (или другие терригенные породы) ритмически переслаиваются с карбонатными породами, весьма пластичными в широком диапазоне давления и температуры, то ложная косая слоистость может проявиться только в нижней части ритма. В этом случае отличить осадочную косую слоистость от вторичной можно далеко не всегда.

2. Для установления характера косой слоистости такого типа следует изучать контакты косой серии и слоя с горизонтальной слоистостью. В шлифах или в образцах из контакта почти всегда отчетливо видно либо смещение границы слоев по кливажным трещинам (ложная косая слоистость), либо же примыкание к границе слоя первичных косых слоев без нарушения. Однако в зонах амфиболитовой и гранулитовой фаций смещение горизонтального слоя по кливажным трещинам может быть и незаметно. Причина может заключаться либо в сглаживании „ступенчатости“ границы при позднейших межслоевых скольжениях, либо в увеличении размеров минеральных зерен одновременно с повышением степени метаморфизма; все это приводит к тому, что размер зерен новообразованных минералов становится больше, чем описанная тектоническая неровность слоевой границы, которая в связи с этим перестает быть заметной.

3. Первичность косослоистых текстур доказывается однозначно, если в одном обнажении удастся проследить различно ориентированные, различные по типу или пересекающиеся косослоистые серии, следы размыва в основании или кровле косослоистой серии и более грубую зернистость в основании ее – те признаки, которые могут отмечаться (хотя бы в виде реликтов) в амфиболитовой и даже в гранулитовой фациях метаморфизма. Следует только помнить, что разнонаправленные косые серии могут быть и вторичными, если перед нами кливаж, который виден в обоих крыльях сжатой изоклинальной складки (Савельев, 1971); если в ядре такой складки интенсивные дислокации или замыкание слоев не видны, она может быть принята за моноклираль, а различная ориентировка кливажа – за признак первичности этой псевдоосадочной косослоистой текстуры.

Неодинаковый наклон косых слоев в разных слоях не является доказательством осадочной природы косослоистой текстуры. Дело в том, что трещины кливажа, пересекающие слоистую пачку, могут иметь различный наклон в слоях разного литологического состава (рис. 29). Углы наклона кливажа в слоях разного состава могут быть неодинаковыми. Возможен такой случай, когда кливаж в одном слое совпадает или почти совпадает со слоистостью, а в слое другого состава он ориентирован уже под заметным углом к ней.

В толщах, сложенных переслаивающимися метапесчаниками и метапелитами в зоне зеленосланцевой фации, кливаж межслоевого скольжения может проявиться, как система косослоистых серий за счет того что крутой наклон кливажных плоскостей в песчанике будет переходить в горизонтальный (параллельный слоистости) в метапелитах. Изгиб поверхности сланцеватости на контакте слоев иногда может наблюдаться, но в большинстве случаев одновременно с кливажированием под углом к слоистости происходит смещение слоев вдоль контакта и пачка выглядит, как чередование рассланцованных параллельно слоистости метапелитов и метапесчаников с косою слоистостью. При этом вторичная ориентировка уплощенных по сланцеватости обломочных зерен



Рис. 29. Ритмичное переслаивание алевролитов (светлое) и глинистых сланцев (темное). Группа Сент-Френсиз (ордовик), Квебек, Канада (по Петтиджону и Поттеру, 1964).

Хорошо заметен кливаж, секущий слоистость, который преломляется на стыке слоев различной плотности.

в песчаниках может быть в ряде случаев принята за первичную – параллельную косым слойкам. Однако в этом случае в шлифах отчетливо будут видны дворники растяжения у обломочных зерен (Логвиненко, 1968), „удлиняющие“ зерна в направлении, параллельном кливажным плоскостям, т.е. перпендикулярно давлению. Л. А. Прияткиной (1971) описан своеобразный способ образования ложной косою слоистости в гранулитах западной части Кольского полуострова, претерпевших повторный метаморфизм в условиях амфиболитовой фации. С последним связан этап деформаций, которые привели к образованию плоскостных текстур, секущих по отношению к ранней полосчатости в пироксенитах. Вдоль плоскостей деформации здесь развивается мелкозернистый моноклиный пироксен регрессивного этапа метаморфизма. При пересечении наложенной текстуры с первоначальной полосчатостью создается впечатление наличия реликтовой осадочной косою слоистости.

б) Псевдоосадочная косою слоистость образуется в замках (реже на крыльях) сжатых или изоклинальных складок, если в формировании их участвуют тонкослоистые породы. При разрыве таких пород по трещинам кливажа

и образовании тектонической линзоватости первичные слои часто ориентированы косо к ограничению этих линз, благодаря чему создается видимость появления линз косослоистых пород. Аналогичная картина наблюдается при выдавливании более пластичного материала по трещинам квиважа (Савельев, 1971). Эта „косая” слоистость трудноотличима от первичной только в относительно небольших штучах. Внимательный просмотр обнажения всегда с полной очевидностью подтверждает ее вторичную природу.

в) Вторичная косая слоистость формируется при межслоевом скольжении, когда тонкие слои смешаются и изгибаются у плоскости скольжения. Этот тип ложной косой слоистости очень похож на осадочную косую слоистость. Отличается от нее легко, если косые слои расширяются к нижней части слоя (что обычно не характерно для осадочной косой слоистости). В ином случае необходимо тщательное изучение „косой серии” по простиранию для того, чтобы установить выдержанность этой текстуры. В большинстве „косослоистых” серий такого рода наблюдается подгибание вершин „косослоистых” серии в направлении перемещения соседнего слоя (что не встречается в осадочных породах), а иногда и тектоническое выклинивание слоя с „косой” слоистостью.

г) Текстуры, напоминающие косую слоистость, возникают при продольном смещении и смятии слоев без разрыва. Отличиями этой текстуры от истинной косой слоистости служат: 1) непрерывность каждого слоя от сопадающего с общим положением слоистости сверху через изгиб к параллельному ему снизу, 2) тектоническое увеличение мощности каждого слоя в месте изгиба, 3) выполаживание слоев по простиранию „косослоистой пачки” и постепенный переход к залеганию, параллельному ненарушенным слоям.

Такая вторичная слоистость обычно легко отличается от первичноосадочной в зонах низкого метаморфизма, а в зонах амфиболитовой и гранулитовой фаций требуется внимательное изучение косослоистой пачки, чтобы надежно отличить вторичную текстуру от деформированной реликтовой осадочной косой слоистости.

д) Вторичная косая слоистость может возникать в тонкослойной пачке при срыве по осевой плоскости мелких изоклиальных лежащих складок. В этом случае даже при значительном смещении разорванных частей деформированного слоя следов смещения (милонитов, катаклазитов, зеркал скольжения) в метаморфических породах очень часто не видно. Если „косые” слои не подогнуты у плоскости разрыва, то та часть разорванной складки, где слои изгибаются и расширяются кверху, очень похожа на первичноосадочную косослоистую серию, отличается от нее увеличением мощности изогнутых слоев к кровле и невыдержанностью по простиранию (Савельев, 1971, стр. 128, рис. 6). Однако эти признаки не вполне надежны. Поэтому при нахождении косой слоистости в метаморфических породах следует внимательнейшим образом изучать не только морфологические особенности косослоистой серии и ее выдержанность, но и исходный состав пород, в которых она встречается, соотношение этих пород с иными членами данного осадочного парагенезиса, а также распространение и фациальную приуроченность тонкой слоистости в этом разрезе — только при таком комплексном подходе можно решить вопрос о природе косослоистой текстуры.

е) Существует еще одна группа вторичных текстур описываемого типа, которые образуются чисто химическим способом. Речь идет о текстурах, весьма похожих на первичноосадочную косую слоистость, которые возникают в неизменных породах, а затем при процессах метаморфизма сохраняются. Примером являются псевдоосадочные косослоистые текстуры, возникающие при пересечении первичной слоистости так называемыми кольцами Лизеганга (Ботвинкина, 1965). Такие кольца возникают при стадийном выпадении соединений железа из движущихся поровых растворов, содержащих коллоиды железа. Подобные текстуры широко распространены, например, в известных

шокшинских кварцито-песчаниках Карелии. Здесь эти кольца видны только в светлых кварцито-песчаниках и почти совершенно незаметны в слоях красных и бурых кварцитов, обогащенных гематитом. Кольца Лизеганга не образуют в слоистых толщах правильных концентрических кругов. Они пересекают слой светлых песчаников, заключенный между двумя слоями ожелезненных, причем изгиб их меняется в зависимости от первичной гранулометрии породы. В более мелкозернистых песчаниках кольца эти тоньше, расстояние между ними меньше, чем в песчаниках, сложенных относительно более крупными зернами. Поэтому кольца Лизеганга в слоях светлых кварцито-песчаников среди темных ожелезненных иногда имеют вид расходящейся от подошвы к кровле слоя (или наоборот) косой серии, которая легко может быть принята за осадочную косую слоистость. Основными отличиями этой текстуры от осадочной косой слоистости являются: 1) одинаковый размер зерен в светлых и ожелезненных „косых” слоях в каждой точке, 2) слабовыраженное, но обычно заметное продолжение „косых” серий в бурых слоях, первичнообогащенных гематитом, 3) расширение псевдоосадочной косослоистой серии такого типа к нижней части слоя (в слоях с неоднородным гранулометрическим составом по вертикали). Это происходит чаще всего благодаря наличию более крупнозернистого песка именно в основании слоя. Поэтому если в обнажении последовательность напластования можно определить и другими способами, то расширение книзу „косослоистых серий” заставит внимательно отнестись к вопросу о характере такой текстуры.

Таким образом, псевдоосадочная косая слоистость образуется при кливажировании отдельных слоев, минерализации кливажа, тектоническом деформировании первичнотонкослоистых пород и образовании колец Лизеганга. Особенно большая группа вторичных косослоистых текстур образуется за счет пород с тонкой осадочной слоистостью. В полиметаморфических первичноосадочных комплексах, претерпевших неоднократные деформации, вторичные косослоистые текстуры могут возникнуть в один из поздних этапов деформации не за счет измененных тонкослоистых осадочных пород, а в результате деформации ложной горизонтальной слоистости, возникшей в ранние этапы деформации и метаморфизма при минерализации кливажа осевой плоскости. По-видимому, в некоторых случаях доказательство первичной природы косослоистых текстур в полиметаморфических комплексах может считаться однозначным, если морфологическое изучение текстуры и ее связи с литологическими типами осадков дополнить анализом закономерности и последовательности тектонических деформаций, а также стадий метаморфизма. Эта задача чрезвычайно сложна и может быть выполнена практически только специалистом или группой специалистов. Поэтому в районах глубокого и многостадийного метаморфизма вполне вероятны случаи, когда доказательство первичноосадочной природы встреченной косослоистой текстуры невозможно без длительных целенаправленных исследований.

Ложные знаки ряби

Встречаются в метаморфизованных осадочных породах достаточно часто. За знаки ряби могут быть приняты различные образования.

а) Деформации, возникшие в слое под давлением растущих порфиробластов (рис. 30). Принять их за знаки ряби можно только при осмотре разреза слоистой пачки в одной плоскости, однако даже беглое изучение слоевых поверхностей позволяет убедиться во вторичности этой текстуры.

б) Нарушения первичной слоистости, возникшие при будинировании слоев. При вдавливании относительно более пластичного материала в межбужинные пространства возникает текстура, похожая на знаки ряби. Если будинированный слой виден в разрезе, перпендикулярном слоистости, то ошибиться невозможно, но если скульптурная поверхность слоя отпрепарирована выветриванием, возможность ошибки резко возрастает.

в) Смятие слоев в мелкие складки и плейки, которые весьма разнообразны по морфологии и часто могут быть приняты за знаки волновой, эоловой ряби или ряби течений.

Псевдорябь отличается от истинной по ряду признаков.

1. Истинная рябь чаще всего встречается и лучше всего выражена в слоях первичносаммитового состава (кварциты, гнейсы). Напротив, псевдорябь чаще всего видна на поверхности различных метаморфических сланцев, образовавшихся за счет пелитовых и алевроитовых осадков, в которых первичная рябь либо не встречается, либо представлена системой очень мелких ва-

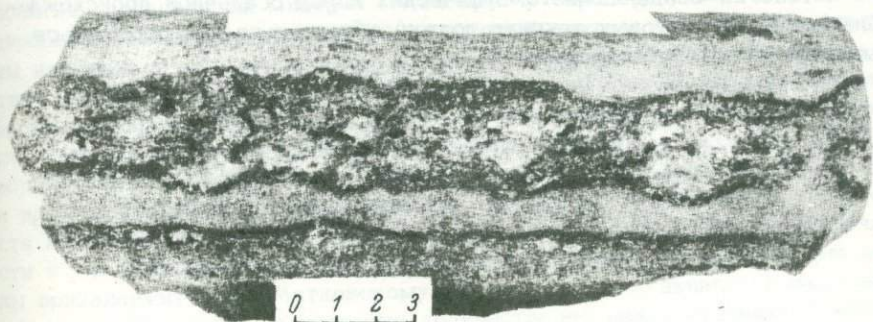


Рис. 30. Текстура, похожая на знаки ряби течения, возникшая в лейкократовом биотитовом гнейсе, деформированном растущими порфиробластами граната соседнего слоя. Амфиболитовая фация, питкьярантская серия, нижний протерозой, Южная Карелия.

ликов, которые практически не могут сохраниться при метаморфизме, особенно при образовании крупнозернистых метаморфогенных структур.

2. Истинные знаки ряби вполне надежно отличаются от псевдоряби, если на поверхности смежных слоев сходного или аналогичного состава встречаются валики резко различного простирания и различной морфологии: с разными величинами h (высоты) и l (длины), с острыми и округлыми вершинами, ветвящиеся и параллельные и т.д. Однако наличие в соседних слоях валиков ряби различной величины и простирания не может считаться решающим доказательством их осадочного происхождения. Очень часто плейчатость или небольшие складки, возникающие в контактирующих слоях разного состава, имеют неодинаковое простирание. Несовпадение простирания двух систем плек (складок) может достигать 10° и более (Савельев, 1971).

3. Признаком несомненно осадочного происхождения валиков ряби может считаться наличие их только на одной поверхности слоя, тогда как другая или лишена знаков ряби, или же содержит негативный отпечаток ряби нижележащего слоя. Однако здесь также есть возможность ошибиться: дело в том, что только на одной стороне слоя видны так называемые складки продольного расплющивания (Гзовский, 1963), которые и могут быть приняты за знаки ряби. В глубокоизмененных породах такие пликативные нарушения можно отли-

чить от валиков ряби в том случае, если деформации подвергся слой, в котором заметна тонкая слоистость. Степень деформации этих тонких слоев - амплитуда их изгиба - будет затухать по мере приближения к подошве слоя до той поры, пока слои не станут прямолинейными. Для валиков осадочно-го происхождения такое внутреннее строение совершенно нехарактерно.

4. Одним из отличий истинных знаков ряби от ложных может быть несовпадение простираний валиков ряби и минеральной линейности в этом же слое породы (Савельев, 1971).

Остальные признаки различия являются значительно менее надежными. Например, нельзя решить вопрос о первичности или вторичности этой текстуры по асимметричности поперечного сечения валика. Плойчатость при межслоевых скольжениях часто приобретает асимметричный рисунок, становясь похожей на рябь течений: один склон "валиков" пологий, другой крутой (необходимо отметить, что подобным же образом часто деформируется истинная симметричная волновая рябь).

Приведенные примеры, по-видимому, не исчерпывают всех возможных способов образования в метаморфических породах вторичных псевдоосадочных текстур, которые внешне весьма похожи на седиментационные. Поэтому при изучении литологии осадочно-метаморфических пород осадочное происхождение наблюдаемых реликтовых текстур должно обязательно сопровождаться исчерпывающими доказательствами.

ДЕТРИТОВЫЕ АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ
ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ПРИ ПРОГРЕССИВНОМ
РЕГИОНАЛЬНОМ МЕТАМОРФИЗМЕ

История изучения акцессорных минералов сравнительно коротка. Впервые термин „акцессорные минералы” был введен в употребление Р. Растеллом и В. Вилькоксоном в 1915 г. для обозначения минералов, встречающихся в породах в очень ограниченных количествах. Существует несколько определений понятия „акцессорный минерал”. Наиболее распространенной является формулировка Холмса (Holms, 1920), который считал, что акцессорными должны называться минералы, встречающиеся в породе в настолько малых количествах, что их отсутствие или присутствие не влияет на ее определение. В настоящее время определения понятия „акцессорный минерал” и классификация этих минералов встречаются во многих работах (Groves, 1930; Преображенский, 1941; Кузнецов, 1956; Туровский, 1960; Ляхович, 1967а, 1968, и др.). Основанием для классификации служат различные признаки: особенности химического состава, генезис и время выделения, частота встречаемости и т.д. Критический обзор современных взглядов на акцессорные минералы принадлежит О.И. Матковскому. По его мнению, 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 отдельных из них 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, стр. 260). Согласно В.В. Ляховичу (1967а), наиболее характерными признаками акцессорных минералов являются: 1) крайне малое содержание в породе, требующее для их изучения применения специальных методов концентраций; 2) концентрации в них значительной части редких и рассеянных элементов породы, не вошедших в силу ряда причин в виде изоморфной или эндокриптной примеси в решетки породообразующих минералов; 3) незначительные размеры минералов.

Акцессорные минералы присутствуют как в изверженных, так и в осадочных и метаморфических породах. Акцессорные минералы изверженных пород в настоящее время изучены значительно лучше, чем осадочных и метаморфогенных. В работах В.В. Ляховича (1967а, 1968) обобщены все известные данные по акцессорным минералам магматических пород (главным образом гранитоидов). По акцессорным минералам осадочных и метасадочных пород значительно меньше литературных данных. Наиболее значительными работами являются публикации А.А. Кухаренко (1961 и др.), А.Г. Коссовской (1962), Е.К. Лазаренко (1966, 1969), О.С. Кочеткова (1968) и др.

В осадочных породах известно около 70 акцессорных минералов. По генетическому признаку их классифицируют на: 1) обычные акцессорные минералы, т.е. аутигенные, образовавшиеся в стадию диagenеза; 2) вторичные, воз-

никшие при метаморфических преобразованиях породы; 3) случайные, т.е. аллотигенные минералы (Лазаренко, 1966). Для аксессуарных минералов третьей группы в современной литературе применяются термины „детритовые“ (Вернадский, Курбатов, 1937; Чайка, 1962, 1964) или „обломочные“ (Ермолаев и др., 1968), или „реликтовые“ (Кухаренко, 1961). Этим подчеркивается то, что минерал образовался не в данной породе, а ранее, в других условиях, и попал в осадок в процессе седиментации. Эти минералы, как правило, характеризуются в той или иной степени окатанностью, приобретенной в процессе осадочной транспортировки, округленной формой, а их поверхности несут следы механических деформаций (абразионные шрамы, царапины, выбоины).

Метаморфические изменения являются непосредственным продолжением процессов диагенеза, причем четкую границу между конечными этапами эпигенеза и начальными стадиями метаморфизма провести трудно. Именно поэтому мы принимаем разделение аксессуарных минералов осадочных и метаморфических пород на две генетические группы – аутигенные (метаморфогенные) и детритовые. К первой группе мы относим все аксессуарные минералы, образовавшиеся в осадочной породе, начиная с момента седиментации (а в магматогенных с начала кристаллизации) и кончая процессами ее ультраметаморфических преобразований. Ко второй группе относятся минералы, привнесенные в осадочные породы из областей размыва (а в магматогенных – захваченные из вмещающих пород в момент интрузии).

В метаморфических породах нередко один и тот же аксессуарный минерал может находиться в виде нескольких генераций. В узловатых сланцах бассейна р. Мамы, например, часто встречаются две разновидности рутила и граната – детритовые, характеризующиеся округленными, окатанными формами и шероховатыми поверхностями со следами абразии, и аутигенные – хорошо образованные кристаллы. В реоморфических гранитах Восточного Саяна часто встречаются две разновидности циркона – детритовый и новообразованный (Савельев, Шулешко, 1971).

Морфологическое изучение детритовых аксессуарных минералов осадочных и метаморфических пород может оказать существенную помощь при палеолитологических и литолого-палеогеографических реконструкциях (Сидоренко, 1961; Межеловский, Савельев, 1966; Савельев, Шулешко, 1971, и др.). Теоретически любой минерал, входящий в состав пород областей размыва, может попасть в осадочную породу. Практически же осадочная порода формируется из минералов, в той или иной степени устойчивых к агентам выветривания, транспортировки и химической активности среды.

Согласно О.С. Кочеткову (1968), общий ряд устойчивости минералов имеет следующий вид: устойчивые минералы – алмаз, драгоценные шпинели, турмалин, корунд, рутил, анатаз, циркон, лейкоксенизированный ильменит, колумбит, хромит, пикотит, гематит, ксенотим, монацит; умеренно устойчивые – ставролит, дистен, пиральспитовая группа гранатов, сфен, андалузит; неустойчивые минералы – уграндитовая группа гранатов, эпидотовая группа, магнетит, магнезиальные моноклинные пироксены, самородные металлы (платина, золото, серебро, олово), прочие пироксены, апатит, актинолит, тремолит, обыкновенная роговая обманка, щелочные роговые обманки, оливин, сульфиды.

Однако, надо учитывать, что ряды устойчивости Петтиджона, Кухаренко, Кочеткова и других установлены для современной среды – среды богатой кислородом. В докембрийское время условия седиментации резко отличались от современных – насыщенность CO_2 , недостаток O_2 и т.д., температура в приповерхностных слоях Земли была выше, отличалось от современного и атмосферное давление (Ранкама, 1957; Сидоренко, 1963; Ронов, 1964; Соколов, 1966; Каукин, 1969; Синицын, 1970, и др.). Весьма вероятно поэтому, что в то время ряды устойчивости минералов также были несколько иными.

При метаморфизме наряду с породообразующими минералами меняются набор и некоторые особенности аксессуарных минералов. Именно поэтому при

использовании акцессорных минералов метаморфических пород в целях восстановления первичной природы пород, гранулометрического состава первичных отложений, палеолитологических и палеогеографических реконструкций, корреляции разрозненных разрезов и других факторов необходимо знать пределы устойчивости детритовых акцессориев.

Глава 1

УСТОЙЧИВОСТЬ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ ПРИ ПРОГРЕССИВНОМ РЕГИОНАЛЬНОМ МЕТАМОРФИЗМЕ

Метаморфические процессы изменяют и искажают первичные характеристики осадочных пород, что создает затруднения при попытках восстановить их первичный состав и условия накопления. Одним из способов восстановления первичного облика метаморфизованных осадков и их генезиса является метод изучения обломочных акцессорных минералов (Сидоренко, Лулева, 1961). К сожалению, в настоящее время акцессорные минералы метаморфических пород изучены слабо, практически отсутствуют работы, где бы имелись сведения о пределах устойчивости тех или иных акцессорных минералов при метаморфических изменениях. Известно, что целый ряд минералов, унаследованных из осадков, сохраняется в метаморфических породах — это циркон, монацит, ксенотим, рутил, апатит, гранат и др. (Митич, 1946; Лодочников, 1955; Чайка, 1962, 1969; Хоппе, 1966; Марченко, 1967; Ермолаев и др., 1968, и др.). Некоторые из них (в частности, циркон) сохраняют свою форму даже в пределах гранулитовой фации метаморфизма (Murthy and Siddiquie, 1964; Федкова, 1966; Хоппе, 1966, и др.). В ряде случаев в процессе метаморфических преобразований осадочных пород наряду с обломочными (детритовыми) минералами появляются и одноименные новые. Возникает необходимость иметь критерии для их разделения. Например, в тяжелой фракции разновозрастных, но различно метаморфизованных осадочных пород антиклинория Урал-Тау (Ермолаев и др., 1968) такие минералы, как сфен, турмалин, апатит и некоторые другие, присутствуют в виде двух разновидностей — детритовой и метаморфогенной, причем с увеличением степени метаморфизма доля детритовых разновидностей значительно уменьшается (исключение составляет циркон).

Для решения вопроса о пределах устойчивости главных акцессорных минералов в условиях прогрессивного регионального метаморфизма авторами данной книги в 1965–1970 гг. изучались минералы тяжелой фракции пород (главным образом псаммито-пелитовой группы) Северо-Байкальского (бассейн р. Мамы) и Патомского (Угаханский участок) нагорий, а также Северного Приладожья (рис. 31). Районы эти являются классическими примерами проявления секущей по отношению к тектоническим структурам зональности прогрессивного регионального метаморфизма от зеленосланцевой до амфиболитовой фации. Геологическое строение регионов и особенности метаморфизма охарактеризованы в работах А. Н. Неелова (1957), Д. А. Великославинского (1966), Н. Г. Судовикова и др. (1970), Петрова и Макрыгиной (1970) и др.

На упомянутых территориях было отобрано и изучено около 400 искусственных шлихов. Кроме того, изучение обломочных акцессориев проводилось в специальных шлифах (220 шт.), изготовленных параллельно плоскости напластования. Приготовление искусственных шлихов проводилось по методике,

близкой к той, которую предлагали А. Полдерваарт (Poldervaart, 1955) и В.В. Ляхович (1966а); вносились лишь некоторые изменения и дополнения. Протоочки пород имели различный вес: от 80–100 до 5–10 кг. Кроме проб большого веса, изучение аксессуариев проводилось и в пробах весом не более 0,5 кг. Способы выделения аксессуарных минералов из больших и малых проб были различны, общим являлось лишь то, что после дробления и большие и малые пробы отмучивались в горячей воде при температуре 50–60°. Это вызывалось необходимостью избежать всплывания гидрофобных минералов при

отмучивании и удаления их из проб. Контрольное выделение цирконов из ряда проб, обработанных холодной и горячей водой, показало, что применение горячей воды при отмучивании пробы повышает в большинстве случаев выход цирконов в 5–10 раз. Отмывку проб можно проводить и в холодной воде, важно только горячей водой, имеющей более низкое поверхностное натяжение, смочить гидрофобные минералы. Обработка небольших протоочек весом до 0,5 кг проводилась без отмывки: после отмучивания проба целиком разделялась в тяжелых жидкостях для получения концентратов тяжелых минералов. Отмучивание в горячей воде дает возможность в конечном итоге сохранить в пробе очень мелкие аксессуары (в частности, циркон).

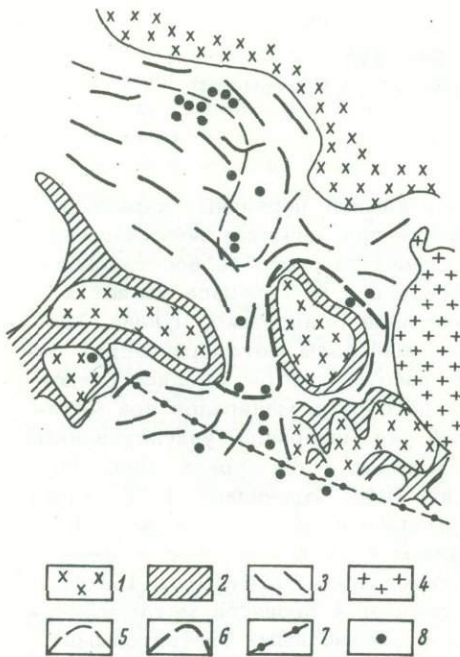


Рис. 31. Места отбора проб в Северном Приладожье.

- 1 - гнейсы и гранито-гнейсы фундамента; 2 - метаморфический комплекс пород сортавальской серии; 3 - метаморфический комплекс пород ладожской серии; 4 - граниты рапакиви; изограды: 5 - граната, 6 - силлиманита, 7 - появления первых мигматитов; 8 - места отбора проб.

Минералогический состав тяжелой фракции метаосадочных пород бассейна р. Мамы

В бассейне р. Мамы в зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой зонах метаморфизма породы пелитопсаммитовой группы представлены различного состава сланцами, филлитами и филлитовидными породами, метапесчаниками (включая цемент

конгломератов), кварцито-песчаниками, карбонатные породы - известняками (иногда с органогенными остатками), карбонатными сланцами. В амфиболитовой фации эти же породы преобразованы соответственно в кристаллические сланцы, гнейсы различного состава, кварциты и слюдястые кварциты, мраморы и графитистые мраморы, кальцифиры.

Всего в шлихах обнаружено около 30 минералов, составляющих тяжелую фракцию. Большинство их является метаморфогенными и лишь незначительная часть аллотигенными - детритовыми; некоторые минеральные виды представ-

лены как детритовыми, так и метаморфогенными разностями. Принадлежность минерала к тому или иному типу определялась по наличию или отсутствию признаков окатаемости и степени идиоморфизма кристаллов.

Основными признаками детритового происхождения акцессорных минералов являются округленная форма зерен в сочетании с шероховатой (иногда матовой) поверхностью, возникшей в результате механического повреждения кристаллов в процессе разрушения первичных горных пород и транспортировки минералов к областям захоронения, а также закономерное изменение среднего размера определенных акцессорных минералов в различных литологических типах пород. Последнее важно подчеркнуть особо, так как устойчивые к механическому истиранию минералы (например, циркон), если зерна их меньше порога окатанности или же если расстояние переноса до места захоронения незначительное, могут сохранять кристаллографические грани и гладкую поверхность. Однако и в этом случае сортировка таких зерен, их размер будут зависеть от гранулометрического состава того осадка, в котором они отлагаются, благодаря чему в простых ритмах, например, размеры обломочных акцессорных минералов убывают от нижней их части к верхней.

Зеденосланцевая фация¹

Циркон. Наиболее богаты цирконами кварциты, цемент конгломератов и метапесчаники, где они встречаются в количестве от единичных знаков до 4-5 объемно-вес.%, что составляет около 150-200 г/т. В филлитах, филлитовидных сланцах и карбонатных породах цирконов, как правило, очень мало — знаки, единичные знаки. Характерной особенностью всех цирконовых зерен является в разной степени округленная форма с отношением осей (коэффициент удлинения) значительно меньше 2. Поверхности зерен мелкобугорчатые, шероховатые, матовые, нередко с неодинаково ориентированными царапинами, мелкими выбоинами. Встречаются округленные обломки зерен.

По форме выделены 4 типа зерен: а) хорошо округленные — целые зерна, в которых реликты кристаллографических форм практически отсутствуют; б) субидиоморфные — зерна с вполне определенными реликтами кристаллографических форм; в) идиоморфные кристаллы — зерна с хорошими кристаллографическими формами, практически без следов окатывания; г) округленные обломки зерен. Среди субидиоморфных и идиоморфных зерен различаются два габитусных типа кристаллов — цирконовый и гиациттовый, что весьма характерно для древних пород. Преобладают цирконы первого габитусного типа. Размеры цирконов в метаморфизованных терригенных породах находятся в полной зависимости от исходного гранулометрического состава осадков (Poldervaart, 1955, 1956; Кухаренко, 1961; Чайка, 1964; Межеловский, Савельев, 1966; Савельев, Шулешко, 1971, и др.). В исследованных породах они варьируют от 0.01 (в шлифах часто обнаруживаются присутствие и более мелких зерен — до 0.005 мм) до 0.3 мм. Причем наиболее крупными являются цирконы метапесчаников и кварцитов (в среднем 0.15-0.17 мм), мелкими — цирконы филлитов и филлитовидных сланцев (0.05-0.08 мм). В карбонатных породах размеры цирконов колеблются от 0.15 до 0.05 мм, наиболее крупные цирконы — в кальцифирах (до 0.12-0.15 мм). Крупность цирконов в карбонатных породах связана с размерностью терригенной примеси (кварц, полевые шпаты и др.), с которой циркон поступал в осадок.

¹ О совпадении границ фаций и изоград индекс-минералов см. стр. 31.

Цвет цирконов розовый, коричневато-розовый, иногда от обилия пылевидных включений сероватый, серо-розовый, редко почти черный.

Апатит. Встречается в количестве от редких знаков до 5-7 объемно-вес.%; в породах распространен неравномерно. Особенно богаты апатитом кварциты и метапесчаники, в карбонатных породах его значительно меньше.

Обнаружены три разновидности апатита, различающиеся по морфологическим признакам. Это детритовый апатит, характеризующийся округленными окатанными формами и поверхностями со следами абразии. Вторая разновидность - метаморфогенный апатит, представленный хорошо образованными призматическими кристаллами и их осколками. Третий тип - неравномерно округленные, неправильно округленные, округлые зерна с реликтами граней или без них, с глянцево-блестящими поверхностями, сглаженными неровностями, иногда с „заливами“ и „кавернами“. Последний тип - это реликты частично растворенных зерен минерала.

Как правило, апатит бесцветный, водянопрозрачный, редко белый. Иногда многочисленные пылевидные включения придают ему серый оттенок. Размеры зерен детритового апатита варьируют от 0.01 до 0.3 мм. По показателям преломления детритовые и метаморфические апатиты практически не различаются - для тех и других $n_o = 1.634-1.640 (\pm 0.002)$, это отвечает фтор-apatиту, что весьма характерно для докембрийских пород (Царовский, 1956).

Турмалин. Распространен в метапсаммитовых породах, в филлитах и карбонатных образованиях встречается значительно реже. Обнаружены две разновидности турмалина, различающиеся по форме и окраске.

1. Округленные зерна и угловато-окатанные обломки² зеленого, темно-зеленого, реже зеленовато-буроватого цвета. $n_o = 1.655-1.665 (\pm 0.002)$, $n_e = 1.625-1.630 (\pm 0.002)$.³ Зерна этого типа встречаются в виде единичных знаков во всех породах только в пределах распространения зеленосланцевой толщи.

2. Призматические, удлиненно-призматические кристаллы и их осколки бурого, темно-бурого, зеленовато-бурого цвета, часто с неравномерным распределением окраски. Иногда в их центральных частях встречаются округленные ядра турмалина первого типа. $n_o = 1.650-1.665$, $n_e = 1.620-1.630$. Округлые ядра внутри зерен свидетельствуют о том, что уже в условиях зеленосланцевой фации происходит регенерация турмалина, хотя иногда очень трудно различить турмалины, сформировавшиеся при нарастании на обломочное зерно, от турмалинов, имеющих зональную окраску (что весьма обычно для этого минерала). Поэтому следует быть весьма осторожным при установлении обломочной природы округлых образований в центральной части идиоморфных турмалинов.

Обломочный турмалин практически полностью исчезает еще до зоны биотита. В зоне биотита, по-видимому, могут быть встречены регенерированные обломочные зерна, о чем свидетельствует находка в ней одного (!) заведомо обломочного зерна. Наличие трещины в центральном зерне, образовавшейся до регенерации, с полной очевидностью свидетельствует об его обломочной природе. Вместе с тем уникальность этой находки говорит о весьма малой вероятности встречи обломочных турмалинов уже в высокотемпературной части зеленосланцевой фации.

Пироксен (диопсид). Особенно часто встречается в филлитах. Это светло-зеленые и ярко-зеленые угловато-округленные зерна и обломки с показателями преломления $n_g = 1.720-1.725$, $n_p = 1.630-1.700$. Окатанные разновидности зерен встречаются только в породах зеленосланцевой фации.

² Части зерен минералов называются обломками в случае их детритового происхождения и осколками - в случае искусственного, при механическом измельчении проб.

³ Здесь и далее приведены показатели 8-10 зерен, определенные с точностью ± 0.002 .

Пирит. Представлен, как правило, угловатыми осколками и правильными кристаллами кубической формы. Встречается в сравнительно больших количествах в породах всех метаморфических зон. Как правило, пиритом обогащены карбонатные и хемогенно-кремнистые богатые органическим веществом породы. Обломочный пирит не обнаружен.

Магнетит. Минерал представлен черными угловатыми обломками, осколками и октаэдрами. В породах зеленосланцевой фации и в пограничных с ней областях эпидот-амфиболитовой фации очень часто встречаются окатанные и угловато-окатанные зерна, т.е. в этой зоне магнетит представлен двумя разновидностями – метаморфогенной и детритовой.

Лимонит. Обнаружен в виде неправильной формы землистых, буровато-ржавого цвета образований, изредка, главным образом в породах зеленосланцевой фации, – в виде псевдоморфоз по окатанным зернам пирита (?).

Рутил. Встречается в виде двух разновидностей.

1. Оранжевый, коричневато-оранжевый, реже темно-красный минерал в виде окатанных и угловато-окатанных зерен и обломков. Рутил этого типа распространен главным образом в породах зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций, очень редко встречается в породах зоны амфиболитовой фации (на границе с эпидот-амфиболитовой).

2. Бурый, красно-бурый до темно-красного минерал в призматических кристаллах и угловатых осколках. Размер зерен варьирует в широких пределах. Мелкие, часто игольчатые призматические зерна встречаются в породах (главным образом в участках, обогащенных углистым веществом) начиная с зеленосланцевой фации.

Замечено, что с возрастанием степени метаморфизма количество зерен первого типа заметно уменьшается, вплоть до почти полного их исчезновения в амфиболитовой фации, а количественное содержание рутила второго типа возрастает, причем наибольшее его содержание отмечается в породах амфиболитовой фации; увеличивается также и размер зерен. Вместе с тем в породах, измененных в условиях амфиболитовой фации метаморфизма, часто встречается только обломочный рутил. Например, в гранат-биотитовых гнейсах мамской серии в районе р. Обоймы содержится большое количество бурого окатанного рутила, сохранившего к тому же и первичноосадочную ориентировку. Показательно, что в этом же обнажении в дистен-гранатовых сланцах, сформировавшихся за счет глинистых пород, рутил целиком новообразованный, представленный мелкими прозрачными хорошо ограненными зернами.

Сфен. Образует светло-бурые, бурые, желтоватые осколки и чечевицеобразные линзовидные зерна, чаще прозрачные, иногда мутные из-за пленок лейкоксена. Поверхности зерен глянцево-блестящие.

Пирротин. Обнаружен в виде осколков пластинчатой и неправильной угловатой формы желтоватого и золотисто-желтого цвета. Присутствует в малых количествах во всех зонах.

Амфиболы. Представлены двумя разновидностями – обыкновенной роговой обманкой и актинолитом.

Актинолит. Встречается в виде светло-зеленых, зеленоватых удлинённых спайных осколков практически во всех типах пород, вплоть до эпидот-амфиболитовой фации включительно. Причем в некоторых типах пород он является пороодообразующим минералом. $N_g \geq 1.650-1.660$, $N_p \leq 1.625-1.630$.

Обыкновенная роговая обманка. Обнаружена в виде угловато-окатанных и окатанных обломков зерен темно-зеленого, почти черного цвета с показателями преломления $N_g \geq 1.660-1.685$, $N_p \leq 1.650-1.660$. Присутствует в виде единичных знаков в метапсаммитовых породах только в пределах зеленосланцевой зоны метаморфизма.

Ильменит. Является относительно распространенным минералом, но его значительно меньше, чем в эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациях, где он нередко становится преобладающим минералом шлихов, достигая

60–80 объемно-вес.%. Как правило, он представлен черными непрозрачными осколками, редко таблитчатыми зернами. Часто на поверхности зерен наблюдается пленка лейкоксена.

Анатаз. Встречается во многих породах в виде остроугольных осколков зеленовато-голубого цвета, но в очень ограниченных количествах. По-видимому, формирование анатаза связано с преобразованиями сфена и других титансодержащих минералов.

Силлиманит. Единичные знаки силлиманита обнаружены в двух шлихах пород пелито-псаммитовой группы и в одном шлихе карбонатных пород. Представлен он тонкими белыми обломками призматических кристаллов. В среднем (по 10 замерам) показатели преломления следующие: $N_g = 1.685$, $N_p = 1.662$. Несмотря на отсутствие прямых признаков обломочного происхождения (в шлихах окатанных обломков не обнаружено), мы считаем его детритовым минералом, так как в шлифах из песчаников нередко наблюдаются округленные окончания кристаллов.

Гематит. Обнаружен в небольших количествах. Представлен серовато-серыми и красноватыми осколками зерен угловатой и неправильной формы.

Ставролит. Встречен в двух пробах цемента конгломерата в виде единичных зерен неправильной формы, в одной пробе из филлитов и в одной пробе из мраморов. Ставролитовые зерна, обнаруженные в породах зеленосланцевой фации (низкотемпературная субфация) в виде неправильной формы обломков, прозрачных, желто-бурого цвета, с $N_g \geq 1.755$, $N_p \leq 1.740$, несмотря на отсутствие признаков окатанности, являются, по нашему мнению, детритовыми, так как ставролит – типичный минерал зон высокого и среднего метаморфизма.

Кианит. В породах зоны зеленосланцевой фации кианит обнаружен только в филлитах, причем зерна его очень сильно серицитизированы. В шлифах серицитизация видна наиболее отчетливо – некоторые зерна замешены сплюснкой почти целиком. Форма серицитизированных зерен кианита угловато-округлая, поверхности зерен корродированы, изъедены. Кианит филлитов зеленосланцевой зоны является детритовым минералом.

Гранат. В породах зеленосланцевой фации наблюдаются единичные знаки светло-розовых и желтовато-розовых обломков, изредка со следами абразии на поверхности зерен; $N_D \geq 1.780$. Встречается гранат главным образом в породах пелито-псаммитовой группы.

Таким образом, в породах, измененных в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма, аксессуарные минералы представлены двумя разновидностями – детритовыми и новообразованными метаморфогенными. Причем целый ряд минералов встречается одновременно в двух разновидностях. К ним относятся апатит, турмалин, магнетит и рутил. Только детритовой разновидностью представлены циркон, диопсид, обыкновенная роговая обманка, силлиманит, ставролит, кианит и гранат.

Эпидот-амфиболитовая фация

Циркон. Все морфологические и морфометрические характеристики цирконов из пород этой метаморфической зоны, исключая интенсивность окраски, сохраняются без изменений. У большинства цирконовых зерен окраска менее интенсивная, в общей массе цирконовый концентрат выглядит более светлым. В то же время основные цветовые тона остаются прежними – розовыми, коричневыми-розовыми.

Апатит. Как и в породах зеленосланцевой зоны, здесь встречаются две его генетические разности — детритовая и метаморфогенная. Морфологические и оптические характеристики их прежние. В количественном отношении метаморфогенные зерна резко преобладают, причем нередко в шлифах отмечаются крупные (до 1 мм), хорошо ограненные кристаллы.

Турмалин. Наблюдаются удлинённо-призматические и призматические кристаллы и осколки темно-бурого и зеленовато-бурого цвета. Распределение окраски неравномерное. $n_o = 1.655$, $n_e = 1.625$. Округленно-окатанные зерна не обнаружены.

Пироксен (диопсид). Представлен угловатыми осколками ярко-зеленого цвета с показателями преломления $n_g = 1.730-1.740$, $n_p = 1.700-1.710$.

Пирит. Встречаются угловатые осколки и кубические кристаллы варьирующих размеров, в протоlochках от 0.01 до 1 мм, в штуфах до 3-4 мм.

Магнетит. Обнаружен в виде черных угловатых осколков. Очень редко, в областях, близких к зеленосланцевой фации, встречаются окатанные и угловато-окатанные детритовые зерна.

Лимонит. Представлен неправильной формы землистыми буро-ржавыми образованиями.

Рутил. Как и в породах предыдущей зоны, встречаются две разновидности.

1. Окатанные и угловато-окатанные зерна оранжевого и коричневатого цвета с образцовыми царапинами, шрамами и выбоинами на поверхности.

2. Призматические кристаллы и угловатые осколки бурого, красно-бурого, реже темно-красного цвета. Очень часто мелкими игольчатыми тонкопризматическими зернами обогащены участки пород в местах скопления пылевидного углистого вещества.

Во всех шлифах количественно резко преобладают зерна рутила второго типа.

Сфен. Наблюдаются угловатые осколки и чечевицеобразные или линзовидные зерна бурого и желтовато-бурого цвета. Нередко зерна лейкоксенизированы. Встречается практически во всех породах.

Пирротин. Обнаружен в виде осколков и неправильной формы зерен желтого цвета.

Амфиболы. Как и в предыдущей зоне, представлены двумя минералами — актинолитом и обыкновенной роговой обманкой, которые встречаются в метапсаммитах и филлитах. В отличие от зоны зеленых сланцев амфиболы представлены здесь почти только метаморфогенными разновидностями.

Актинолит. Это шестоватые, удлиненные спайные осколки светло-зеленого и серо-зеленоватого цвета. $n_g \approx 1.650-1.660$, $n_p \approx 1.620-1.625$.

Обыкновенная роговая обманка. Наблюдаются зеленые и темно-зеленые угловатые осколки, а также спайные удлиненные зерна. $n_g \approx 1.685-1.695$, $n_p \approx 1.660-1.650$. Роговая обманка встречается в виде единичных знаков. В одном шлихе филлитов вблизи границы с зеленосланцевой фацией встречены два окатанных зерна обыкновенной роговой обманки. Актинолит и обыкновенная роговая обманка находятся в реакционных взаимоотношениях.

Ильменит. В породах эпидот-амфиболитовой фации ильменита заметно больше, чем в зеленосланцевой. Представлен он черными угловатыми осколками, реже таблитчатыми зернами. Иногда поверхности зерен покрыты пленкой лейкоксена.

Анаказ. Встречается в единичных знаках, представлен остроугольными осколками голубого и зеленовато-голубого цвета.

Гематит. Это темно-серые до черных, иногда красноватые угловатые и остроугольные осколки.

Ставролит. Обнаружен в двух шлифах мраморов и в двух метапесчаников. Это редкие угловатые зерна желто-бурого цвета с показателями пре-

Таблица 6

Распространение главных аксессуарных минералов карбонатной группы пород бассейна р. Мамы

Д - детритовые минералы, А - аутигенные

Минералы	Зоны метаморфизма		
	зеленосланцевая	эпидот-амфиболитовая	амфиболитовая
Магнетит	Д	—————	
	А	—————	—————
Диопсид	Д	-----	
	А	-----	—————
Гранат	Д	—————	
	А		—————
Обыкновенная роговая обманка	Д	—————	
	А		—————
Турмалин	Д	—————	
	А	-----	—————
Циркон	Д	—————	
	А	—————	—————
Рутил	Д	—————	-----
	А	—————	—————
Ставропит	Д	-----	
	А	-----	—————
Кианит	Д	-----	
	А		—————
Апатит	Д	—————	
	А	—————	—————

количество обломков и хорошо ограненных кристаллов красно-бурого и бурого цвета встречается во всех породах фации. Размер идиоморфных зерен возрастает до 0.4-0.6 мм (в среднем) по сравнению с рутиловыми зернами из предыдущих зон. В некоторых шлихах количество рутила увеличивается до 0.7-0.8 объемно-вес. %.

Остальные аксессуарные минералы - пироксен, пирит, эпидот, магнетит, лимонит, сфен, пирротин, анатаз, гематит, ставропит, - являясь новообразованными, сохраняют все свои свойства, отмеченные ранее.

Обыкновенная роговая обманка, гранат, ильменит и кианит, встречавшиеся в породах эпидот-амфиболитовой фации в количествах, позволявших их отнести к числу аксессуарных минералов, в амфиболитовой фации во многих породах приобретают роль породообразующих (количество их достигает 35-40 объемно-вес. % шлиха и более).

В зоне амфиболитовой фации в породах пелито-псаммитовой и карбонатной групп обнаружены только два детритовых минерала - циркон и рутил. Последний, кроме того, присутствует в виде хорошо образованных метаморфо-

Таблица 7

Распространение главных акцессорных минералов пелито-псаммитовых пород бассейна р. Мамы

Д - детритовые минералы, А - аутигенные

Минералы	Зоны метаморфизма		
	зеленосланцевая	эпидот-амфиболитовая	амфиболитовая
Магнетит	Д	—————	
	А		
Диопсид	Д	—————	
	А		—————
Гранат	Д	—————	
	А		—————
Обыкновенная роговая обманка	Д	—————	
	А		—————
Турмалин	Д	—————	
	А		
Циркон	Д		
	А		
Рутил	Д		—————
	А		
Ставролит	Д		
	А		—————
Кианит	Д	—————	
	А		—————
Апатит	Д		—————
	А	—————	

генных кристаллов призматической (до игольчатой) формы. Детритовый рутил встречается весьма редко, в виде единичных зерен, главным образом вблизи границы с эпидот-амфиболитовой фацией. Весьма типично для амфиболитовой фации, что такие метаморфогенные акцессорные минералы, как обыкновенная роговая обманка, кианит, гранат, ставролит и некоторые другие, приобретают характер породообразующих.

Таким образом, в различно метаморфизованных породах среднего течения р. Мамы по морфологическим признакам (степень идиоморфизма кристаллов, наличие или отсутствие окатанности) четко выделяются две группы минералов тяжелой фракции - метаморфогенные и детритовые. Из минералов тяжелой фракции пород псаммито-пелитовой и карбонатной групп в условиях метаморфической зональности только метаморфогенной разновидностью представлены пирротин, эпидот (?), актинолит, ильменит (?), гематит (?), лимонит, лейкоксен, пирит, анатаз, халькопирит (?), шеелит и пистомезит, только детритовой разновидностью представлен циркон. В табл. 6 и 7 показаны пределы

сохранности детритовых разновидностей основных аксессуарных минералов и примерные границы распространения новообразованных разновидностей. Большинство детритовых разновидностей исчезает к эпидот-амфиболитовой фации, а в амфиболитовой фации сохраняется только циркон и частично рутил.

**„Сквозные“ аксессуарные минералы
протерозойских метаосадочных пород
бассейна р. Патом**

Патомское нагорье является вторым районом, где классически проявляется метаморфическая зональность (Великославинский, Петров, 1964а, 1964б; Петров, Макрыгина, 1970), секущая по отношению к тектоническим структурам. Изучались здесь тяжелые неэлектромагнитные фракции пород анангской, жуинской и валюхтинской свит (см. рис. 54). Обнаружено, что сквозными минералами, прослеживающимися во всех зонах метаморфизма, являются рутил, апатит и циркон. Причем циркон является устойчивым детритовым минералом (о чем подробно будет рассказано ниже), а апатит и рутил пород крайних фаций метаморфизма резко различны по морфологии. Встречаются две морфологические разновидности этих минералов – детритовая и новообразованная. Детритовый апатит встречается главным образом в породах низких ступеней метаморфизма, к изограде граната он практически полностью исчезает, уступая место новообразованному; наблюдается исключительно редко и лишь в виде включений в призматических кристаллах. Однако первые корродированные зерна апатита изредка встречаются в самых низкотемпературных зонах, а первые изометричные новообразованные кристаллы – в эпидот-амфиболитовой зоне.

Количество детритового рутила, так же как и апатита, уменьшается по мере увеличения степени метаморфизма, уступая место новообразованному. В зонах слабого метаморфизма новообразованный рутил образует агрегатные микрозернистые сростки с лейкоксоном. Кристаллические формы его появляются за изоградой биотита, где рутил образует тонкокристаллические друзы оранжевого цвета в породах жуинской свиты и рубиново-красные в анангской.

Циркон распределен в породах свит описываемого района крайне неравномерно. Относительно богаты этим минералом породы анангской свиты, в породах жуинской свиты он присутствует в единичных пробах в незначительных количествах, в валюхтинской свите – в виде единичных зерен.

Содержания цирконов в филлитовидных сланцах и метаморфизованных алевритах разных зон метаморфизма колеблются в широких пределах.

Метаморфическая зона, проба

Содержание
циркона, г/т

Филлитовидные сланцы

Хлоритовая,	3с	28
Биотитовая,	7с	25.2
Гранатовая,	16с	630
	17с	561
	14с	561

Метаморфическая зона, проба		Содержание циркона, г/т
Ставролитовая,	22с	308
Дистен-альмандиновая,	26с	340
	28с	83
	33-30с	Р. зн.

Метаалевриты

Хлоритовая,	15п	195
	14п	97.5
	13п	125
	12п	75
Гранат-биотитовая,	7п	Ед. зн.
Гранатовая,	3п	531
Дистен-альмандиновая,	5п	1298

Такая неравномерность содержания циркона зависит, вероятно, от степени обогащения первичными обломочными аксессуориями первичноосадочных пород и связана с колебаниями литологического состава пород, а не с условиями метаморфизма. Об этом свидетельствуют отсутствие видимой закономерности в содержании циркона при повышении степени метаморфизма пород и комплекс особенностей, характеризующих устойчивость его существования в пределах зон более высоких ступеней метаморфизма.

Для циркона филлитовидных пород (главным образом нижней, анангрской, свиты) характерны многочисленность морфологических типов и сохранность их в условиях всех зон метаморфизма.

Преобладают зерна округленные, по всей видимости окатанные, но с сохранением определенных кристаллографических форм, позволяющих выделить призматические кристаллы цирконового типа с развитием граней призмы $\{110\}$ и дипирамиды $\{111\}$ и гиацинтового типа, в котором ведущую роль играет развитие граней призмы $\{010\}$ и дипирамиды $\{111\}$. Часты разновидности с сочетанием описанных типов. Ребра и вершины кристаллов в различной мере сглажены, иногда до образования округленных эллипсоидальных форм. По характеру удлинения граней призмы $\{110\}$ и $\{010\}$ можно отметить многообразие вариантов, среди которых преобладают формы с удлинением 1 : 2, 1 : 1.5 и 1 : 3. Встречаются также формы, приближающиеся к изометричным, но основной причиной появления этой морфологической разновидности зерен может явиться значительная степень окатанности, а свидетельствовать о первичных соотношениях линейных размеров таких зерен она не может.

Во всех разновидностях пород анангрской свиты колебания размеров зерен циркона остаются более или менее постоянными и выражаются следующими значениями: 0.07-0.14, 0.04-0.12, 0.08-0.12, 0.02-0.05 и 0.04-0.10 мм. В общем для всех морфологических типов циркона характерна некоторая уплощенность форм.

В пробах 7с, 15с и 26с появляются более крупные кристаллы размером 0.20-0.1 мм. Цвет их светлорозовый до бесцветного, светло-желтый, реже лиловый.

В неизмененных и слабометаморфизованных породах хлорит-биотитовой зоны циркон прозрачен, поверхность его остается без изменений с сохране-

нием либо гладкой блестящей, либо с тонкими выбоинками и углублениями, а также шероховатостью, свидетельствующей об его кластогенной природе.

Поверхность терригенно-обломочного циркона изменяется уже на границе биотитовой и гранатовой зон. Прозрачность зерен циркона здесь сохраняется, но поверхность их частично становится матовой, теряет блеск и приобретает неровный, корродированный, характер. Появление шагреневости и закономерных шетковидных форм растворения может свидетельствовать о наличии метаморфизирующих растворов, вероятно щелочного характера, изменивших внешние зоны зерен. Все разности циркона - розовые, кремовые, бесцветные - сохраняют лишь оттенки и нередко приобретают полупрозрачный вид. Кроме вышеописанных превращений, следует отметить появление зональных разностей циркона с прозрачной бледно-розовой внешней каймой вокруг окатанных зерен. Эти регенерационные новообразования - итог не эволюции обломочных зерен циркона при повышении степени метаморфизма, а результат локальных усложнений условий метаморфизма, приуроченных, вероятно, к зонам разломов и участкам гидротермального метасоматоза. Особенно резки явления регенерации в пробах 16с, 17с, 18с и 20с.

В направлении к ставролитовой зоне становятся доминирующими процессы растворения, в результате чего обломочные зерна приобретают более округлый облик. Матовая непрозрачная зона их увеличивается, а внутренняя часть остается прозрачной. Регенерированные зерна здесь единичны. В ставролитовой зоне (проба 22с) изменения остаются прежними. В окраске заметно преобладание желтовато-кремовых тонов. Регенерация зерен - не основной характерный процесс, преобладает восстановление дипирамидальных окончаний кристаллов.

В дистен-альмандиновой зоне обломочный характер зерен сохраняется, прозрачные разности редки, цвет их молочно-серый, молочно-розовый, кремовый и серый. Шагреневая корродированная их поверхность сохраняется, регенерированные разности редки. Каемки в них не образуют замкнутых колец, а приурочены либо к граням (что приближает форму зерен к изометричной), либо к вершинам (что удлиняет их). В этой зоне увеличивается количество непрозрачных метамиктизированных разностей с тусклым блеском, серых и грязно-серых по окраске. Форма их призматическая, эллипсоидальная, уплощенная.

Характеризуя эволюцию терригенно-осадочного циркона, накопленного в отложениях анангской свиты в виде обломочных аксессуариев, следует отметить частичное растворение, метамиктизацию и появление регенерационных кайм. Однако в условиях прогрессивного метаморфизма эти изменения не являются закономерностью и контролируются либо особенностями химического состава породы, либо зонами гидротермального метасоматоза. Наиболее близкими к этим зонам следует считать пробы 16-18, 25 и 30, где четко выделяются новообразования циркона на фоне устойчивого существования большинства детритовых зерен без перекристаллизации в условиях последовательной смены метаморфических зон от хлорит-серпичитовой до дистен-альмандиновой.

Отложения верхнеанангской подсвиты по сравнению с нижнеанангской характеризуются пониженными значениями содержания циркона и неравномерностью распространения его по площади. При изучении морфологии циркона, его распределения и характера изменений следует отметить слабую степень окатанности кристаллов. Здесь присутствуют все морфологические типы кристаллов, отмеченные в отложениях нижнеанангской свиты, но хорошая сохранность их кристаллографических элементов в породах, мало измененных метаморфическими процессами, может свидетельствовать о более близком существовании источников сноса.

Циркон в основном прозрачен и окрашен в бледный желтовато-кремовый цвет. Размеры его кристаллов колеблются в следующих пределах: 0.08-0.24,

0.09–0.18, 0.04–0.12, реже 0.05–0.20 мм. Наибольшим распространением пользуются столбчатые кристаллы призматического габитуса с развитием тетрагональной призмы $\{110\}$ и реже $\{010\}$, ограниченной дипирамидами $\{111\}$ и $\{331\}$. Призма $\{010\}$ развита реже, но все же эта гиацинтовая разновидность призматических кристаллов весьма характерна для цирконов анангроской свиты. Кристаллы, ограниченные этой призмой, несколько уплощены. Поверхность граней ровная, блестящая. Более окатанные кристаллы близки по форме к изометричным и составляют 10–15% всей массы минерала.

Устойчивость всех типоморфных признаков циркона отмечается до изограны граната, где циркон с поверхности постепенно начинает испытывать те же изменения, что были отмечены и ранее, — появляются молочная отточка при прозрачности всего кристалла и характерные ступенчатые структуры растворения на поверхности прозрачного чистого кристалла. Наиболее отчетлив этот процесс в пробе 5л. Здесь цирконы характеризуются меньшим коэффициентом удлинения и по размеру крупнее — 0.08–0.16 и 0.12–0.28 мм. Появление комковатых новообразований минерала отмечено в пробах 7л и 3л, размер их не превышает 0.03–0.04 мм. С ними связано и наличие зональных различий. Внешне зональность в кристаллах циркона незаметна, зоны все однородны, бесцветны и проявляются лишь под микроскопом по различной оптической ориентировке. Новообразования циркона, вероятно, связаны с гидротермами зон разломов (переотложение растворенного циркона). Растворение зерен приводит к появлению округленных шагреновых форм.

В общем для верхнеанангроской свиты характерны слабая окатанность циркона, его свежий облик, прозрачность, винно-желтый цвет, преобладающий в породах ставролитовой и кианит-альмандиновой зон, и появление новообразований, комковатых мелких агрегатов, связанных с зонами проникновения каких-то растворов, вызывающих местами растворение кристаллов и их регенерацию (появление наростов).

В породах жуинской свиты (главным образом известняки и мраморы) циркон присутствует лишь в единичных пробах и в незначительном количестве. Наблюдается он в виде округленных зерен размером 0.05–0.08 мм. Преобладают загрязненные, неровные с поверхности молочно-серые непрозрачные зерна. Лиловые кристаллы редки, форма их яйцевидная, с гладкой блестящей поверхностью и алмазным блеском.

Характерная механически корродированная поверхность цирконовых зерен, окатанные формы, загрязненность и метамиктизация в краевой части не оставляют сомнений в их обломочном характере. К обломочным отнесены и редкие находки хорошо окатанных уплощенных яйцевидных зерен монацита.

В породах валюхтинской свиты (мелкозернистые метапелиты) циркон присутствует в виде единичных окатанных зерен, прозрачных, неизменных, бледно-розовых и лиловых. Призматические формы его редки, размер 0.04–0.08 мм.

Минералогический состав тяжелой фракции метаосадочных пород Северного Приладожья

На территории Северного Приладожья нами были исследованы минералы верхних частей ритмов средней толщи (Кратц, 1963) ладожской серии в различных зонах метаморфизма (см. рис. 31). Ритмичнослоистое строение средней толщи ладожской серии является ее характерной чертой и существенным отличительным признаком. Как правило, ритмы двухкомпонентные (Кратц, Де-

мидов, 1958; Судовиков и др., 1970). В нижней части ритмов залегают метасаммитовые образования – грубо- и среднезернистые метапесчаники, превращенные в более высокотемпературных зонах метаморфизма в кварциты и слюдястые кварциты, выше по разрезу они постепенно переходят в метааллевропелиты и метапелиты (верхний элемент ритма), преобразованные в биотитовые сланцы и различного состава гнейсы, причем при метаморфическом преобразовании формируются такие метаморфогенные минералы, как биотит, гранат, андалузит, обыкновенная роговая обманка, силлиманит, ставролит, пироксен и др. В этом районе нарастание степени метаморфизма происходит с севера на юг – от зеленосланцевой фации в районе оз. М. Янисярви до зоны ультраметаморфизма амфиболитовой фации на побережье и островах Ладожского озера (Предовский и др., 1967; Глебовицкий и др., 1969). В том же направлении фиксируется увеличение степени регионального метаморфизма и выделяется ряд последовательно сменяющихся зон, секущих тектонические структуры: 1) зона фации зеленых сланцев и эпидот-амфиболитовой фации ограничена с юга изоградой граната; 2) зона андалузит-ставролитовой субфации амфиболитовой фации, на юге граница ее проходит по изограде силлиманита; 3) силлиманит-андалузитовая субфация амфиболитовой фации ограничена на юге изоградой появления гранитных мигматитов, 4) кордиерит-альмандин-ортотлазовая субфация.

Всего на рассматриваемой территории было изучено более 80 шлихов, причем для 54 были сделаны полуколичественные минералогические анализы, в том числе 21 для метапелитов верхних элементов ритма и 33 для нижних.

В тяжелой фракции метапелитов обнаружены следующие минералы (в порядке уменьшения частот встречаемости): циркон, апатит, амфиболы, эпидот, турмалин, ильменит, сфен, гранат, ставролит, пирит, рутил, магнетит, пирротин, халькопирит и пироксен. Спорадически встречаются монацит, анатаз, кианит, шеелит, силлиманит, молибденит, арсенопирит, андалузит, при этом такие минералы, как гранат, рутил, сфен, ставролит, обыкновенная роговая обманка и моноклинный пироксен, наиболее характерны для пород, расположенных южнее изограды граната, и являются безусловно метаморфогенными.

Для метасаммитов типичны следующие минералы тяжелой фракции (в порядке уменьшения частот встречаемости): циркон, апатит, пирит, гранат, амфиболы (актинолитового типа, обыкновенная роговая обманка), эпидот, ильменит, турмалин, сфен, магнетит, пирротин, халькопирит, рутил, лимонит, ставролит, анатаз. Кроме того, спорадически встречаются арсенопирит, силлиманит, молибденит, пироксен, флюорит, андалузит, графит. Количество таких минералов, как гранат, амфиболы, ставролит, ильменит, и некоторых других по мере возрастания степени метаморфизма увеличивается.

В породах псаммито-пелитовой группы из зеленосланцевой фации метаморфизма по морфологическим признакам к детритовым минералам, кроме циркона, относятся гранат (главным образом в метасаммитах), обыкновенная роговая обманка, рутил, апатит, ставролит, магнетит. Для всех этих минералов характерна округлая форма с шероховатыми матовыми поверхностями, изредка сохраняющими реликты кристаллографических форм. Однако уже в зоне андалузит-силлиманитовой субфации амфиболитовой фации, кроме циркона и рутила, ни одного детритового минерала не обнаружено. Детритовый рутил исчезает практически полностью в высокотемпературной части амфиболитовой фации, уступая место новообразованному. Наибольшее количество новообразованного рутила наблюдается в зоне амфиболитовой фации.

Изучение морфологических особенностей основных аксессуарных минералов метасаммитов и метапелитов ладожской серии разных зон метаморфизма показало, что единственным „сквозным“ детритовым минералом, сохраняющим морфологические свойства при изменении температуры и давления, является циркон. Только в зоне ультраметаморфических преобразований наблюдаются процессы растворения цирконов и регенерации, выражающиеся в появ-

лени, с одной стороны, корродированных зерен (поверхности подобных зерен блестящие, бугорчатые, „зализанные“; нередко зерна приобретают неправильно-округленный вид – гантелевидные округло-бугорчатые, грушевидные и т.п.), а с другой – в образовании каемок обрастания, появлении идиоморфных зерен и агрегатов, залечивании неровностей. Однако значительная часть проб цирконов из зоны ультраметаморфизма сохраняет морфологические признаки, свойственные детритовым зернам. Гистограммы частот встречаемости длин и коэффициентов удлинения цирконов из метасаммитов различных зон метаморфизма имеют однопиковое строение (см. рис. 38). Однопиковость графиков свидетельствует о хорошей сортировке цирконов в пределах проб, а тождественность графиков демонстрирует отсутствие изменений морфометрических характеристик цирконов в разных зонах метаморфизма.

Итак, на примере изучения тяжелой фракции шлихов из различно метаморфизованных пород (главным образом пелито-псаммитовой группы) установлено следующее. Большинство детритовых акцессорных минералов исчезает уже в условиях эпидот-амфиболитовой фации, причем значительная часть их (например, апатит, турмалин, гранат и др.) уступает место новообразованным, характеризующимся идиоморфными ограничениями. В амфиболитовой фации прогрессивного регионального метаморфизма без видимых морфологических изменений сохраняется только циркон.

Ввиду того что циркон является одним из наиболее распространенных минералов и встречается в большинстве известных пород различного генезиса, следующие две главы монографии посвящены этому минералу.

Г л а в а 2

СОХРАННОСТЬ ОБЛОМОЧНОГО ЦИРКОНА ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ПРИ МЕТАМОРФИЗМЕ

Для выяснения пределов устойчивости акцессорного циркона в процессах прогрессивного регионального метаморфизма нами были детально исследованы морфологические особенности цирконов первичноосадочных пород, разновозрастных, но различно метаморфизованных (из районов с секущей метаморфической зональностью).

Краткие сведения о кристалломорфологических исследованиях акцессорного циркона

Первые сведения, касающиеся изучения морфологических особенностей циркона в горных породах, относятся к концу XIX в. Тюрэх (Thurach, 1884) первый указал на значительные различия габитусов циркона в изверженных породах разного состава. Почти одновременно петрограф К. Хрушев обратил внимание на возможность определения на этой основе генезиса пород: „Цирконы некоторых горных пород обладают своеобразием, которое очень часто может быть использовано как признак происхождения данных

пород... При этом можно рассматривать цирконы как руководящие минералы для гнейсов и посредством формы ... отличать от настоящих гранитов" (Chrustchoff, 1885). Описание методики изучения морфологии цирконов для решения различных геологических задач содержится в работах А. Полдерваарта о цирконах магматических и осадочных пород (Poldervaart, 1955, 1956). В ней описываются методы концентрации и детального изучения детритовых и магматических цирконов. Особо важное значение при сравнительном изучении акцессорных цирконов Полдерваарт придавал размерам зерен. Последние варьируют в породах в очень широких диапазонах. Тем не менее установлено, что акцессорные цирконы каждого массива изверженных пород характеризуются средними размерами (Poldervaart, 1956; Львов, 1963, 1968, и др.). Строго определенными размерами циркона характеризуются и осадочные породы разных фракций: в песчаниках - 0.15-0.25 мм, в алевритах - 0.15-0.05 мм, в глинистых сланцах - 0.07-0.02 мм (Poldervaart, 1955).

В.М. Чайка (1962) указывает, что в песчаных толщах каждый слой независимо от мощности отличается определенными средними размерами циркона. Н.В. Межеловский и А.А. Савельев (1966) отмечают, что средний размер зерен циркона находится в пропорциональной зависимости от средних размеров минералов обломочной фракции. Переходный коэффициент равен при этом примерно 1.7 (Чайка, 1962). Это имеет важное значение для палеогеологических построений.

Большое значение придают многие авторы - Полдерваарт (Poldervaart, 1955, 1956), Экельман (Eskelman a. o., 1957), Ляхович (1966), Верспик (Verspyck, 1961) - и коэффициентам удлинения (удлиненность) - отношению длины зерна (l) к его ширине (b).

В работах А. Полдерваарта, В.В. Ляховича, С.В. Туровского, Г.К. Гераничевой, Ю.Б. Марина и других отмечается, что удлинение циркона зависит от щелочно-кислотных условий среды кристаллизации - в основных породах оно очень большое (l/b часто достигает 4-5), наименьшее в щелочных породах ($l/b \approx 2.5-2.0$, иногда менее 2).

На большом фактическом материале А. Полдерваартом показано, что в среднем коэффициент удлинения циркона осадочных пород равен 2 и менее, а изверженных - более 2 (Poldervaart, 1956). В свете современных данных исключение составляют щелочные изверженные породы, в которых цирконы часто имеют короткопризматический или дипирамидальный облик с удлинением меньше 2 (Ляхович, 1967; Гераничева, Марин, 1968, и др.). Вместе с тем известны случаи, когда в осадочных и осадочно-метаморфических породах встречаются обломочные цирконы с коэффициентом удлинения значительно больше 2. Появление их обуславливается присутствием резко удлиненных цирконов в области размыва и малым расстоянием и временем их транспортировки до места захоронения.

В работах отечественных и зарубежных исследователей подчеркивается возможность и необходимость использования морфологических особенностей акцессорного циркона для решения целого ряда геологических проблем. В трудах таких ученых, как Хрущев (Chrustchoff, 1885), А.А. Полканов (1935), В.Н. Лодочников (1955), Туровский (1955, 1960), Витанейдж (Vitanage, 1957), Таубенек (Taubeneek, 1957), Верспик (Verspyck, 1961), Калсбек (Kalsbeek, 1964, 1965), Ляхович (1966), и многих других отмечается, что цирконовые зерна сохраняют морфологические особенности при метаморфизме пород в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций.

Таубенек (Taubeneek, 1957) на примере изучения цирконов из метаморфизованных осадочных пород зоны контактового метаморфизма пришел к выводу, что цирконы не изменяются вплоть до пироксен-роговообманковой фации. Он показал возможность отличия идиоморфных цирконов из гранитизированных пород от идиоморфных цирконов магматических гранитов.

Сохранность детритового циркона в условиях высокотемпературного метаморфизма и его корреляционное значение для метаморфических пород рассмотрели Мурти и Саддик на примере изучения силлиманит-гранатовых гнейсов Индии. Они пришли к заключению, что даже высокие температуры и высокое гидростатическое давление, характерные для гранулитовой фации, не будут благоприятствовать сами по себе перекристаллизации и изменению цирконов, а также образованию новых кристаллов до тех пор, пока не поможет метасоматоз (Murthy, Siddique, 1964).

Из экспериментальных работ И.Г. Кренка и Р.В. Ойя (1963) по изучению анатексиса следует, что циркон даже при наиболее высоких температурах и давлениях остается без изменения: ни растворения, ни каких-либо других реакций не наблюдается.

Джост и Плокер на основании проведенных опытов указывали, что на циркон при обычной температуре не действует ни один из известных реагентов или их водных растворов при кипячении. По классификации Кухаренко (1961), циркон относится к категории весьма устойчивых минералов. Согласно Петтиджону (Petrijohn, 1949), коэффициент устойчивости циркона в коре выветривания равен 100.

С большим успехом кристалломорфологическая методика используется при изучении магматических пород. Достоверно установлено, что габитусные типы циркона зависят от физико-химических условий среды, в которой он кристаллизуется (Туровский, 1955, 1956, 1960; Poldervaart, 1955, 1956; Ляхович 1963, 1967а, 1967б, 1968; Хоппе, 1966; Норре, 1967; и др.).

В.В. Ляхович (1963) отмечает, что форма кристаллов аксессуарного циркона может служить индикатором химической среды: повышение щелочности ведет к преобладающему росту грани призмы $\{100\}$, т.е. к образованию зерен цирконового габитуса, а при повышении содержания SiO_2 (от основных пород к кислым) наблюдается уменьшение удлинения цирконовых зерен и усложнение формы.

Немецкий исследователь Хоппе (1966) подчеркивает, что для вулканических пород характерны зерна цирконов неправильной формы вследствие "препятствия" роста, для гранитоидов — эональные зерна или правильные кристаллы без нарушения, изверженные породы основного состава могут содержать зерна со слабой коррозией, для метаморфических гнейсов характерны округлые формы.

Большинством исследователей отмечается необходимость применения методов математической статистики к обработке результатов наблюдений. Применительно к морфологическому изучению цирконов статистические методы были использованы и дополнены Полдерваартом и Альпером (Poldervaart, 1955, 1956; Alper, Poldervaart, 1957). Внедрение статистических методов сделало возможным количественное изучение этого минерала и сравнение его морфологических особенностей. Количественно оцениваются в настоящее время следующие характеристики: относительная распространенность зерен циркона в породе, форма, размеры, удлинение, степень окатанности, цвет, включения в зернах и др.

Несмотря на многочисленные работы, многие вопросы, касающиеся циркона и поведения циркония в природе, еще недостаточно ясны и являются дискуссионными. Например, до сих пор не ясен вопрос об условиях растворимости и регенерации циркона. Саксена (Saxena, 1966) считает, что возможно аутигенное образование цирконов путем осаждения циркониевых комплексов из растворов.

До настоящего времени нет единой точки зрения на химическую природу растворимости циркона. Существует ряд косвенных признаков растворимости (Strok, 1941; Carroll, 1953; Coleman, Erd, 1961, и др.), однако большинством исследователей циркон рассматривается как устойчивый минерал. В растворах цирконий, как полагает большинство ученых, находится в

виде комплексных соединений или цирконатов и попадает в них при разрушении ряда минералов, содержащих цирконий в рассеянном виде. В значительных количествах цирконий может присутствовать в пироксенах, амфиболах, гранатах и некоторых других минералах (Кухаренко, 1963; Кухаренко и др. 1965) и высвобождаться при актинолитизации пироксенов и роговых обманок, сфернитизации граната и других подобных процессах.

В метасоматических растворах цирконий переносится, по-видимому, в виде комплексных соединений типа $K_2[(ZrO)(CO_3)_2]$ и $K_2[ZrF_6]$ или основных комплексных карбонатов типа $K[Zr(OH)_3CO_3]$ (Михайлов, Григорьева, 1961). Устойчивость комплексных соединений зависит от концентрации аддендов. При высокой их концентрации комплексные соединения устойчивы, при снижении распадаются и могут привести к выпадению циркония в виде минералов, что может привести к их высокой концентрации.

Саксена полагает, что в растворах, циркулирующих через какие-либо отложения, могут существовать комплексные ионы: ион Zr^{4+} с ионом H_3O^+ или ион Zr^{4+} с ионом $H_3O_4^+$. Коллоидный циркониевый комплекс коагулируется адсорбирующим ионом Ti^{4+} , осаждение комплекса циркония активизируется и другими причинами (Saxena, 1966).

Согласно Колеману и Эрду (Coleman, Erd, 1961), осаждение $Zr(OH)_4$ сопутствует отложению железистых сульфидов в щелочных и восстановительных условиях. Они приписывают образование гидроцирконов более позднему процессу окисления пирита. Гидроциркон, возможно, может рассматриваться как промежуточная метастабильная фаза при вторичном (метаморфогенном) образовании циркона.

Экспериментальные работы В.А. Кузнецова (1969) по изучению переноса титана, циркония и гафния в высокотемпературных щелочных растворах показали, что возможны две формы миграции циркония в природе: в щелочной среде при отсутствии фтора и в форме фторкомплексных соединений.

В первом случае, как отмечает В.А. Кузнецов, преобладает перенос в виде цирконатов, причем вследствие слабого гидролиза соединений в сильнощелочных растворах и почти полного отсутствия зависимости последнего от температуры миграция циркония в этой форме будет приводить к широкому его рассеянию и выносу на значительные расстояния от первоначального источника. В этих условиях переотложение циркония в виде окислов даже при высоких температурах крайне затруднительно. В условиях переменной щелочности может происходить выпадение циркония с резким изменением его содержания в растворе из-за зависимости гидролиза цирконатов от величины pH раствора (с понижением pH гидролиз возрастает).

Возможен перенос и в форме фторкомплексных соединений. Фторидные растворы являются благоприятной средой для переотложения циркония в окисной форме вследствие значительного гидролиза фторкомплексных соединений. Однако при этом зависимость гидролиза комплексных соединений от температуры ограничивает вынос и рассеяние циркония областью высоких температур. В переносе циркония (так же как Ti и Hf) практически могут принимать участие, как указывает В.Л. Кузнецов, лишь фторидные растворы калия и натрия, так как в присутствии NH_4F перенос должен происходить в сторону более высоких температур.

Саксена предполагает (Saxena, 1966), что, подобно тому как в природе существуют „граниты“ и „граниты“, также существуют „цирконы“ и „цирконы“. Он выделяет три генетических типа цирконов: 1) цирконы, кристаллизующиеся из магмы, 2) цирконы, образованные аутигенно, 3) цирконы метаморфогенные. Каждый из них характеризуется своими специфическими особенностями.

При кристалломорфологическом изучении аксессуарного циркона, как это следует из опыта исследователей, необходимо максимально сопоставлять все специфические свойства в комплексе: размеры зерен, удлинение, форму зе-

рен, габитусные различия, цвет, характер поверхности, наличие зональности, микровключений, наростов, ядер, обрастаний и их взаимоотношение с внешней оболочкой (поверхностью).

Методика морфологического изучения акцессорных обломочных цирконов

Морфологические особенности и морфометрические характеристики цирконов изучаются в мономинеральных пробах или близких к ним концентратах под бинокулярным и поляризационным микроскопами при больших увеличениях.

При изучении акцессорного циркона наибольшее внимание следует уделять: а) морфометрическим характеристикам (линейные размеры, коэффициенты удлинения), б) форме зерен, в) габитусу субидiomорфных и идиоморфных кристаллов, г) характеру поверхности зерен, д) цвету, е) зональности, включениям, ядрам, наростам, обрастаниям и их отношению к поверхности зерна, ж) микрогребниватости, з) распространенности в породе, и) связи определенных типов цирконов с определенными литологическими или петрохимическими типами пород.

Получение концентратов. Цирконовые мономинеральные пробы, или концентраты, представляют собой немагнитную фракцию тяжелых минералов искусственных шлихов. Для их приготовления используются штучные пробы весом 300–500 г и специально подобранные пробы весом 5–10 кг. Методика отбора проб и выделения концентратов близка к методике, предложенной В. В. Ляховичем (1966а) для извлечения акцессорных минералов из гранитоидов.

1) Для обеспечения максимального выхода цирконов, учитывая их размеры по наблюдениям в шлифах, дробление производится до 0,5–0,25 мм с частым ситованием для исключения переизмельченной пробы, при этом большинство цирконовых зерен $< 0,20$ мм сохраняет свою форму.

2) Отмывка шлиха. Отмывка складывается из двух операций – отмучивание и собственно отмывка. Для лучшей смачиваемости мелких цирконовых зерен, часто обладающих гидрофобными свойствами, отмучивание лучше всего производить горячей водой, после чего в лотке или, что дает более полный выход тяжелых минералов, на концентрационном столе отмывать шлик. Для уменьшения потерь акцессорных минералов легкая фракция перемывается дважды.

3) После отделения из шлиха на электромагнитном сепараторе ферро- и электромагнитных минералов неэлектромагнитная фракция подвергается разделению в тяжелых жидкостях – бромформе ($d = 2,90$) и жидкости Клеричи ($d \approx 3,6–4,0$). Большая вязкость жидкости Клеричи препятствует быстрому осаждению мелких цирконов. Для ускорения разделения можно применять центрифугирование.

В целом ряде случаев, если использование тяжелых жидкостей, содержащих Tl, Hg и некоторые другие тяжелые элементы, нежелательно, – тяжелая неэлектромагнитная фракция шлиха значительно обогащена минералами, близкими по удельным весам к циркону (апатит, силлиманит и некоторые другие), – применяется отмывка „цирконового шлиха“ в бромформе в чашечках. Эта операция требует обязательной предварительной расситовки материала на тонких ситах для получения однородных фракций.

После деления в жидкостях концентрат дополнительно очищается от электромагнитных минералов на электромагнитном сепараторе типа БИГ.

4) Для освобождения концентрата от ряда примесей, растворимых в HCl , он кипятится 20–30 мин. в концентрированной соляной кислоте.

5) Для получения абсолютно чистого мономинерального концентрата практически всегда требуется визуальная доводка его под бинокулярным микроскопом.

Из каждого концентрата, полученного описанным способом, детально исследуются 280–300 цирконовых индивидов (что вполне удовлетворяет требованиям математической статистики и обеспечивает надежные результаты), отобранных подряд из хорошо перемешанного концентрата, исключая явные осколки, которые образовались при механическом измельчении породы. Для удобства из части концентрата изготавливаются стабильные препараты – зерна прикрепляются к предметному стеклу канадским бальзамом и накрываются сверху тонким покровным стеклом. В таких препаратах мелкие зерна цирконов удобно изучать не только на плоском столике микроскопа, но и на федоровском.

Измерение морфометрических характеристик и методы их обработки. К морфометрическим характеристикам цирконов относятся следующие: длина и ширина зерен (линейные размеры), геометрический размер, коэффициент удлинения – отношение длины (l) к ширине (b) зерна.

Измерение линейных размеров кристаллов осуществляется в препаратах и (или) шлифах, параллельных напластованию, под обычным микроскопом (с 40х или 20х объективами и 6х окуляром с линейкой) или под бинокулярным при максимальных увеличениях. Сравнительный размер цирконовых зерен определяется по формуле $\sqrt{l \cdot b}$ (Alper, Poldervaart, 1957).

Для сопоставления ряда проб по линейным размерам зерен цирконов вычисляются средние значения длины (\bar{l}) и ширины (\bar{b}) для каждой пробы или строятся графики частот встречаемости, как и для K_y .

Наиболее распространенным способом сравнения двух или нескольких цирконовых концентратов по коэффициентам удлинения служит способ сопоставления графиков частот встречаемости (Poldervaart, 1955, 1956). Для построения графиков – гистограмм частот встречаемости – вычисленные значения l/b группируются в пределах каждого концентрата в равные разряды (интервалы); I разряд – значения $K_y < 1.35$, II – 1.35–1.75, III – 1.75–2.15 и т.д. Относительные количества значений l/b в том или ином разряде находятся по формуле $\frac{n}{N} \cdot 100\%$, где n – число значений, попавших в данный интервал, а N – общее количество значений l/b . График строится в прямоугольной системе координат, где по оси абсцисс откладываются границы разрядов, а по оси ординат – частоты встречаемости.

В случае однотипных конфигураций графиков, когда визуальное сопоставление затруднено и различия сомнительны, необходимо более точное математическое сравнение (по критерию χ^2 или другим способам статистической обработки).

Измерение коэффициентов удлинения в шлифах. Иногда при изучении метаморфических и магматических пород достаточно сравнить средние коэффициенты удлинения (l/b) цирконовых зерен из ряда проб. При этом, как нам удалось установить, можно избежать приготовления специальных концентратов, а использовать измерения зерен в шлифах, параллельных слоистости, или в сериях шлифов (Шулешко, 1966). Наиболее хорошие результаты получаются при измерениях на федоровском столике.

Форма и габитус зерен. Форму и габитус зерен удобнее всего наблюдать под бинокулярном при больших увеличениях, когда есть возможность перевернуть зерно и создать соответствующее освещение для той или другой его стороны.

Под формой мы понимаем внешний облик зерна. Следует различать „идеальную“ форму и „реальную“, идеальной форме противостоят отклонения в виде „реальной“ формы (Хоппе, 1966).

В природе мы сталкиваемся с реальными формами, которые в большей или меньшей степени приближаются к идеальной. Реальные формы зерен цирконов можно подразделить на четыре типа (рис. 32): идиоморфные, субидиоморфные, округлые, осколки (Verspyck, 1961).

Идиоморфные зерна (тип А). Наиболее близки к идеальным. Этот тип зерен встречается главным образом в гранитоидах магматического генезиса.

Субидиоморфные зерна (тип Б). Кристаллы имеют несколько притупленные, сглаженные вершины и ребра, но характер граней устанавливается без сомнения.

Округлые зерна (тип В). Зерна без следов огранки, эллипсоидные, зерновидные, шарообразные, иногда могут быть различимы слабые следы граней.

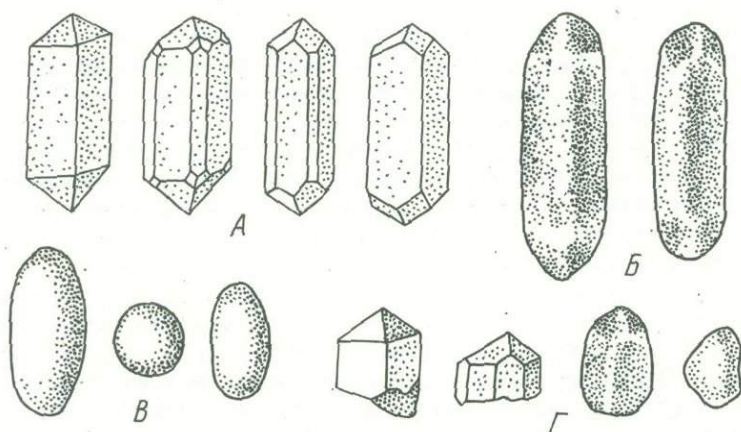


Рис. 32. Типы реальных форм зерен циркона.

Осколки (Г). Части зерен с острыми краями излома.

Зерна типов Б и В на поверхности часто несут следы абразии — шрамы, царапины, борозды, выщерблины. Для зерен типов А и Б большое значение имеет габитус.

Габитус — это морфологический облик кристалла с определенными комбинациями кристаллографических форм. По данным некоторых исследователей (Кухаренко, 1961; Завьялова, 1966, и др.), для цирконов могут быть выделены следующие габитусные типы.

1. „Цирконовый“. Призматический, характеризующийся преобладающим развитием призмы $\{110\}$ и дипирамиды $\{111\}$. Здесь же могут присутствовать и другие грани (призма $\{100\}$ и дипирамида $\{311\}$), но они развиты очень слабо.

2. „Гиацинтовый“. Объединяет призматические цирконы с преобладающим развитием тетрагональной призмы $\{100\}$ и дипирамиды $\{111\}$, иногда в сочетании со слабо развитыми гранями $\{110\}$ и $\{311\}$.

3. Промежуточный тип (изометричный). К нему относятся цирконы, характеризующиеся одинаково развитыми тетрагональными призмами $\{110\}$ и $\{100\}$ в комбинации с дипирамидами $\{111\}$ и несколько слабее развитой $\{311\}$. Кроме того, к этому же габитусному типу относятся кристаллы с приблизительно одинаковым развитием как граней призм $\{110\}$ и $\{100\}$, так и дипирамид $\{111\}$ и $\{311\}$.

4. Сложный (копьевидный). Отличается резким преобладанием среди конечных граней дипирамиды {311} при отсутствии или слабом развитии граней {111}. Грани призмы могут быть развиты одинаково или одна из них может преобладать.

5. Дипирамидальный. Грани тетрагональных призм практически отсутствуют или развиты слабо.

Поверхность зерен. Как отмечает большинство исследователей, детальное изучение поверхностей зерен имеет большое значение в методике исследования аксессуарных обломочных цирконов. Наблюдая поверхности зерен при больших увеличениях, можно отличить зерна детритовые от зерен со следами коррозии и растворения. Полдерваарт (Poldervaart, 1955, 1956), Г. Хоппе (1966) и другие ученые указывают, что поверхности детритовых зерен, как правило, несут следы абразии в виде шрамов, царапин, микротрещин; чаще всего поверхности таких зерен матовые.

У зерен, испытавших частичное растворение или регенерацию, чаще всего поверхности блестящие, неровности „замазаны“, „зализаны“ или „залечены“. И.И. Шафрановский и Д.П. Григорьев отмечают, что наличие на кристаллах отдельных фигурок травления (ямки или бугорки), четко выраженных переходов к общей окружной поверхности кристалла, „обгрызанных“ граней и шероховато-зализанный характер их свидетельствует о растворении (Шафрановский, Григорьев, 1953; Чайка, 1969, и др.).

Цвет. Цирконы, встречающиеся в виде аксессуарных минералов в гранитах и метаморфических породах, могут быть окрашены в различные оттенки бурого, розового, желтого, коричневого, зеленоватого, серого, черного и других цветов. Цвет минерала может быть обусловлен содержанием Fe, Cu, U, Th и других элементов. Многие исследователи, занимающиеся изучением аксессуарных цирконов, придают окраске (главным образом изменению ее интенсивности) роль индикатора возраста формаций (Томида, 1954; Пшибрам, 1959, и др.). Томида, изучавший цирконы многих докембрийских регионов мира, считает, что главным фактором, влияющим на изменение цвета цирконов, является длительность радиоактивного воздействия, т.е. геологический возраст. Он приводит следующий ряд изменений цвета циркона в зависимости от возраста (от молодого к древнему): прозрачный бесцветный—светло-розовый—буровато-желтый—розовый—пурпурный. Вслед за экспериментами Томида нами (Хильтова и др., 1967) был проведен опыт, показавший изменение интенсивности окраски цирконов при нагревании.

Таким образом, окраска не является стабильным свойством цирконов, этот критерий при сравнительном анализе надо применять с исключительной осмотрительностью, особенно при изучении древних пород, испытавших несколько этапов метаморфизма.

По нашим данным и данным других исследователей (Gasstill, 1967), в природе цирконы из пород одной и той же пачки в зонах более высокотемпературного метаморфизма имеют в целом интенсивность окраски меньшую, чем цирконы из пород предшествующих зон.

Зональность зерен, наросты, микротрещиноватость. Большое значение при детальном морфологическом изучении аксессуарных цирконов имеют такие, на первый взгляд, незначительные характеристики зерен, как зональность, наличие наростов, микротрещиноватость. Например, округленность наростов в сочетании с абразионной поверхностью позволяет полагать, что эти наросты возникли до разрушения пород области питания и что данное зерно (группа зерен) ранее находилось в условиях возможного роста и новообразования. Пересечение зон роста с поверхностью зерна свидетельствует о нарушении внешней части кристалла.

При изучении морфологии аксессуарных цирконов нами была принята следующая последовательность работ.

1. Получение возможно полной информации о породе (пробе, образце), из которой предполагалось изучать циркон (географическое и геологическое положение, генезис, минералогический состав и т.п.).

2. Выделение цирконового концентрата.

3. Изучение зерен циркона под бинокляром или микроскопом: а) определение облика (формы) и габитуса; б) измерение длины, ширины, вычисление l/b и $\sqrt{l \cdot b}$; в) определение цвета, характера поверхности; г) фиксирование наличия наростов и обрастаний; д) наблюдения за особенностями внутреннего строения (зональность, ядро, включения).

4. Статистическая обработка результатов измерений и наблюдений.

5. Сравнение проб по полученным результатам.

Фиксировать наблюдения удобнее всего путем заполнения следующей формы.

№ п.п.	Длина	Ширина	Коэффициент удлинения	Геометрический размер	Форма	Габитус	Цвет	Характер поверхности	Зональность	Наросты, обрастания, ядро	Включения	Сростки	Примечание (прочие особенности)
1	6.2	3.1	2.0	4.3	I	Ц	Розовато-коричневый	Матовая (шероховатая)	Есть	-	Пылеватые	-	Включения, подчеркивающие зональность

Пределы устойчивости детритового циркона в условиях прогрессивного регионального метаморфизма от зеленосланцевой до амфиболитовой фации

Северо-Байкальское нагорье (бассейн р. Мамы)

Предметом изучения послужили пробы цирконов, выделенные из цемента и из кварцитовых галек конгломератов протягивающихся полосой варьирующей мощности через все зоны метаморфизма.

Пачка конгломератов была выбрана по тем соображениям, что это безусловно осадочные породы, они отчетливо диагностируются в поле и содержат значительное количество циркона. Конгломераты, из которых отбирались пробы, представляют собой зеленовато-серые и серые породы, часто сланцеватые, мелко- или среднегалечные. В большинстве случаев гальки давленные и имеют размеры от 0,5 до 15-20 см по длинной оси; реже встречаются валунные гальки размером до 30-50 см. Цемент обычно представлен расслаиванным метаморфизованным неравномернозернистым песчаником олигомиктового состава (кварц, реже плагиоклаз, зерна кальцита, рудный минерал, сфен и др.). Галька конгломерата составляет от 30 до 65% объема породы. В об-

ломках присутствуют известняки (в том числе и водорослевые), доломиты, кварциты, кварцито-песчаники, зеленые сланцы (метаэффузивы), серицитовые и серицито-кварцевые сланцы с пистомезитом. В различных участках выхода свиты в гальке обычно резко преобладает одна или две разности пород; кварцито-песчаники и кварциты распространены в том или ином количестве повсеместно.

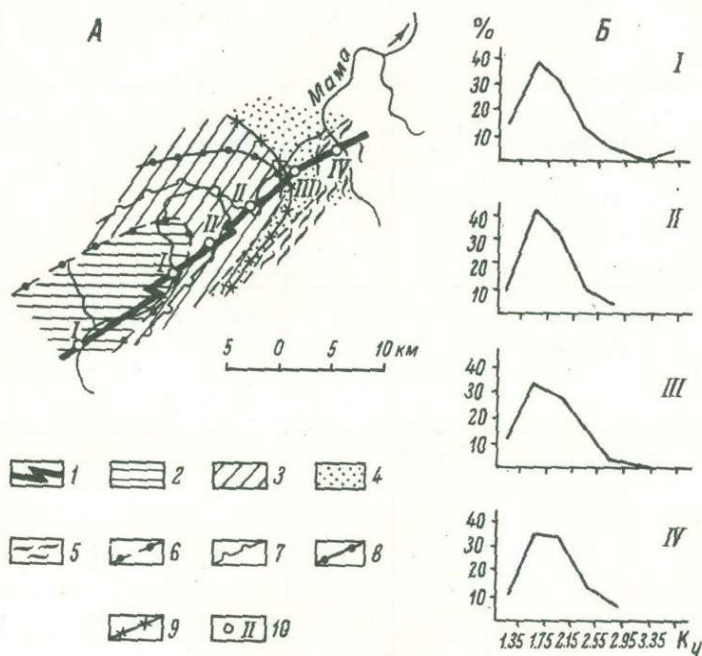


Рис. 33. Схема отбора проб (А) в бассейне р. Мамы (изограды минералов даны по А.Н. Неелову, 1957) и графики частот встречаемости коэффициентов удлинения цирконов из цемента конгломератов (Б).

1 - свита конгломератов; зоны: 2 - филлитов, 3 - порфиобластических филлитов, 4 - узловатых сланцев и микрогнейсов, 5 - фельдшпатизации и первых мигматитов; 6-9 - изограды минералов: 6 - порфиобластического хлорита, 7 - биотита, 8 - дистена, 9 - граната; 10 - места отбора проб.

Из пачки конгломератов всего было изучено 23 концентрата циркона (рис. 33). Основное внимание уделялось следующим особенностям цирконовых зерен: цвету, форме (очертаниям), характеру поверхности, размерам, коэффициенту удлинения, габитусу. Результаты детального изучения морфологических характеристик цирконов обобщены в табл. 8. Из таблицы следует, что все цирконовые концентраты характеризуются резким преобладанием хорошо окатанных зерен. В большинстве проб сумма идиоморфных и субидиоморфных зерен не превышает 15%, за исключением пробы из IУ зоны (зона фельдшпатизации и мигматизации), где количество субидиоморфных зерен достигает 25% общего количества циркона в пробе. Как видно из табл. 8, линейные размеры зерен варьируют от 0.1 до 0.16 мм по длинной оси и от 0.06 до 0.10 мм по короткой, при этом, как показывают сравнительные размеры, наиболее крупными являются цирконы из кварцитовых галек.

Таблица 8

Морфологические и морфометрические характеристики цирконов цемента Северо-Байкальское нагорье, бассейн р. Мамы

Зона метаморфизма	Порода	Форма зерен, %			Длина, мм	Ширина, мм	Сравнительный размер, мм	
		А	Б	В				
Зеленосланцевая фация	Цемент	-	5	95	0.115	0.065	0.085	
	Кварцит из гальки		10	90	0.120	0.070	0.090	
Эпидот-амфиболитовая фация	Цемент	3	12	85	0.100	0.060	0.080	
	Кварцит из гальки	5	15	80	0.170	0.100	0.130	
	Зеленый сланец из гальки			100	0.115	0.075	0.090	
Амфиболитовая фация	Зона узловатых сланцев и микрогнейсов	Цемент	2	15	83	0.140	0.080	0.105
		Зеленый сланец из гальки		15	85	0.100	0.080	0.080
	Зона фельшпагитизированных пород и мигматитов	Цемент	1	25	74	0.130	0.070	0.095
		Кварцит из гальки	1	25	74	0.140	0.75	0.105

конгломератов и галек различных зон метаморфизма;

Коэффициент удлинения	Количество проб	Количество замеров	Цвет	Характер поверхности
1.75	5	325	Розовый, темно-розовый, розовый с коричневым оттенком - 90%; серый, темно-серый до черного - 10%	Матовая, шероховатая, со следами абразии
1.70	3	252	Розовый и розовато-коричневый - 88%; серый, темно-серый до черного - 12%	То же
1.70	3	444	Розовый, розовато-коричневый - 90%; серый, темно-серый - 10%. Единичные зерна желтые, розовато-желтые, светло-розовые	" "
1.70	2	420	Розовый, розовато-коричневый - 90%; серый, темно-серый - 10%. Единичные зерна желтовато-розовые и желтые	" "
1.50	1	14	Розовый	" "
1.75	2	220	Светло-розовый, розовый, розовато-коричневый - 85%; серый, темно-серый до черного - 10%; желтоватый, желто-розовый, почти бесцветный - 5%	" "
1.70	3	25	Розовый, коричневатый, желтовато-розовый	" "
1.85	2	200	Желтовато-розоватый, серовато-розовый	Преобладают блестящие поверхности с мелкими бугорками и ямками, матовые встречаются очень редко
1.85	2	300	Желтовато-розоватый, розовый, розовато-коричневатый. Единичные зерна черные и серые	



А



Б

Рис. 34. Детритовые зерна цирконов из цемента конгломератов. Ув. 400.

А - из зоны метаморфизма фации зеленых сланцев; Б - из зоны амфиболитовой фации.

Коэффициенты удлинения (см. рис. 33), характеризующие степень окатанности цирконовых зерен, в пробах из первых трех зон практически одинаковы, а в пробах из 1У зоны возрастают до 1.85. В целом окатанность зерен от зоны к зоне не меняется. Одинаковое распределение максимумов на всех графиках свидетельствует об идентичной окатанности цирконов во всех выбранных точках.

Цвет цирконов (табл. 8) не остается без изменения. При нарастании степени метаморфизма цирконы приобретают все более светлую окраску. В последней графе таблицы отражено поведение поверхностей зерен при повыше-

нии метаморфизма. Как оказалось, цирконы вплоть до зоны амфиболитовой фации сохраняют форму и характер своих поверхностей без изменений (рис. 34). Цирконы пород первой, второй и третьей зон имеют матовые шероховатые поверхности с многочисленными мелкими выбоинами и царапинами, т.е. поверхности, характерные для зерен, претерпевших длительную транспортировку. Существенно отличаются цирконы пород из зоны мигматизации и фельдшпатизации (1У зона) – их поверхности чаще всего глянцево-блестящие, с небольшими бугорками и выступами (рис. 35). По своему виду они напоминают поверхности травления, описанные И.И. Шаfranовским и Д.П. Григорьевым (1953).



Рис. 35. Зерна цирконов из цемента конгломератов. Амфиболитовая фация, зона фельдшпатизации и первых мигматитов. Ув. около 200.

На поверхностях зерен видны следы частичного растворения.

Таким образом, изучение циркона конгломератов, метаморфизованных в различных условиях, показывает, что минерал сохраняется без изменений вплоть до амфиболитовой фации. Изменения наблюдаются лишь в зоне мигматизации и фельдшпатизации – поверхности приобретают глянцево-блестящий характер, что наряду с многочисленными „гладкими“ неровностями свидетельствует о растворении; увеличивается K_y (см. рис. 33). Это еще раз подчеркивает, что в зонах с высокой подвижностью щелочей цирконы могут растворяться. Как уже отмечалось, по мере повышения степени метаморфизма изменяется окраска цирконов – она становится светлее. Последнее обстоятельство всегда следует иметь в виду при палеогеографических реконструкциях, а также при идентификации цирконов различных разрезов друг с другом и с цирконами предполагаемой области размыва.

Северное Приладожье

На территории Северного Приладожья, согласно Д.А. Великославинскому (1972), по индекс-минералам выделяются следующие изограды метаморфизма, расчленяющие территорию на 4 зоны: изограда граната, изограда сил-

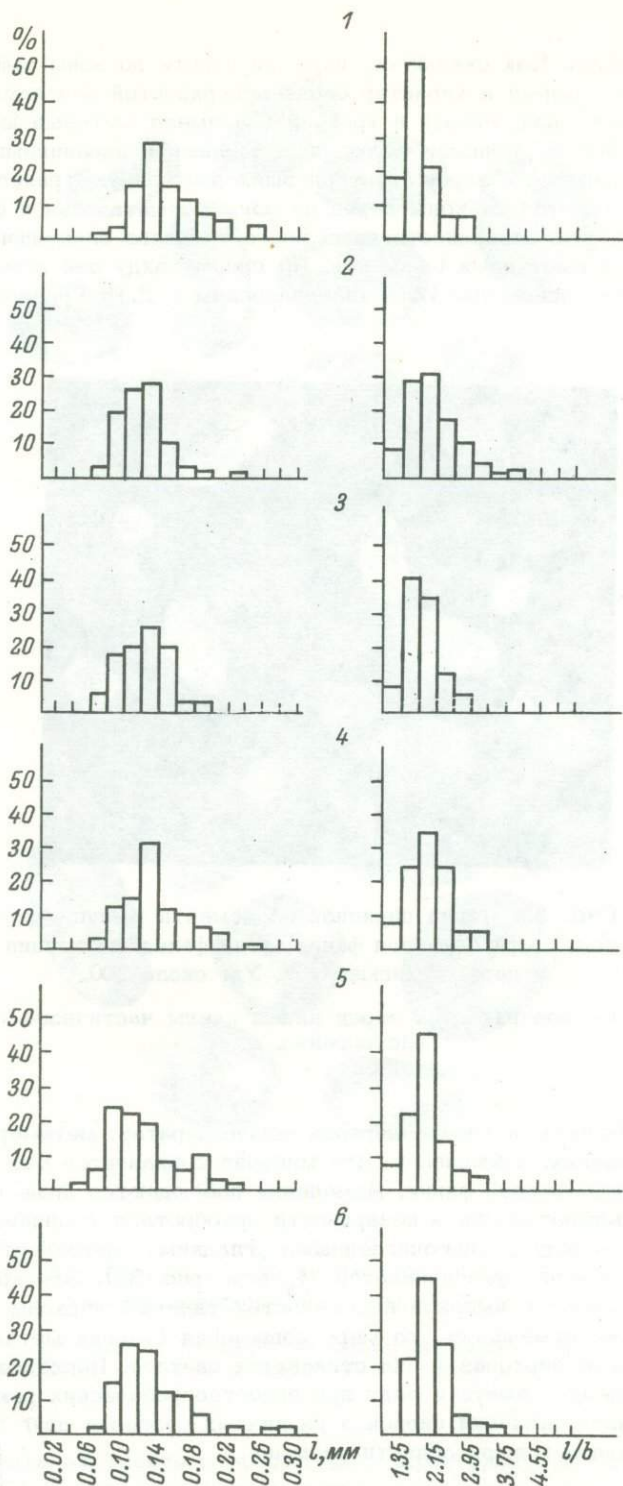


Рис. 36. Гистограммы частот встречаемости длин и удлинений цирконовых зерен из пород нижних элементов ритмов разных зон метаморфизма. Северное Приладожье, ладожская серия.

1 - до изограды граната; 2, 3 - до изограды силлиманита; 4, 5 - до изограды появления первых магматитов; 6 - из зоны ультраметаморфизма.

лиманиа, изограда мигматитообразования (им соответствуют и фаши метаморфизма). По зонам были изучены цирконовые концентраты, выделенные из проб, отобранных в каждой зоне. Всего было просмотрено 60 проб. Как известно (Кратц, Демидов, 1958; Глебовицкий, 1969), ладожская серия представляет собой ритмично-слоистую толщ, мощность отдельных ритмов которой варьирует от 0.3 до 2.5 м. Ритмы, как правило, 2-, 3-компонентные. В зонах наименьшего метаморфизма (зеленосланцевая и эпидот-амфиболитовая фаши) нижние части ритмов представлены метапесчаниками и кварцито-песчанками.

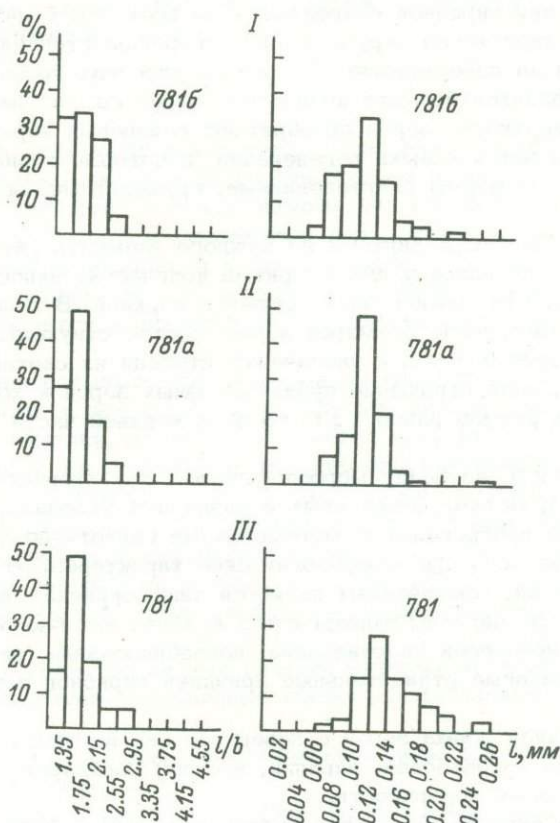


Рис. 37. Гистограммы частот встречаемости удлинения и длин цирконов из различных элементов одного ритма. Северное Приладожье, оз. Суйстамонъярви.

I - верх ритма; II - средняя часть; III - нижняя часть ритма.

средние части ритмов - мелкозернистыми породами типа метаалевритов, верхние - слюдистыми, слюдисто-хлоритовыми и другими тонкозернистыми сланцами.

Во II зоне в ритмично-слоистом переслаивании (снизу вверх) прослеживаются следующие породы: средне- и крупнозернистые кварциты, слюдистые кварциты, мелко- и среднезернистые биотитовые гнейсы и ставролит-гранат-биотитовые гнейсы; верхние части ритмов, как правило, представлены биотитовыми или гранат-биотитовыми, или амфибол-биотитовыми сланцами.

В III зоне в основании ритмов залегают кварциты, в средней части - биотитовые, ставролит-биотитовые гнейсы и кристаллические сланцы, верхи ритмов слагают, как правило, биотитовые и амфибол-биотитовые сланцы.

В IY зоне наблюдаются ритмы не на всей территории, а только на отдельных участках как реликтовые образования среди значительно мигматизированной толщи. Нижние части ритмов – кварциты, средние – различного состава гнейсы, верхние – сланцы.

Повышение степени метаморфизма вплоть до высокотемпературной части амфиболитовой фации (за исключением зоны проявления ультраметаморфизма) не отражается на морфологических и морфометрических характеристиках цирконовых зерен из одинаковых элементов ритмов (рис. 36). Признаки детритового происхождения цирконов сохраняются во всех зонах метаморфизма – для большинства их характерна округленная в различной степени форма зерен со следами абразии на поверхностях. Только на участках проявления ультраметаморфизма появляется большое количество зерен со следами растворения и регенерации; поверхности зерен приобретают гляцевый характер, на некоторых зернах появляются каемки регенерации, некоторые зерна приобретают неправильные округлые формы (гантелевидные, грушевидные, зерна с кавернами и „заливами“).

Были изучены также цирконы из каждого элемента ритма. Анализ данных показал, что по разрезу любого ритма количество акцессорного циркона резко уменьшается от нижней части ритма к верхней. В том же направлении наблюдается и уменьшение размеров зерен, соответствующее уменьшению первичной зернистости пород и увеличению степени их окатанности (рис. 37). В общем случае, если отношение субидиоморфных зерен к хорошо окатанным в нижних частях ритмов равно 1 : 1, то в их верхней части оно равняется 1 : 2 и более.

Таким образом, изучение морфологических характеристик акцессорного циркона из пород, метаморфизованных в различных условиях, показало, что при региональном прогрессивном метаморфизме (вплоть до гранулитовой фации) и диафорезе основные морфологические характеристики цирконов остаются без изменений, исключением является лишь окраска минерала. Существенным изменениям цирконы подвергаются в зонах активного проявления метасоматических процессов (растворение, новообразование, регенерация). Ниже приведены основные отличительные признаки цирконов детритового происхождения.

1) Округленная форма зерен с поверхностью, имеющей следы абразии в виде шероховатых неровностей, царапин, выбоин; растворенные зерна имеют блестящие, гляцевые поверхности.

2) Обломки округленных зерен цирконов в шлифах и округленные обломки кристаллов в шлихах.

3) Сохранение в окатанных сдвойникованных кристаллах входящих углов, округленных в случае частичного растворения.

4) Закономерное уменьшение средних размеров зерен цирконов в ритмичных толщах от нижней части ритмов к верхней.

Наличие детритовых цирконов в интенсивно метаморфизованных породах является исключительно важным фактором для решения целого ряда вопросов стратиграфии, корреляции немых толщ, палеогеографических реконструкций, фацеального анализа.

Детальное морфологическое изучение акцессорных детритовых цирконов интенсивно метаморфизованных пород может быть применено в первую очередь для восстановления первичной природы высокометаморфизованных пород, отличия метаморфогенной полосатости метаморфических пород от первичного напластования, для восстановления первичного гранулометрического состава пород и т.д.

ЗНАЧЕНИЕ МОРФОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ЦИРКОНОВ ПРИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Циркон как индикатор первичной природы метаморфических пород

При изучении метаморфических толщ очень важно знать генезис породы, претерпевшей метаморфизм. Без этого невозможно правильно восстановить ход геологических событий. Большую помощь для определения первичного происхождения интенсивно метаморфизованных пород может оказать изучение морфологии акцессорных минералов, и в первую очередь циркона, так как он благодаря высокой устойчивости к изменению температур и давления, как было показано ранее, является в них единственно широко распространенным реликтовым минералом.

Для выяснения возможностей определения первичного генезиса гранито-гнейсов, амфиболитов и некоторых пород другого состава, происхождение которых вызывает сомнения, мы применили метод сравнительного изучения морфологии акцессорного циркона. Изучались цирконы (цирконовые концентраты) из трех групп пород архейского комплекса Восточного Саяна.

I группа – породы, осадочное происхождение которых подтверждается литологическими данными (ритмическая слоистость, переслаивание с карбонатными породами, кварцитами и т.д.), – биотитовые гнейсы, гранат-биотитовые гнейсы, гранат-двусланцевые гнейсы, мраморы, кальцифиры, карбонатные сланцы.

II группа – породы, первичный генезис которых не ясен, – биотитовые гранито-гнейсы, пироксен-амфиболовые гнейсы, амфиболовые гнейсы, амфиболиты.

III группа – гранитоиды магматического происхождения, прорывающие метаморфический комплекс.

Цирконы пород I группы. Гнейсы. В гнейсах отмечается большое содержание акцессорного циркона – по несколько тысяч зерен на 500–600 г пробы. Встречаются все три типа форм зерен: зерна типа А в количестве до 5%, типа Б – от 5 до 25%, типа В – от 70 до 90% общего количества зерен циркона в пробе. Среди зерен типов А и Б различаются кристаллы гиацинтового и цирконового габитусов, присутствующие в равных количествах. Линейные размеры варьируют по длине от 0.04 до 0.18 мм (средняя длина 0.107 мм) при ширине от 0.02 до 0.1 мм (средняя ширина около 0.06 мм). Средний сравнительный размер зерен ($\sqrt{l \cdot b}$) равен 0.08 мм. Коэффициенты удлинения зерен близки к 2, в среднем по всем пробам они равны 1.80 (табл. 9). Графики (гистограммы) частот встречаемости коэффициентов удлинения и длин цирконов из гнейсов характеризуются одним ярко выраженным пиком, несколько асимметричным строением, относительно узким основанием (рис. 38).

Окраска цирконов красновато-коричневая, розовато-коричневая и желтовато-розовая различной интенсивности. Большинство зерен прозрачные; полупрозрачные и непрозрачные метамиктные разновидности встречаются редко. Во многих из них отмечаются микровключения, среди которых преобладают пылевидные. Округлые включения, прозрачные или черные, и игольчатые прозрачные встречаются значительно реже. Часто пылевидные включения подчеркивают внутреннее зональное строение зерен. Поверхности кристаллов типа А

Таблица 9

Морфометрические характеристики цирконов из парагнейсов и карбонатных пород. Архейский комплекс, Восточный Саян

Парагнейсы					Карбонатные породы				
№ образца	\bar{z}	\bar{b}	\bar{z}/\bar{b}	сравнительный размер, мм	№ образца	\bar{z}	\bar{b}	\bar{z}/\bar{b}	сравнительный размер, мм
583/60	0.107	0.047	2.27	0.070	531/60	0.103	0.060	1.72	0.078
20146/63	0.074	0.050	1.48	0.061	550/60	0.128	0.084	1.53	0.103
359/60	0.128	0.070	1.82	0.095	942/63	0.096	0.058	1.65	0.074
137/63	0.114	0.072	1.58	0.090	270/57	0.104	0.052	2.00	0.073
127/63	0.076	0.050	1.50	0.060	1256/63	0.073	0.051	1.40	0.063
170/63	0.109	0.060	1.80	0.080					
10а/64	0.116	0.053	2.18	0.078	Среднее . .	0.103	0.061	1.66	0.078
36а/64	0.129	0.063	2.05	0.090					
Среднее	0.107	0.058	1.80	0.078					

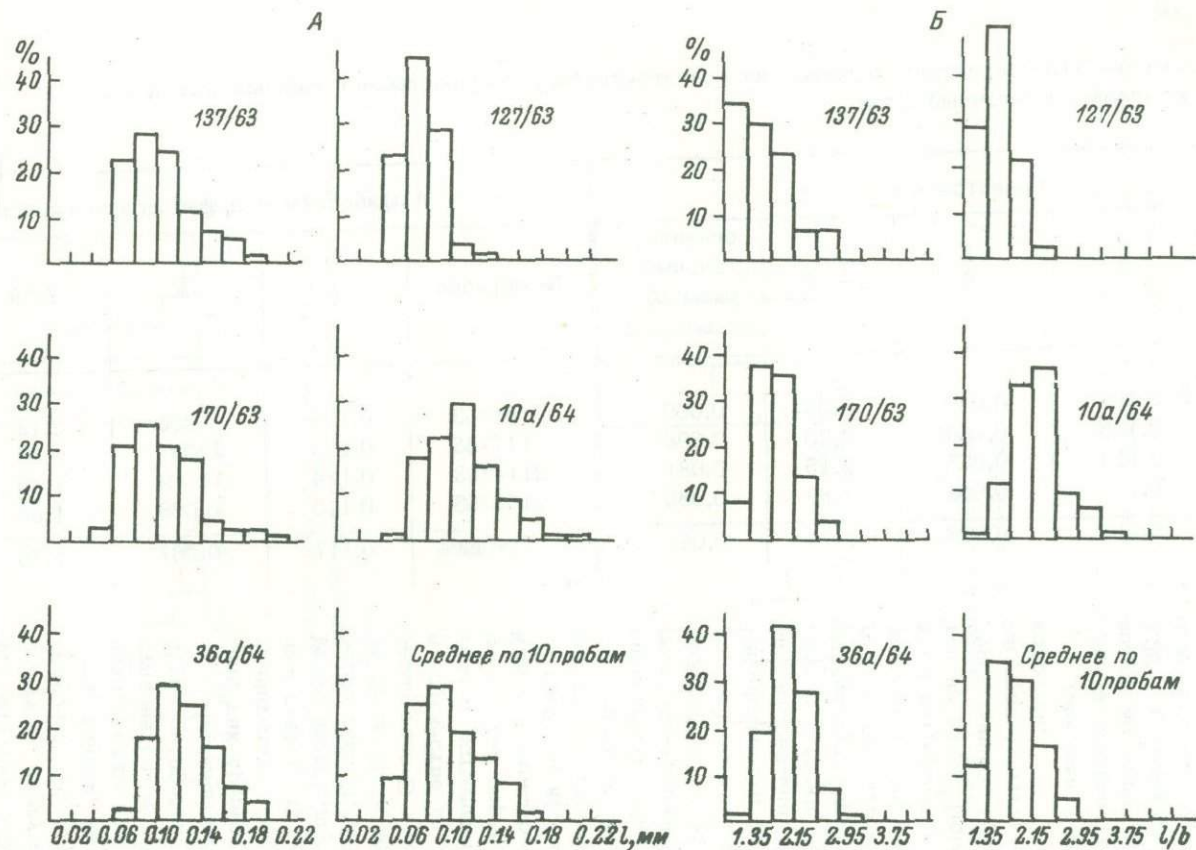


Рис. 38. Гистограммы частот встречаемости длин (А) и удлинений (Б) цирконовых зерен из биотитовых гнейсов. Архей, Восточный Саян.

Таблица 10

Морфометрические характеристики цирконов из гранито-гнейсов и существенно амфиболовых пород Архейский комплекс, Восточный Саян

Гранито-гнейсы					Амфиболиты и амфиболовые гнейсы				
№ образца	\bar{z}	\bar{b}	\bar{z}/\bar{b}	сравни- тельный размер, мм	№ образца	\bar{z}	\bar{b}	\bar{z}/\bar{b}	сравни- тельный размер, мм
683/60	0.094	0.040	2.35	0.060	161/63	0.106	0.050	2.12	0.072
1562a/80	0.146	0.066	2.20	0.098	115/63	0.125	0.081	1.54	0.100
670/60	0.119	0.055	2.15	0.081	2114/63	0.124	0.069	1.80	0.092
612/80	0.111	0.062	1.89	0.085	2103/63	0.115	0.068	1.68	0.018
Среднее	0.117	0.055	2.10	0.081	Среднее	0.117	0.067	1.70	0.089

глянцевые, типов Б и В чаще матовые, шероховатые, но бывают и блестящие. На некоторых обнаружены наросты со сглаженными очертаниями и матовыми поверхностями. В нескольких зернах замечены округлые ядра, отличающиеся по цвету от внешней оболочки. Оболочка, как правило, тонкая, но по цвету и показателям преломления не отличается от большинства цирконов пробы.

Карбонатные породы. Они, как правило, содержат значительно меньше циркона, чем гнейсы. В концентратах резко преобладают округлые зерна типа В, составляющие от 80 до 100% зерен в пробе. Зерна типа Б присутствуют в количестве до 15-20%, а типа А встречаются в количестве 1-5 зерен на пробу. Как и в цирконовых пробах из гнейсов, наблюдаются только два габитусных типа кристаллов - цирконовый и гиацинтовый. Цвет цирконов розовато-коричневый, светло-розовый почти до бесцветного, желтовато-коричневаты. Интенсивность окраски с формой не связана: зерна различной окраски могут иметь одинаковую форму, и наоборот. Метамиктные полупрозрачные и непрозрачные цирконы встречаются исключительно редко. Поверхности зерен ровные, матовые, реже глянцеваыте, без следов коррозии.

Линейные размеры варьируют в довольно широких пределах: по длине от 0.04 до 0.29 мм, равняясь в среднем 0.08-0.12 мм (рис. 39), а по ширине - от 0.03 до 0.15-0.18 мм, равняясь в среднем 0.05-0.06 мм. Коэффициенты удлинения значительно меньше 2, равны в среднем 1.66 мм (табл. 9). Гистограммы частот встречаемости коэффициентов удлинения

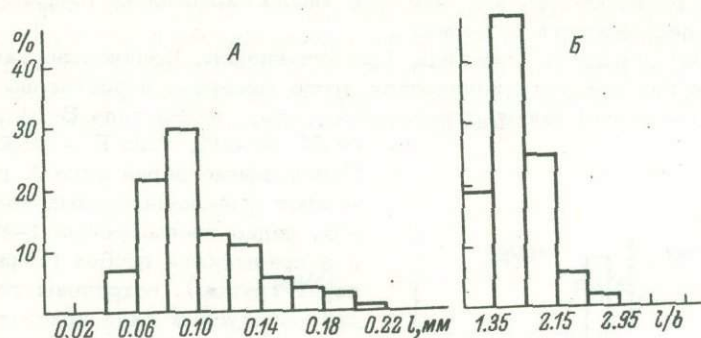


Рис. 39. Гистограммы частот встречаемости длин (А) и удлинений (Б) цирконовых зерен из карбонатных пород Архей, Восточный Саян.

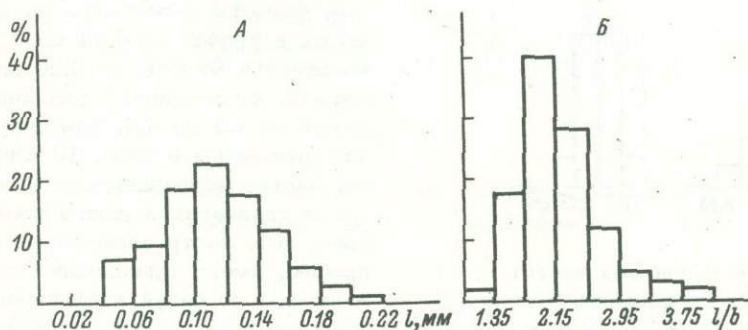


Рис. 40. Гистограммы частот встречаемости длин (А) и удлинений (Б) цирконовых зерен из гранито-гнейсов Архей, Восточный Саян.

и длин, построенные по шести пробам для цирконов карбонатных пород, характеризуются одинаковым строением и относительно узким основанием, что, по-видимому, указывает на генетическое единство зерен цирконов.

Таким образом, акцессорные цирконы парагнейсов и карбонатных пород характеризуются следующими особенностями. Более 70% зерен имеют округлую форму, поверхности зерен типов Б и В чаще всего матовые, микротрещиноватые, со следами механических повреждений (царапины, шрамы, выбоины); неровности на зернах также имеют сглаженные очертания; коэффициенты удлинения меньше 2; гистограммы частот встречаемости коэффициентов удлинения и длин характеризуются однопиковым строением с четким, довольно узким максимумом; сравнительный размер зерен близок к 0.08 мм при средних линейных размерах $\bar{l} = 0.09-0.12$ мм и $\bar{b} = 0.04-0.05$ мм, что соответствует

цирконам из мелкозернистых песчаников (Poldervaart, 1955; Чайка, 1962). Отсюда можно заключить, что гнейсы возникли за счет мелкозернистых песчаных пород, а карбонатные породы (ввиду малого количества цирконов и таких же их размеров) если и являлись химическими осадками, то содержали примесь песчанистого материала.

Цирконы пород II группы. Гранито-гнейсы. Количество акцессорного циркона в них близко к количеству этого минерала в биотитовых гнейсах. Большинство зерен имеет округленную форму, зерна типа В составляют

от 55 до 80%, типа Б - 30-65%.

Идиоморфные зерна типа А встречаются в незначительных количествах, редко превышающих 1-2%. Как и в предыдущих пробах (цирконы пород I группы), встречены только два габитусных типа кристаллов - цирконовый и гиацинтовый. Цвет цирконов розовато-коричневатый. Большей частью зерна прозрачные и содержат включения. Среди последних различаются пылевидные и более крупные (0,001-0,008 мм). Форма включений округлая или вытянуто-округлая до игольчатой. Пылевидные включения часто подчеркивают зональное строение кристаллов. Линейные размеры зерен циркона колеблются в пробах от 0,04 до 0,25 мм по длине и от 0,02 до 0,20 мм по ширине, коэффициенты удлинения варьируют от 1,2 до 4,4. Средние значения приведены в табл. 10. Гистограммы частот встречаемости коэффициентов удлинения и длин цирконов (рис. 40), построенные по четырем пробам, имеют однопиковое строение и сходны по своей конфигурации с гистограммами цирконов пород первой группы.

Существенно амфиболовые породы (амфиболовые гнейсы с содержанием темноцветных минералов более

60% и амфиболиты). Эти породы содержат акцессорного циркона в десятки раз меньше, чем биотитовые гнейсы и гранито-гнейсы. При этом в амфиболовых гнейсах циркона больше, чем в амфиболитах. В просмотренных пробах преобладают зерна типа В, составляющие 75-100% количества зерен в пробе. Зерна типа А встречаются исключительно редко и не во всех пробах, а цирконовые зерна типа Б - в количествах не более 20-25%. Зерна окрашены в розовато-коричневые тона различной интенсивности, изредка встречаются желтовато-розовые и буровато-розовые слабоокрашенные до почти бесцветных. Включения вполне обычны и не отличаются от включений цирконов из биотитовых гнейсов и гранито-гнейсов. Линейные размеры зерен в каждой пробе колеблются в следующих пределах: \bar{l} - от 0,04 до 0,20 мм ($\bar{l} = 0,1$ мм), \bar{b} - от 0,02 до 0,15 мм ($\bar{b} = 0,07$ мм); коэффициенты удлинения варьируют от 1,2 до 3,3. Сравнительный размер равен 0,08 мм. В табл. 10 приведены средние морфометрические значения (по 4 пробам, 120-150 замеров в каждой). Гистограммы частот встречаемости коэффициентов удлинения

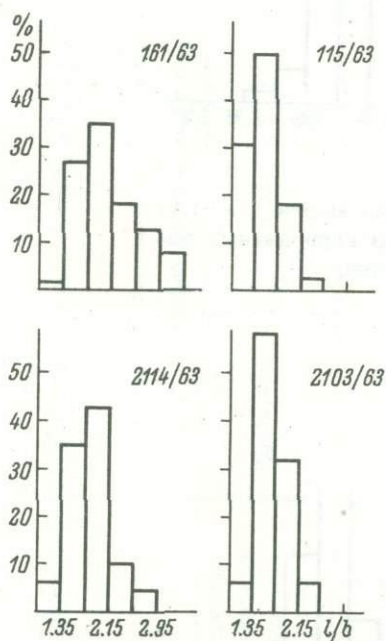


Рис. 41. Гистограммы частот встречаемости удлинения цирконовых зерен из амфиболовых пород, Архей, Восточный Саян.

и длин цирконов из амфиболитов характеризуются однопиковым строением и относительно узкими основаниями (рис. 41, 42).

Итак, цирконы концентратов из второй группы пород характеризуются обилием округлых форм. Поверхности большинства зерен несут следы абразии. Линейные размеры ($\bar{l} \approx 0.1$ мм, $\bar{b} \approx 0.05$ мм) соответствуют цирконам из осадочных пород песчано-алевритовой фракции. Коэффициент удлинения близок к 2, а гистограммы частот встречаемости коэффициентов удлинения и длин хорошо сопоставляются с подобными гистограммами для цирконов из парагнейсов и карбонатных пород (см. рис. 39, 40).

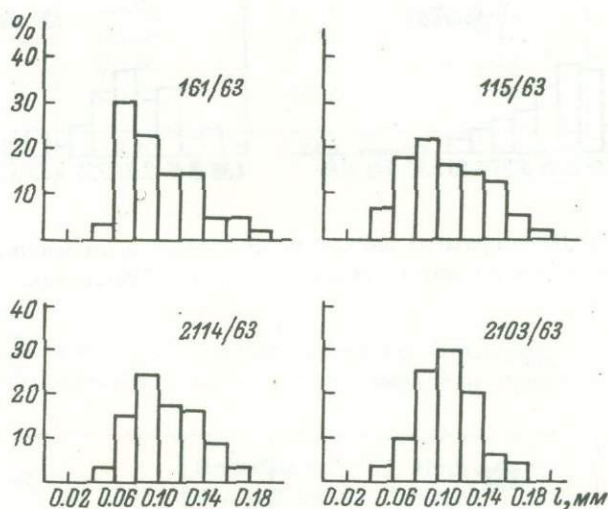


Рис. 42. Гистограммы частот встречаемости длин цирконовых зерен из амфиболовых пород.

Цирконы пород III группы. Гранитоиды, прорывающие метаморфический комплекс пород архея. В немагнитной фракции шлихов исследованных гранитоидов обнаружено большое количество акцессорного циркона, значительно больше, чем в пробах из биотитовых гнейсов и гранито-гнейсов. Подавляющее большинство зерен (70–85% общего количества циркона в пробе) по форме относится к типу А. Зерна типа Б встречаются в количестве до 20%, типа В – от 5 до 10%. Среди зерен типа А преобладают кристаллы габитуса (комбинация призмы $\{100\}$ и дипирамиды $\{111\}$), но встречаются зерна цирконового (комбинация призмы $\{110\}$ с дипирамидой $\{111\}$), промежуточного (где грани призмы $\{110\}$ и $\{100\}$ в комбинации с дипирамидой $\{111\}$ развиты одинаково хорошо) и сложного копьевидного (где ведущее положение занимает острая дипирамида $\{131\}$ наряду с дипирамидой $\{111\}$) габитусов. Поверхность цирконов типа А глянцевая, блестящая в отличие от зерен типов Б и В, поверхности которых чаще всего матовые, шероховатые.

Линейные размеры зерен цирконов варьируют от 0.05 до 0.35 мм по длине (в среднем $l = 0.13-0.15$ мм) при ширине от 0.03 до 0.25 мм, средняя ширина 0.04–0.05 мм. Как правило, зерна типов В и Б меньше зерен типа А. Коэффициент удлинения (по всем зернам) больше 2 (табл. 11), но коэффициенты удлинения зерен типов Б и В близки к 2 или меньше. Цирконы типа А

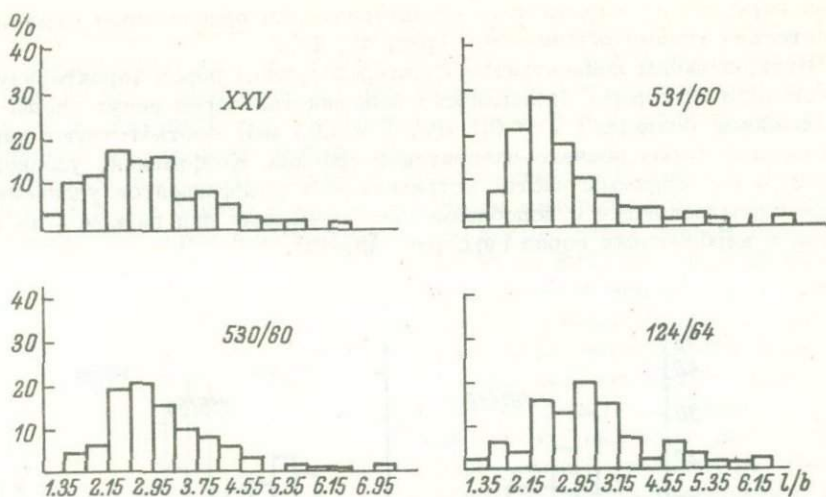


Рис. 43. Гистограммы частот встречаемости удлинения цирконовых зерен из магматических гранитов, Восточный Саян.

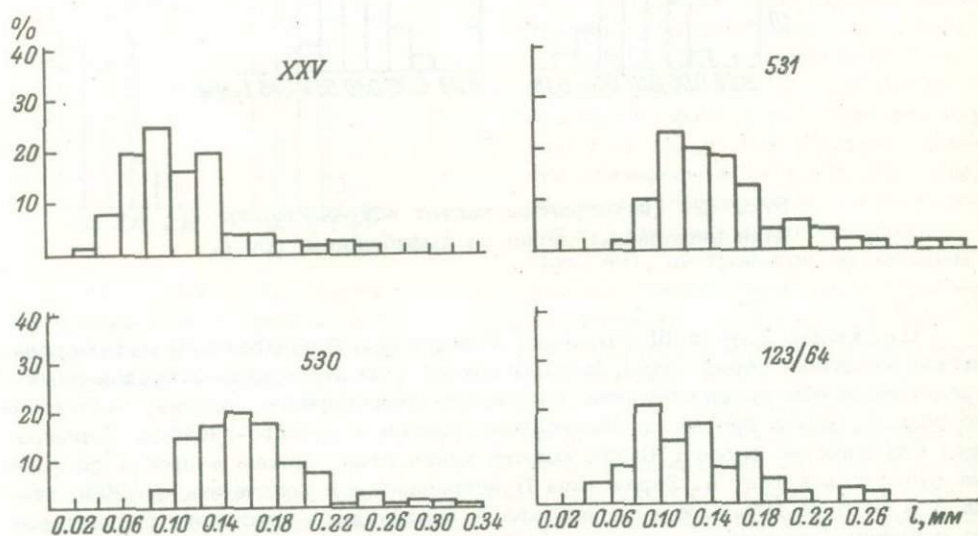


Рис. 44. Гистограммы частот встречаемости длин цирконов из интрузивных гранитоидов, Восточный Саян.

значительно светлее остальных зерен и имеют желтовато-розоватую окраску, тогда как зерна типов В и Б имеют коричневатые оттенки. В некоторых зернах типа А встречаются ядра, по цвету сопоставимые с цирконами типов Б и В.

Гистограммы частот встречаемости коэффициентов удлинения и длин цирконов характеризуются плохо выраженными пиками и очень широкими основаниями (рис. 43, 44).

Таблица 11

Морфометрические характеристики цирконов из гранитоидов, прорывающих архейский метаморфический комплекс, Восточный Саян

№ образца	\bar{z}	\bar{b}	\bar{z}/\bar{b}	Сравнительный размер, мм
ХХУ	0.103	0.040	2.87	0.064
530/62	0.158	0.043	3.14	0.082
531/62	0.146	0.056	2.65	0.090
123/64	0.150	0.065	2.30	0.098
Среднее	0.140	0.051	2.75	0.083

Таблица 12

Морфологические характеристики цирконов парапород, пород неопределенного генезиса и прорывающих гранитоидов

Характеристика	Цирконы из пород I группы	Цирконы из пород II группы	Цирконы из пород III группы
Форма зерен	Преобладают округленные зерна типов Б и В		Преобладают идиоморфные зерна типа А
Характер поверхности . .	Микротрещиноватая матовая		Глянцевая
Линейные размеры, мм			
длина	0.08-0.12	0.10-0.12	0.13-0.15
ширина	0.05±0.005	0.05±0.005	0.05±0.005
Коэффициент удлинения . .	1.60-1.90	1.80-2.15	2.30-3.00
Зональные кристаллы . . .	Встречаются часто		Встречаются очень часто
Зерна с наростами, ядрами, обрастаниями, сростками	Редки		Встречаются часто
Характер наростов и обрастаний	Вершины и ребра сглаженные		Вершины и ребра острые

Сопоставляя результаты изучения цирконовых концентратов трех групп пород, можно сделать вывод, что основные характеристики цирконов пород I и II групп сходны между собой и резко отличаются от характеристик цирконов пород III группы (табл. 12). Цирконовые концентраты пород I и II групп характеризуются преобладанием зерен округлых форм с матовыми поверхностями. Коэффициенты удлинения близки к 2. Линейные размеры находятся в пределах 0.1–0.12 мм по длине при ширине около 0.05 мм. Соответственно сопоставимы между собой и графики частот встречаемости коэффициентов удлинения и длин. В то же время концентраты цирконов пород III группы состоят главным образом из идиоморфных зерен (тип А). Коэффициенты удлинения их значительно выше 2, а гистограммы частот встречаемости коэффициентов удлинения и длин характеризуются значительной вытянутостью по оси абсцисс.

Таким образом, мы считаем, что породы II группы (гранито-гнейсы, амфиболиты и меланократовые амфиболовые гнейсы) возникли аналогично породам I группы – за счет метаморфических преобразований первичноосадочных пород.

Определение генезиса некоторых метаморфических пород по детритовым аксессуарным минералам

Различие пара- и ортоамфиболитов

Выяснение первичной природы амфиболитов и амфиболовых сланцев – вопрос чрезвычайно важный для формационного анализа многих метаморфических комплексов. Различию пара- и ортоамфиболитов посвящена обширная литература, причем поиски различий ведутся в основном по двум направлениям: химическому и текстурному. Различать пара- и ортоамфиболиты можно также и по наличию детритовых аксессуариев, так как амфиболиты, образовавшиеся за счет метаморфизма средних и основных эффузивов и их туфов, не содержат детритовых аксессуариев, и в частности циркона, в отличие от параамфиболитов, возникших за счет мергелей и граувакк. Дело осложняется тем, что амфиболиты, образовавшиеся при метаморфизме, кварцевых доломитов могут не содержать, даже если у них есть некоторое количество глинистого вещества. Сформировавшиеся метаморфические породы – тремолитовые амфиболиты или амфиболиты, сложенные железистыми роговыми обманками, так же как и метаэффузивы, в большинстве случаев не содержат обломочных аксессуариев, которые можно было бы увидеть в шлифах. Обломочные аксессуарии можно обнаружить в таких породах только в искусственных шлихах из достаточно больших протопочек (10–15 кг и более). В шлихе из больших протопочек метаэффузивов также можно встретить рутил и реже циркон, но и тот и другой либо имеют идиоморфные очертания, либо циркон несет явные следы частичного растворения.

Разделение пара- и ортоамфиболитов по детритовым аксессуариям было проведено нами в нескольких районах. Например, в Восточном Саяне все амфиболиты и амфиболовые сланцы дербинской серии нижнего и среднего протерозоя имеют первичноосадочное происхождение и содержат очень большое количество циркона размером от 0.025 до 0.005 мм. Осадочное происхождение их подтверждается и литологическими наблюдениями: амфиболиты и амфиболовые сланцы располагаются в нижней части неполных обращенных ритмов, столь характерных для этих толщ (Савельев, 1960).

Верхнепротерозойские амфиболиты, входящие в состав вулканогенной бахтинской свиты, полностью лишены цирконов, монацитов и ксенотимов, но иногда содержат иголки новообразованного рутила.

Амфиболиты бирюсинской серии архея Восточного Саяна, по данным В. Я. Хильтовой (1971), содержат обломочный циркон и являются парапородами.

На Кольском полуострове амфиболиты кольской серии архея, образовавшиеся, по геологическим данным, за счет эффузивов и связанные с железистыми кварцитами Оленегорской группы месторождений, не содержат цирконов или же в них заключены только отдельные мелкие хорошо ограненные кристаллы.

Была проведена проверка содержания детритовых аксессуариев из ортоамфиболитов урканской серии верхнего архея Станового хребта и из нижнепротерозойской кангинской толщи Борщовочного кряжа. И те, и другие образования изменены в условиях амфиболитовой фации, детритовые аксессуарии в них полностью отсутствуют. Надо отметить, что породы кангинской толщи иногда сохраняют реликты структур эффузивов.

Таким образом, изучение детритовых аксессуариев наряду с другими методами может оказать существенную помощь при разделении некоторых пара- и ортопород.

Различие хемогенных и терригенных образований

По обломочным аксессуариям в любой зоне метаморфизма можно отличать терригенные кремнистые породы, содержащие цирконы в изобилии, от хемогенных, где цирконы отсутствуют. Исключением из этого правила является сравнительно редкий случай, когда первичнообломочная кремнистая порода образовалась за счет размыва хемогенных кремнистых пород. В Восточном Саяне, в долине р. Кинзелюк, в каменской свите нами были встречены кварциты, сохранившие ясные реликты псаммитовой структуры, но полностью лишенные цирконов, рутилов, монацитов и ксенотимов. Реликты окатанных обломков кварца содержали многочисленные включения графита; эта порода несомненно образовалась за счет размыва хемогенных графитистых кварцитов нижележащей дербинской свиты. Такой кварцевый песчаник может возникнуть, естественно, лишь при очень редком стечении обстоятельств.

Генезис глинистых осадков

Интересные результаты получены при изучении обломочных аксессуариев метаморфизованных глин. При этом возможны три случая.

1. Метаморфизованные глины полностью или почти полностью лишены детритовых аксессуариев. Это глины, которые образовались при минимальном участии или полном отсутствии обломочного материала. Примером таких образований являются метаморфизованные глинистые отложения верхнего протерозоя бассейна р. Мамаы. Здесь в зоне зеленосланцевой фации встречены метаморфизованные глины, так называемые бурошпатовые филлиты, которые по мере повышения степени метаморфизма переходят по простирацию в биотитовые сланцы, а затем — в гранат-биотитовые гнейсы. В наиболее „чистых“ филлитах (лишенных примеси алеврито-песчанистого материала и занимающих

верхнюю часть ритмов) обломочные акцессории практически полностью отсутствуют во всех зонах метаморфизма; в шлихах из протопочки весом 10–20 кг обнаружены только единичные зерна окатанных циркона и рутила.

2. Метаморфизованные глины содержат большое количество мелких зерен обломочных акцессориев, размеры которых пропорциональны алевритоглинистой размерности зерен (0.02–0.005 мм) и обычно хорошо отсортированы. Эти породы образовались за счет переноса из области размыва пелитовых частиц размывных элювиальных толщ. Как указывает М.С. Швецов (1958), эти породы составляют основную массу всех глин. Например, такие глины входят в состав каменской свиты протерозоя Восточного Саяна и ладожской серии протерозоя Южной Карелии.

3. Метаморфизованные элювиальные глины содержат устойчивые к выветриванию акцессорные минералы материнских пород, такие как рутил, циркон, монацит и некоторые другие. При размыве элювия и незначительном переносе относительно крупные акцессории могут попасть и в переотложенные глины. По-видимому, именно такой случай наблюдается в высокоглиноземистых породах китойской серии архея Восточного Саяна. Развитые здесь силлиманитовые сланцы, являющиеся, насколько можно судить по их литологическому положению и химическому составу, измененными глинами (каолинит-монтмориллонитового состава), в то же время содержат редкий, но относительно крупный циркон размером 0.04–0.08 мм (В.Я. Хильтова, устное сообщение). В связи с этим надо отметить, что едва ли можно согласиться с Полдерваартом (Poldervaart, 1955), который указывает типичный размер цирконов для глин 0.04–0.06 мм. Опыт показывает, что такая размерность акцессориев характерна для алевритов. По-видимому, причина такого расхождения заключается в том, что при обычных методах отмывки шлиха более мелкие акцессории практически уловить не удастся. Поэтому в данном случае Полдерваартом из протопочек были получены цирконы, попавшие в глины с частицами алевритовой размерности.

Генезис полосчатых текстур метаморфических пород

При изучении метаморфических пород и геологическом картировании метаморфических толщ для структурного анализа весьма важна правильная диагностика происхождения полосчатых текстур. Как известно, полосчатые текстуры в метаморфических породах могут отражать первичную слоистость осадочных пород, за счет которых они образовались, являться следствием метаморфических преобразований (например, кристаллизационная сланцеватость) или же результатом механической инъекции магматического расплава вдоль плоскостей слоистости и сланцеватости.

Как показывают исследования В.М. Чайки (Чайка, 1962) и наши, с помощью изучения морфологии циркона можно различать типы полосчатых текстур. В основе этой методики лежит способность циркона распределяться в слоистых отложениях по размерам в соответствии с размерами песчанистого материала в отдельных прослойках.

В.М. Чайка, изучая метаморфическую сланцевую толщу уфалейского комплекса, представленную перемежающимися слоями и тонкими прослойками слюдисто-гранатовых сланцев и кварцитов, пришел к выводу, что в этом случае полосчатость является метаморфогенной (кристаллизационная сланцеватость). В каждой разновидности пород были измерены зерна циркона. Оказалось, что во всех случаях (независимо от состава прослоев) средний размер зерен и их количество одинаковы. В итоге автор пришел к выводу, что обра-

зование слоистой текстуры следует объяснять только процессами перераспределения породообразующих компонентов вдоль тектонически напряженных зон (Чайка, 1962).

С другим типом полосчатости мы встретились, изучая цирконы пород слюдянской толщи архейского комплекса Восточного Саяна. В бассейне р. Урик наблюдалась слоистая пачка пород мощностью около 400 м, представленная чередованием сравнительно темных слоев биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов и светлых (белых) слоев кварц-полевошпатового состава. Ширина темных полос варьирует от нескольких сантиметров до первых метров, в то время как ширина светлых слоев не превышает 10-15 см. Полосчатость хорошо выражена по простиранию. Из прослоев гнейсов и кварц-полевошпатового материала были отобраны пробы и определены размеры цирконовых зерен. Оказалось, что цирконы гнейсов значительно мельче цирконов светлых прослоев: средняя длина первых 0.12 мм при средней ширине 0.08 мм, а длина вторых 0.25 мм при ширине 0.113 мм, т.е. зерна из светлых полос почти в два раза крупнее зерен циркона из гнейсов. В обоих пробах форма зерен

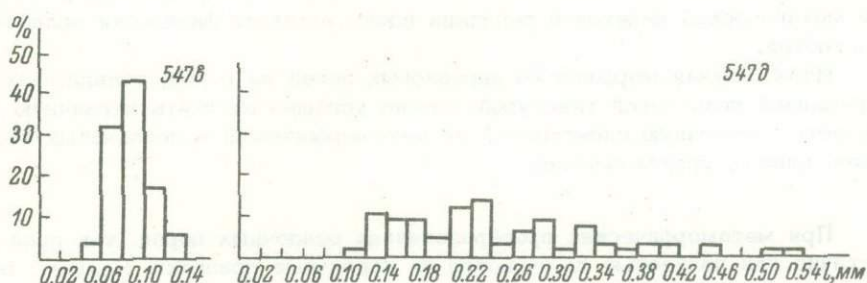


Рис. 45. Гистограммы частот встречаемости длин цирконов из биотитовых гнейсов (проба 547в) и кварц-полевошпатовых прослоев (проба 547д). Восточный Саян.

в той или иной степени округлая, цирконы типа А встречаются исключительно редко. Гистограмма частот встречаемости длин цирконов (рис. 45) из гнейса характеризуется однопиковым строением и, по-видимому, отражает хорошую сортировку первичного материала. Гистограмма частот встречаемости длин цирконов из кварц-полевошпатовых прослоев свидетельствует о чрезвычайно плохой сортировке цирконов и, следовательно, первичного материала. Количество цирконов в пробах различное - в гнейсе циркона значительно меньше, чем в лейкократовых прослоях. Принимая во внимание детритовый характер цирконовых зерен, различные размеры и различное количество их в пробах, можно полагать, что материалом для сложной толщи послужили песчанистые отложения. Причем кварц-полевошпатовые слои возникли, по-видимому, за счет среднезернистых плохо сортированных песчаников с размерами зерен кварца и полевых шпатов в пределах 0.3-0.7 мм, а биотитовые гнейсы - за счет мелкозернистых песчаников с дополнением глинистого материала.

Полосчатые текстуры, происхождение которых обязано механической инъекции магматического расплава, характерны для послонных инъекционных мигматитов, распространенных в данном районе, как правило, на малых участках, в непосредственной близости от гранитных интрузивов. Кроме того, полосчатость таких пород не всегда четко выдерживается по простиранию.

Таким образом, уже по позиции пород нередко удается отличить этот тип полосчатости от полосчатости, возникающей при региональном метаморфизме, или от реликтовой первичноосадочной полосчатости (слоистости) глубокометаморфизованных толщ. Однако наиболее надежным способом отличия полосчатости, возникшей инъекционным путем, от полосчатости других типов (когда геологические данные противоречивы) следует считать изучение морфологии цирконов, содержащихся в полосах (прослоях, слоях) различного состава. Например, в одном из районов Восточного Саяна были встречены полосчатые гнейсы (типа мигматитов), в которых полосчатость образует слои биотитового гнейса, имеющего темно-серую окраску, и прослой светлой породы кварц-полевошпатового состава с небольшим количеством биотита. Определить тип полосчатости в поле не удалось. При просмотре концентратов тяжелой фракции искусственных шлихов из субстрата и кварц-полевошпатового материала оказалось, что цирконы гнейсов имеют черты, свойственные цирконам пород осадочного происхождения (округлые формы, отсутствие идиоморфных зерен, коэффициент удлинения примерно равен 2), а цирконы из кварц-полевошпатовых прослоев обнаруживают признаки магматического происхождения (около 60% цирконов имеют идиоморфную форму, коэффициент удлинения больше 3). Отсюда следует, что мы имеем дело с полосчатостью, обусловленной механической инъекцией расплава вдоль каких-то физически ослабленных плоскостей.

Итак, изучая морфологию цирконовых зерен из пород, обладающих четко выраженной полосчатой текстурой, можно успешно отличать первичную полосчатость (первичную слоистость) от метаморфогенной и полосчатых текстур инъекционного происхождения.

При метаморфических преобразованиях осадочных пород, как правило, частично или полностью изменяются их первичные признаки. Реликты осадочного происхождения пород не всегда можно встретить на изучаемой площади. Нередко их обнаружению мешает плохая обнаженность района, замшелость или выветрелость обнажений и т.д. В этих случаях весьма существенную помощь может оказать изучение морфологии акцессорных минералов (обнаружение детритовых разновидностей), и в частности „цирконовая методика“. Широкая распространенность цирконов в породах, его консервативность по отношению к изменению физико-химических условий, сравнительная простота отбора проб и морфологических исследований – все это делает циркон весьма ценным минералом для сравнительного анализа. „Цирконовая методика“ может быть применена при решении таких вопросов, как восстановление природы высокометаморфизованных пород, гранулометрического состава пород алевропсаммитовой фракции, утративших первичные структуры и текстуры, определение положения и приблизительного состава областей размыва, корреляция разрозненных разрезов метаморфических комплексов и т.д.

Находки в породах, испытавших слабый метаморфизм (или без него), детритовых минералов, относящихся к ряду акцессорных, позволяют более полно представить ход геологических событий в регионе. Например, находка окатанных детритовых зерен темно-зеленой обыкновенной роговой обманки, кианита, ставролита, граната в слабометаморфизованных (зеленосланцевая зона) породах средней части бассейна р. Мамы (Северо-Байкальское нагорье) имеет очень важное значение, так как позволяет вполне обоснованно предполагать, что породы, за счет разрушения и переотложения которых были сформированы отложения бодайбинской серии (Неелов, 1957), к моменту их размыва были уже метаморфизованы в условиях не ниже амфиболитовой фации метаморфизма (дистенового типа).

Таким образом, морфологический анализ акцессорных минералов имеет большое практическое значение при изучении метаморфических комплексов и

позволяет получать многочисленные дополнительные сведения об исследуемых объектах. Следует иметь в виду, однако, и те некоторые ограничения, и те слабые стороны, которые имеет „цирконовая методика“. Во-первых, следы растворения цирконов в зонах проявления метасоматоза не дают права применять гранулометрический анализ к породам из этих зон, так как метасоматические растворы почти полностью уничтожают детритовые признаки зерен. В этих породах необходимо с особой тщательностью изучать характер поверхностей зерен с тем, чтобы отличить округленность зерен детритового происхождения от форм растворения. Во-вторых, цвет циркона является не стабильным критерием, к этому признаку надо подходить с исключительной осторожностью, особенно при изучении цирконов из пород региона, где возможно проявление полиметаморфизма. В-третьих, при разделении орто- и парапород иногда можно не получить однозначного решения, например в случае метаморфической породы, образовавшейся в результате размыва и переотложения хомогенных пород или эффузивов и туфов. Тем не менее, несмотря на ряд ограничений, „цирконовая методика“ в совокупности с другими методами геологических исследований окажет большую помощь при решении многих сложных проблем докембрийских образований.

ПЕТРОХИМИЯ И ГЕОХИМИЯ
ОСАДОЧНЫХ ПОРОД
ПРИ ПРОГРЕССИВНОМ
РЕГИОНАЛЬНОМ МЕТАМОРФИЗМЕ

Петрохимия и геохимия метаморфических пород в настоящее время приобретает все большую актуальность в связи с углубленным исследованием докембрия. Знание характера изменения химического состава пород в процессе метаморфических преобразований необходимо при решении многих проблем, и в частности при восстановлении первичного состава метаморфизованных осадочных и вулканогенных образований. Что касается влияния метаморфизма на химизм пород, то по этому поводу высказываются противоположные мнения. Ряд исследователей полагает, что химический состав пород изменяется уже в фации зеленых сланцев, и чем выше степень метаморфизма, тем более существенны эти преобразования (Судовиков, 1964; Великославинский, 1966; Алешин и др., 1968). Другие считают, что в процессе метаморфизма (даже в верхах амфиболитовой фации), кроме потери летучих компонентов, в валовом составе пород никаких изменений не происходит (Shaw, 1954; Chinner, 1960). Фарих (Fahring e.a., 1967) утверждает, что изменение состава происходит лишь при умеренном давлении водяного пара в условиях гранулитовой фации метаморфизма. Другие полагают (Heier, Adams, 1965; Lambert, Heier, 1967, 1968), что главные изменения в химизме наступают в гранулитовой фации при достижении условий, переходных от средних к высоким давлениям.

Разногласия между двумя группами исследователей относятся к количественной оценке изменений в составе пород. В настоящее время все петрологи признают миграцию летучих компонентов в процессе метаморфизма. В этом отношении метаморфизм не может считаться изохимическим. Поэтому, когда речь идет об изохимических условиях метаморфизма, имеется в виду, что в процессе метаморфизма количество основных породообразующих окислов или остается постоянным, или изменения настолько малы, что на химический состав пород не влияют. Нередко эти изменения существующими в настоящее время методами не улавливаются. Сторонники аллохимического метаморфизма полагают, что химический состав пород искажается весьма существенно. Так, Д.А. Великославинский (1966) считает, что с увеличением степени метаморфизма состав метапелитов становится более основным — содержание окислов меняется следующим образом: сумма железа — от 15 до 28% (атомн. %), Al_2O_3 — от 13 до 28%, MgO — от 72 до 42% (сумма этих окислов принята за 100%).

Вопрос о поведении вещества осадочных пород при прогрессивном метаморфизме большинством исследователей решался на основании сравнения частных анализов различно метаморфизованных, но близких по петрографическому составу пород, однако подобные исследования не сопровождалось ни анализом возможной осадочной фациальной зональности в пределах изучаемой площади, ни характеристикой первичной (осадочной) химической неоднородности изучаемого типа пород. Кроме того, образцы, для сравнения отбираемые в разных зонах метаморфизма, соответствовали разным стратиграфическим уровням (Великославинский, 1966), что резко увеличивало вероятность ошибки.

Петрохимия осадочных и метаморфических пород исследовалась авторами предлагаемой читателю работы в трех районах проявления метаморфической зональности: в Северо-Байкальском нагорье, в Приладожье и в Патомском нагорье. В Северо-Байкальском и Патомском нагорьях метаморфизм отвечает фациальной метаморфической серии умеренных давлений, в Приладожье — серии низких давлений. Целесообразность изучения и сравнения петрохимии и геохимии пород разных метаморфических серий определяется тем, что докембрийские метаморфические породы обычно полиметаморфизованы, для них характерна последовательная смена метаморфизма разных фациальных серий. Данные по петрохимии пород из разных фациальных серий могут определить возможность реконструкций их первичного состава в метаморфических комплексах докембрия. Для анализа отбирались только образцы фоновых осадков (измененных глин, карбонатных пород) или эффузивов (метадиабазов) из тех разрезов, принадлежность которых к одному стратиграфическому уровню была строго доказана в разных зонах метаморфизма. Чтобы оценить возможность появления первичной фациальной и химической неоднородности, проводилось изучение палеогеографии анализируемых образований. По району Патомского нагорья, кроме пород, сформировавшихся за счет фоновых осадков, анализировались и терригенные (чисто терригенные или содержащие значительный процент терригенной примеси). Такие исследования проводились на тех участках, где анализируемый горизонт можно было непосредственно проследить по простиранию в разных зонах метаморфизма и где ясна была структура бассейна и положение области размыва во время накопления отложений.

Глава 1

ПЕТРОХИМИЯ ПОРОД ПРИ ПРОГРЕССИВНОМ РЕГИОНАЛЬНОМ МЕТАМОРФИЗМЕ

Петрохимия филлитов разных зон метаморфизма Северо-Байкальского нагорья по данным средних проб

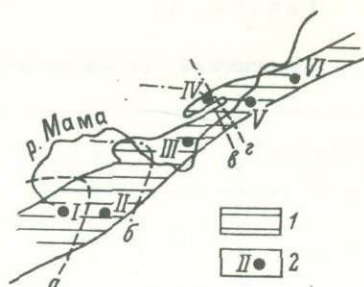
Петрохимическое исследование осадочных пород было проведено в Северо-Байкальском нагорье в бассейне р. Мамы, где изучались породы свиты филлитов протерозоя, в которых анализировалось поведение петрогенных окислов в разных зонах метаморфизма (Великославинский, 1966; Хильтова и др., 1969). Изученная площадь охватывает фацию зеленых сланцев — серицит-хлоритовую и биотит-хлоритовую подфации, эпидот-амфиболитовую и низкотемпературную часть амфиболитовой фации — ставролит-альмандиновую подфацию.

Свита филлитов в зоне слабого метаморфизма сложена глинистыми сланцами, глинистыми алевролитами и очень небольшим количеством мелкозернистых песчаников. Степень метаморфических изменений в них незначительна и выражается в появлении за счет глинистых минералов тонкочешуйчатого хлорита и серицита. Для свиты характерна тонкая ритмичность. Нижние части ритмов представлены песчаниками или алевролитами, которые сменяются в верхней части глинистыми сланцами. Для ритмов типична градационная слоистость, однако измененные глины (филлиты) верхней части ритма часто от-

делены резкой границей от нижней терригенной. В разрезах свиты часто можно наблюдать мощные пачки филлитов, лишенные заметной примеси кластического материала, но петрографический состав их идентичен филлитам, занимающим верхнюю часть элементарных ритмов. Такая однородность состава филлитов позволяла предположить, что исходные осадки — глины — являлись фоновыми и накапливались в бассейне, куда лишь периодически поступал достаточно мелкозернистый обломочный материал. Изучение аксессуарных минералов филлитов показало, что в них практически полностью отсутствуют обломочные аксессуарные минералы характерной для глин размерности (Межеловский и др., 1966; Савельев, Шулешко, 1971), а те редкие зерна обломочных аксессуариев, которые все же удается выделить при обработке больших проб (10–20 кг), пропорциональны по размеру алевритовой или песчаной фракции и явно попали в исходный осадок вместе с алевритовыми или песчаными частями, незначительная примесь которых появляется в некоторых разностях филлитов. Обломочный материал песчаников и алевролитов в этой толще представлен почти исключительно кварцем. Показательно, что размерность его в общем не менялась по всей изученной полосе филлитов. Это было подтверждено измерениями детритовых цирконов (где они сохранились) и обломочных кварцевых частиц в шлифах полностью перекристаллизованных пород. Размер цирконов из пород нижних частей ритма везде примерно одинаков и колеблется в пределах 0,10–0,05 мм с максимумом 0,07–0,08 мм; последнее обстоятельство дает основание полагать, что средний размер обломочных частиц примерно одинаков по всей полосе выходов филлитов. Слабо изменялось и количество обломочного материала, о чем можно судить по неизменности морфологии элементарных ритмов, которые хорошо видны как в зоне зеленосланцевой, так и амфиболитовой фаций метаморфизма, и по одинаковому соотношению мощностей первичнокластогенных и глинистых частей ритмов. В первичнотерригенных породах свиты иногда видна тонкая косая слоистость, ориентировка которой свидетельствует о том, что снос обломочного материала происходил в основном с юго-востока (т.е. вкрест простирания современной тектонической структуры), а небольшая серия замеров позволяет установить наличие слабых течений, перераспределявших материал в направлении с северо-востока на юго-запад. Бассейн, в котором происходило накопление осадков этой свиты, был достаточно мелководным, о чем свидетельствуют примесь органического вещества в филлитах и наличие тонкой слоистости, созданной его неоднородным распределением.

Таким образом, формирование осадков свиты филлитов происходило в мелководном бассейне, один берег которого, располагавшийся на юго-востоке, был параллелен полосе выходов свиты, или, точнее, простирание свиты филлитов в региональной тектонической структуре параллельно берегу того бассейна, в котором отлагались осадки этой свиты. Небольшое количество обломочного материала, примерно одинаковое на разных участках площади выходов свиты, и его одинаковая средняя размерность дают основание предполагать существование однородного рельефа в области размыва в изучаемом районе. По-видимому, фоновые осадки бассейна, представленные в данном случае глинами, отлагались по всей изученной полосе в одной и той же фациальной обстановке, что в свою очередь позволяет допустить незначительный масштаб колебаний исходного химического состава этих отложений (Кленова, 1961). Однако небольшие колебания состава филлитов все же имеют место. Это связано прежде всего с примесью алевритовых, а иногда и песчаных частиц в некоторых разностях филлитов даже из верхних частей ритмов. Обломочный материал такой примеси хорошо виден в шлифах пород из зоны низкотемпературной зеленосланцевой фации, но в амфиболитовой оценить роль этой примеси уже практически невозможно. Кроме того, несколько изменяется карбонатность филлитов, и в разных частях разреза можно встретить филлиты с диагенетическими образованиями пистомезита, сидерита, доломита

Рис. 46. Схема отбора средних проб на территории метаморфической зональности Северо-Байкальского нагорья в верхнем течении р. Мамы.



а, б, в, г - изограды метаморфизма;
1 - свита филлитов; 2 - места взятия проб.

или без них. Иногда наблюдается и вторичная доломитизация. Как уже отмечалось в первом разделе работы, такая неоднородность, нашедшая выражение в структурах пород, исчезает по мере повышения степени метаморфизма. Это обстоятельство - наряду с невозможностью проследить один слой в разных зонах метаморфизма - определило выбор методики средних проб для выявления зависимости химического состава пород от степени метаморфизма. Такая методика была использована ранее при изучении химизма пород амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма Канадского щита (Eade e. a., 1966).

Образцы из верхнепротерозойских отложений (свита филлитов) в бассейне р. Мамы отбирались по сетке с равными интервалами между точками. Чтобы максимально снизить вероятность попадания в пробу пород со значительной терригенной примесью, во всех зонах метаморфизма отбирались только метапелиты из верхней части ритмов. На площади распространения свиты филлитов 6 средних проб из разных зон метаморфизма содержали по 22 образца в каждой пробе (вес каждого образца 100-150 г). Каждый образец дробился, и из раздробленной пробы отквартовывалось 6 г. Отквартованный порошок тщательно растирался, и уже из каждой растертой и вновь отквартованной пробы отвешивалось 0.5 г. Полученные таким образом 22 порошка по 0.5 г перемешивались, и эта смесь служила материалом для химических анализов. Методика средних проб обеспечивала более объективную оценку химического состава пород каждой зоны метаморфизма, чем какая-либо другая в силу того, что образцы отбирались по всей площади равномерно; это исключало возможность искажения состава пробы за счет

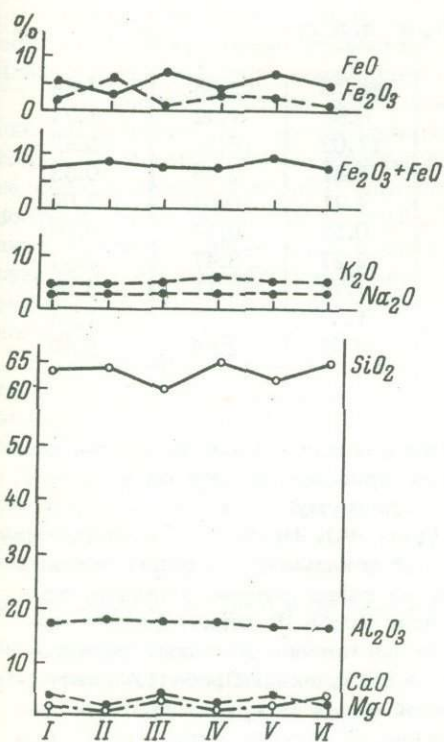


Рис. 47. Вариационные кривые содержания петрогенных окислов в различно метаморфизованных породах. Северо-Байкальское нагорье.

Таблица 13

Химический состав средних проб, вес. %

Окислы	I	II	III	IV	V	VI
Первичные аналитические данные						
SiO ₂	58.68	61.78	54.84	62.38	60.26	63.04
TiO ₂	0.73	0.88	1.11	0.85	1.35	1.20
Al ₂ O ₃	16.03	17.56	15.67	16.71	15.75	15.51
Fe ₂ O ₃	1.81	5.50	0.90	3.13	2.36	0.32
FeO	5.54	2.98	6.82	3.98	6.53	6.81
MnO	0.12	0.12	0.17	0.11	0.11	0.15
MgO	3.12	1.70	3.61	2.16	3.25	2.79
CaO	1.93	0.95	2.97	1.64	1.99	3.26
Na ₂ O	1.71	1.45	1.69	1.24	1.33	1.71
K ₂ O	2.52	2.48	2.37	2.84	2.70	2.74
H ₂ O	0.04	0.26	0.12	0.20	0.02	0.14
П.п.п.	7.70	4.58	9.58	5.15	3.87	2.52
Сумма	99.93	100.24	99.85	100.39	99.52	100.19
Данные пересчета без п.п.п.						
SiO ₂	63.44	64.37	59.70	65.78	62.58	64.84
TiO ₂	0.78	0.92	1.21	0.89	1.42	1.24
Al ₂ O ₃	17.2	18.45	17.1	17.62	16.56	15.97
Fe ₂ O ₃	1.95	5.87	0.99	3.31	2.48	0.33
FeO	5.98	3.10	7.55	4.21	6.84	7.05
MnO	0.13	0.13	0.19	0.12	0.13	0.16
MgO	3.78	1.78	3.96	2.27	3.47	2.84
CaO	2.08	0.98	3.25	1.74	2.11	3.35
Na ₂ O	1.85	1.52	1.85	1.30	1.39	1.75
K ₂ O	2.73	2.60	2.60	3.02	2.84	2.80

преобладания в анализе пород из одной части разреза. Кроме того, при использовании такой методики проводился лишь один-два анализа на всю зону, а следовательно, ошибка опыта сводилась к минимуму.

Всего было получено 6 средних проб (рис. 46). Проба I - наименее измененные породы на площади метаморфической зональности - фация зеленых сланцев, подзона хлорита. Проба II - также из фации зеленых сланцев, но уже из подзоны порфиробластического хлорита. Проба III характеризует состав пород подзоны биотита, в этой подзоне постепенно исчезают реликтовые кластические структуры в алевролитах и песчаниках. Проба IV охватывает низкотемпературную часть амфиболитовой фации между изоградами дистена и граната. Пробы V и VI - также из амфиболитовой фации, из ее более высокотемпературной части; V - узловатые кристаллические сланцы и микрогнейсы, VI - взята из области, расположенной на границе с зоной ультраметаморфизма. Химические анализы пород каждой зоны приведены в табл. 13 (аналитик З.К. Зульф리카рова). По данным химико-аналитической лаборатории Института геологии и геохронологии докембрия АН СССР ошибки при количественных определениях основных окислов выражаются следующими

Таблица 14

Коэффициенты окисленности и величины железистости, полученные для средних проб

№ пробы	I	II	III	IV	V	VI
F	0.24	0.67	0.11	1	0.24	0.04
Общая железистость	0.61	0.75	0.41	0.68	0.64	0.60

цифрами (%): $SiO_2 - \pm 0.5$, $Al_2O_3 - \pm 0.7$, $FeO - \pm 0.3$, $Fe_2O_3 - \pm 0.3$, $MgO - \pm 0.3$, $CaO - \pm 0.3$. Щелочи определялись методом пламенной фотометрии, где ошибка составляет 1% от общего количества окисла. Ошибки анализа при спектральном определении исчисляются 10-20%.

При сравнении химического состава пород разных зон метаморфизма аналитические данные были пересчитаны без потерь при прокаливании. Исключение их из расчетных данных (см. табл. 13) связано с тем, что в различно метаморфизованных породах при разной плотности (от 2.71 в слабоизмененных до 2.84 в глубокометаморфизованных) непостоянство потерь при прокаливании может нарушить истинные соотношения между окислами.

Сравнение химических анализов разных проб показало, что почти для всех окислов колебания несколько превышают ошибки опыта, однако какой-либо тенденции в этих колебаниях не отмечается.

Химические составы пород нанесены на вариационную диаграмму, где они расположены последовательно от слабо- к глубокометаморфизованным породам. Закономерного изменения, как это видно на рис. 47, ни один окисел не обнаруживает. Наиболее заметные колебания содержания в разных пробах получены для SiO_2 , CaO и MgO . Изменения содержания кремнезема связаны с различной примесью в глинах обломочного кварцевого материала, которую часто невозможно обнаружить в породах, утративших первичные структуры. На диаграмме отчетливо видно, что изменения эти не имеют направленного характера и не связаны со степенью метаморфизма пород.

Повышение содержания окисей кальция и магния в пробе III обусловлено тем, что на площади, откуда взяты эти пробы, породы затронуты процессами вторичной доломитизации. Новообразованный доломит распределен в сланцах очень неравномерно, поэтому даже просмотр шлифов не исключает попадания в пробу пород, вторичнообогащенных карбонатом. Но и для этих довольно сильно изменяющихся по содержанию окислов отсутствует связь изменения их количества с метаморфизмом. Имеющие место отклонения в соотношении закисного и окисного железа (например, в пробе II) определяются экзогенными факторами. Коэффициент окисленности пород $\left(F = \frac{Fe_2O_3}{Fe_2O_3 + FeO} \right)$ от пробы к пробе меняется, однако без четкой закономерности из-за нарушения ее вторичными процессами (табл. 14).

Общая железистость пород $\left(\frac{Fe_2O_3 + FeO}{Fe_2O_3 + FeO + MgO} \right)$ колеблется очень незначительно, причем с увеличением степени метаморфизма ее величина остается такой же, как в неметаморфизованных породах. Сравнение коэффициента окисленности пород и общей железистости свидетельствует, что в слабо- и высокометаморфизованных породах соотношения FeO и Fe_2O_3 различны. В более высокотемпературных породах больше FeO , чем в слабометаморфизованных, хотя последовательного изменения нет. Имеют место колебания

в соотношении этих окислов. Общая железистость в пробах различно метаморфизованных пород постоянна. Количество остальных окислов в пробах, характеризующих состав разных зон метаморфизма, практически идентично.

При нанесении химических составов на треугольник А-К-FM (рис. 48) оказалось, что точки в пределах треугольника расположились без какой-либо закономерной зависимости от степени метаморфизма. Сравнение количеств всех окислов в различно метаморфизованных породах (особенно I и У1 проб, являющихся крайними членами изученной метаморфической зональности), а также положение точек средних проб в треугольнике позволяют сделать вывод, что состав пелитовых пород свиты филлитов не зависит от степени метаморфизма, а следовательно, метаморфизм от фации зеленых сланцев до амфиболитовой протекал в изученном нами районе в близких к изохимическим условиях.

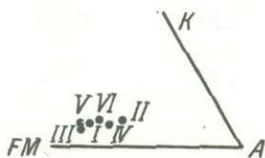


Рис. 48. Положение точек составов средних проб в треугольнике А-К-FM.

А - молекулярные количества Al_2O_3 ,
 К - K_2O , FM - FeO , MgO , MnO , Fe_2O_3 .

Таким образом, при отсутствии существенных фациальных изменений пород по простиранию и сохранении характера их слоистости в химическом составе пелитовых пород зависимости от степени метаморфизма не обнаружено. Этот вывод вполне однозначно свидетельствует, что химические анализы регионально метаморфизованных пород можно использовать для определения состава осадков.

Петрохимия зонально метаморфизованных пород ладожской серии

Район распространения ладожской серии относится к числу наиболее изученных. Развита здесь метаморфическая зональность относится к фациальной серии низких давлений (Судовиков и др., 1970; Великославинский, 1972). Зональность низких давлений описывалась в литературе многократно (Кориковский, 1967; Судовиков и др., 1970; Великославинский, 1972, и др.), однако систематическое изучение петрохимии осадочных пород подобного типа зональности проведено только в Северном Приладожье. Ранее В. П. Петровым и А. А. Предовским (Предовский и др., 1967) доказывалось, что породы ладожской серии подвергались изохимическому метаморфизму. В последние годы С. Б. Лобач-Жученко и В. П. Чекулаев (Лобач-Жученко и др., 1972) провели изучение петрохимии пород в районе развития метаморфической зональности ладожской серии с использованием методики средних проб, т.е. той же методики, на основе которой изучалась петрохимия филлитов Мамского района. Разница в исследованиях заключалась лишь в том, что в ладожской серии анализировались и сравнивались все породы, а в зональности Мамского района изучался лишь один тип пород. Пересчет химического состава пород ладожской серии на объемные проценты С. Б. Лобач-Жученко и В. П. Чекулаевым был проведен на большом аналитическом материале и на больших площадях, что давало возможность охарактеризовать каждую разновидность пород большим количеством проб, это в свою очередь делало достаточно представительными средние пробы для характеристики петрохимии каждой зоны метаморфизма.

Как уже отмечалось, породы ладожской формации зонально метаморфизованы от эпидот-амфиболитовой фации на северо-востоке до гранулитовой на

Таблица 15

Химический состав пород ладожской серии
(по С.Б. Лобач-Жученко и др., 1972), вес. %

Окислы	До изограды граната (зеленосланцевая фация)	Между изографами граната и силлиманита (эпидот-амфиболитовая фация)	Между изографами силлиманита и появления мигматитов (амфиболитовая фация)
SiO ₂	65.31	60.99	63.60
TiO ₂	1.13	1.34	1.38
Al ₂ O ₃	15.35	15.08	14.68
Fe ₂ O ₃	1.05	0.91	0.85
FeO	5.15	6.16	6.06
MgO	2.27	3.77	3.01
CaO	1.35	3.12	2.77
Na ₂ O	2.54	2.15	2.32
K ₂ O	2.66	2.58	2.65
H ₂ O	0.09	0.04	0.06
Число протолок	34	152	49

юго-западе (Судовиков и др., 1970). Полученные материалы по средним пробам для разных зон метаморфизма позволили С.Б. Лобач-Жученко и В.П. Чекулаеву утверждать, что региональный метаморфизм ладожской серии осуществлялся в условиях, близких к изохимическим. Данные о химическом составе пород ладожской серии в разных зонах метаморфизма приведены в табл. 15.

Материалы А.А. Предовского и В.П. Петрова (Предовский и др., 1967), полученные по усредненным пробам частных анализов, а также данные средних проб, приводимые С.Б. Лобач-Жученко и В.П. Чекулаевым, свидетельствуют об изохимическом характере регионального метаморфизма низких давлений, проявлявшегося в этом районе.

Петрохимия зонально метаморфизованных филлитов Северо-Байкальского нагорья по данным карт тренд-поверхностей

Выводы, полученные по средним пробам, имеют большое значение как для петрологии метаморфических процессов, так и для палеолитологических построений. Однако эти данные позволяют говорить о поведении петрогенных элементов при прогрессивном региональном метаморфизме лишь в целом, не давая ответа на некоторые частные вопросы петрохимии.

Для более полного обоснования выводов по петрохимии осадочных пород в условиях прогрессивной метаморфической зональности, кроме средних проб, было сделано около 140 полных силикатных анализов частных проб пелитов, характеризующих породы той же территории, с которой были отобраны и образцы для средних проб. Свыше 100 полных силикатных анализов было сдела-

но в одной лаборатории и одним аналитиком. Это обстоятельство обеспечивало более надежную сравнимость аналитических данных, так как возможные ошибки анализов превращались в систематические.

Все перечисленные материалы были обработаны на ЭВМ в Отделе математической геологии ВСЕГЕИ. Обработка проводилась на основе анализа карт тренд-поверхностей, где используется в основном метод наименьших квадратов в условиях линейной модели. Одна из областей применения этого метода - изучение видов систематического изменения. Таким способом были проанализированы основные петрогенные окислы и ряд малых элементов. Палеогеографические исследования, проведенные в области развития зональности, как уже отмечалось, показали, что береговая линия бассейна осадконакопления располагалась параллельно выходам свиты филлитов. Это предполагает отсутствие существенных фациальных изменений в породах свиты по простиранию. Однако, как свидетельствуют данные изучения средних проб, в пределах рассматриваемой территории свиты филлитов имели место колебания в первичном составе пород. Наиболее существенно они проявились в составе проб между изоградами биотита и граната (табл. 13). Истинные причины колебаний состава средних проб оказалось возможным выяснить с помощью частных проб. Для установления основных тенденций в поведении химического состава пород свиты филлитов было использовано 140 силикатных анализов пород свиты. Для этого вся территория, где анализировались породы, была разбита на квадраты. Каждая точка химического анализа привязывалась к сетке квадратов - к системе координат. Далее данные анализы обрабатывались по задаче тренд, в результате чего для каждого окисла получена своя карта тренд-поверхностей. Ниже будут рассмотрены эти карты для большинства окислов.

Кремнезем (SiO_2). Изолинии содержаний SiO_2 на карте проведены через 2%. Характер изолиний, соединяющих одинаковые содержания окисла, свидетельствует о неоднозначных его количествах на площади. Наиболее существенные колебания в содержании кремнезема наблюдаются в северо-восточной части свиты: от 59% в южных выходах свиты до 67% в северных (рис. 49). Изолинии SiO_2 располагаются под небольшим углом к границам выходов свиты и почти под прямым углом к изоградам метаморфизма. Такое положение изолиний характерно для высоко- и среднетемпературной части метаморфической зональности. Лишь около изограды граната некоторые изолинии секут границы свиты. В основном секущее расположение изолиний по отношению к изоградам метаморфизма свидетельствует о том, что изменение содержания кремнекислоты не связано с метаморфизмом. Увеличение количества SiO_2 в породах вкрест простирания может быть лишь результатом колебания состава пород по разрезу.

Имеющая место неоднородность содержания SiO_2 как по простиранию, так и вкрест него отражает неоднородность литологического состава свиты и не связана с влиянием метаморфизма. Об этом свидетельствует и резко секущий характер изолиний по отношению к изоградам.

Окись титана (TiO_2). Изолинии на карте тренд-поверхностей проведены через 0.1 вес.% (рис. 49). Содержание этого окисла различно в пределах свиты. Максимальные его количества обнаружены в пределах северо-восточной части выходов свиты. Расхождения в содержании TiO_2 находятся в пределах 0.7-0.9 вес.%, поэтому нельзя говорить о четкой зависимости количества окиси титана в породах от степени метаморфизма. Кроме того, основными носителями TiO_2 в филлитах являются рутил и титаномагнетит - минералы, которые в пределах слоя обычно распределены очень неравномерно. Все это, а также факты инертного поведения TiO_2 во многих геологических процессах не позволяют утверждать, что метаморфизм оказывает влияние на распределение TiO_2 , хотя расположение изолиний этого окисла могло бы свидетельствовать о таком явлении.

Окись алюминия (Al_2O_3). На территории рассматриваемой метаморфической зональности изолинии содержания глинозема располагаются почти параллельно выходам свиты и резко секуще по отношению к изографам метаморфизма (рис. 49). Неравномерность в распределении Al_2O_3 обусловлена главным образом различным положением пород в разрезе свиты. Содержание Al_2O_3 колеблется от 19 до 16% и отражает первичный состав пород. По простиранию на большей части площади количество Al_2O_3 остается постоянным. Все это может служить основанием для отрицания влияния метаморфизма на распределение глинозема.

Окисное железо (Fe_2O_3). Основная тенденция поведения окисного железа — это уменьшение содержания в области высокометаморфизованных пород. В пределах низкотемпературной части метаморфической зональности имеют место колебания Fe_2O_3 по разрезу, но именно здесь количество этого окисла достигает наибольших значений. В высокотемпературной части зональности содержание Fe_2O_3 наименьшее и более равномерное по всему разрезу.

Закисное железо (FeO). На карте тренд-поверхностей этого окисла видна обратная тенденция его поведения по сравнению с Fe_2O_3 , т.е. содержание FeO с возрастанием степени метаморфизма увеличивается. При этом имеющиеся место колебания в содержании FeO в одинаково метаморфизованных породах не перекрывают разницы в количестве этого окисла в различно метаморфизованных породах (рис. 49). Большинство изолиний FeO сечет простирание свиты.

Окись кальция (CaO). На карте тренд-поверхностей этого окисла отмечаются колебания его содержания в пределах разных частей свиты. При этом они характерны для разных зон метаморфизма — от изографы граната (эпидот-амфиболитовая фация) до зоны ультраметаморфизма (высокотемпературная амфиболитовая фация). Неоднородность в распределении CaO по разрезу отражает первичную литологическую неоднородность пород, т.е. некоторые фациальные изменения и, возможно, вторичные процессы, неравномерно развитые в разных частях свиты.

Характер расположения изолиний на карте свидетельствует об отсутствии зависимости в распределении CaO от степени метаморфизма.

Окись магния (MgO). На большей территории выходов свиты филлитов содержание этого окисла сохраняется постоянным. В низкотемпературных и высокотемпературных породах метаморфической зональности распространены изолинии одинакового содержания MgO . Разница заключается лишь в том, что в низкотемпературных зонах количество MgO увеличивается в северных выходах пород, а в высокотемпературной его количество максимально в породах южных выходов.

Щелочи. Изучение поведения щелочей в условиях прогрессивного регионального метаморфизма имеет большое значение для понимания ряда геологических процессов. В частности, данные о поведении щелочей позволяют правильнее оценить процессы гранитизации и мигматизации. По поведению щелочей в более низкотемпературных условиях можно определить, подготовлен ли процесс гранитизации геохимическими преобразованиями более ранних этапов метаморфизма или же он независим от них и полностью определен условиями высокотемпературной амфиболитовой фации.

Окись натрия (Na_2O). На картах тренд-поверхностей изменения в содержании Na_2O в пределах свиты филлитов не наблюдается. Его количество остается постоянным от низко- до высокотемпературных зон метаморфизма.

Окись калия (K_2O). Изолинии на карте тренд-поверхностей проведены через 1 вес.% (сплошные линии) и через 0.1 вес.% (прерывистые; рис. 49). Поле выходов свиты ограничено изолиниями содержаний в 3 вес.%. Внутри свиты в высокотемпературной части изолинии располагаются параллельно выходам свиты, а между изографами биотита и граната имеет место (в некото-

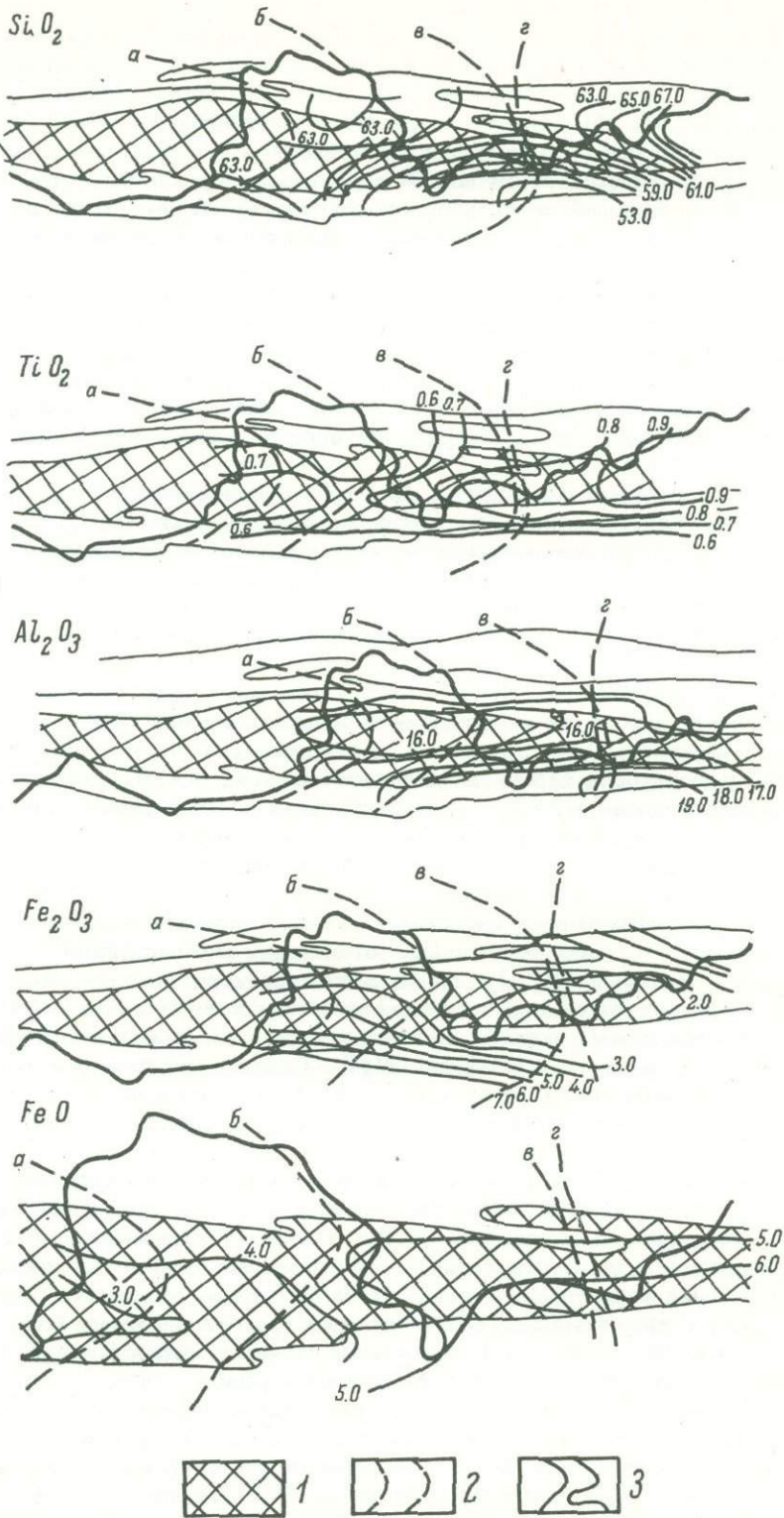


Рис. 49. Карты тренд-поверхностей породообразующих окислов.

1 - свита филлитов; 2 - изограды метаморфизма: а - порфиروبластического хлорита, б - биотита, в - дистена, г - граната; 3 - изолинии с одинаковым содержанием элементов.

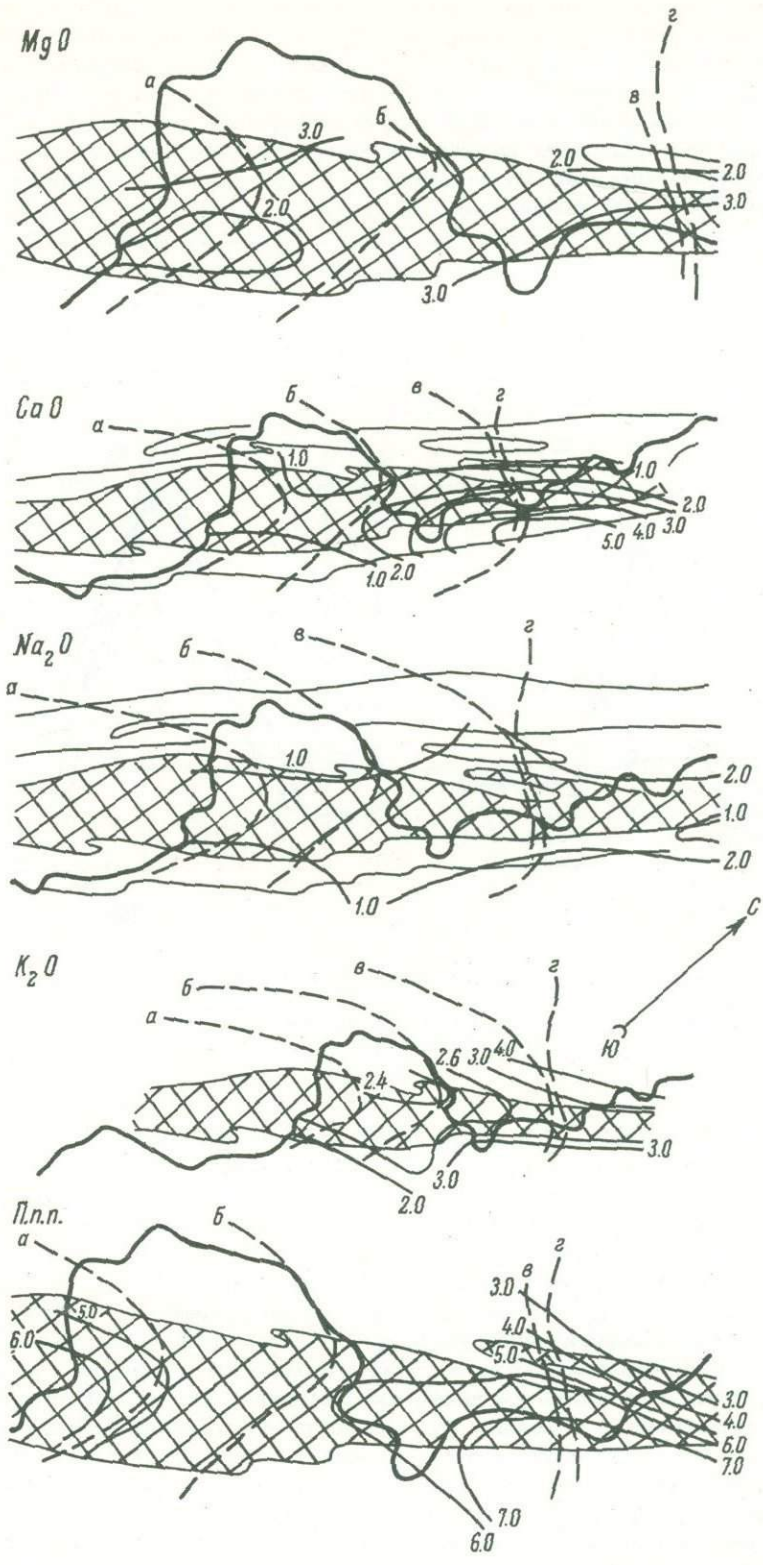


Рис. 49. (Продолжение).

рой части) секущее положение изолиний с содержанием щелочи 0.1 вес.%. Существующая дисперсия в содержании K_2O не позволяет считать такое расхождение значимым. Кроме того, K_2O обычно очень неравномерно распределен в осадке. Все, вместе взятое, позволяет говорить лишь о возможной тенденции изменения количества K_2O под воздействием метаморфизма. Распределение щелочей в породах разных зон метаморфизма свиты филлитов может быть продемонстрировано на графиках (рис. 50), для построения которых было обработано 100 химических анализов. Оказалось, что в разных зонах метаморфизма кривые, связывающие породы с разным содержанием Na_2O , совершенно однотипны (рис. 50). K_2O не имеет полного подобия кривых в раз-

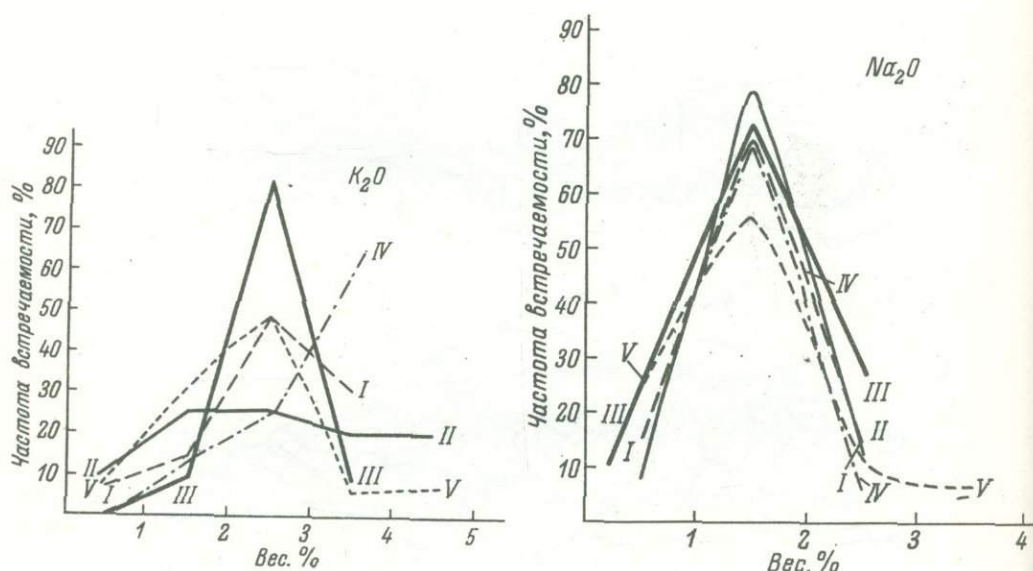


Рис. 50. Гистограммы количества щелочей в разных зонах метаморфизма.

I-III - фация зеленых сланцев, IV - эпидот-амфиболитовая фация, V - амфиболитовая фация.

ных зонах метаморфизма. Наибольшие отклонения испытывают кривые II (низкотемпературная часть фации зеленых сланцев) и IV (между изоградами биотита и граната). В остальных зонах они почти симметричны по отношению к содержанию $K_2O=2.5\%$ (рис. 50). При этом крайние члены зональности характеризуются полным подобием в расположении кривых. На графике видна первичная неоднородность K_2O по простиранию свиты.

Потери при прокаливании. (П.п.п. включают все летучие компоненты в породе и конституционную воду). Большинство исследователей единодушно признают, что количество летучих компонентов в породах при повышении степени метаморфизма уменьшается. Как видно на рис. 49, изолинии потерь при прокаливании главным образом секут простирание свиты филлитов и совпадают с простиранием изоград в низкотемпературной части. В наиболее высокотемпературной части содержание летучих минимальное. Незначительное нарушение закономерного изменения потерь при прокаливании с возрастанием степени метаморфизма наблюдается в граничной части зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций. Это связано с развитием здесь процессов вторичной доломитизации и соответствующим повышением количества потерь при прокаливании.

Таблица 16

Средние значения отношений окислов в породах Северо-Байкальского нагорья

Отношение окислов	I зона				II зона				III зона			
	число проб	\bar{x}	S^2	НП	число проб	\bar{x}	S^2	НП	число проб	\bar{x}	S^2	НП
$\frac{Al_2O_3}{SiO_2}$	66	0.271 -1.37	$83 \cdot 10^{-4}$ 0.154	1.89	19	0.293 -1.263	$73.5 \cdot 10^{-4}$ 0.0744	1.75	18	0.292 -1.261	$53.2 \cdot 10^{-4}$ 0.0585	1.48
$\frac{TiO_2}{Al_2O_3}$	66	0.0504 -3.140	$5.02 \cdot 10^{-4}$ 0.721	3.08	19	0.0432 -3.241	$4.23 \cdot 10^{-4}$ 0.214	2.45	18	0.0512 -2.979	$0.403 \cdot 10^{-4}$ 0.0153	1.24
$\frac{Na_2O}{K_2O}$	66	0.723 -0.666	0.496 0.866	6.32	19	0.732 -1.491	3.375 2.104	11.23	18	0.404 0.800	0.0532 0.205	2.38
$\frac{CaO}{MgO}$	66	1.006 -0.889	3.681 4.446	14.71	19	0.718 -2.048	0.729 11.235	3.69	18	0.451 -0.991	0.150 0.339	4.71
$\frac{Na_2O + K_2O}{Al_2O_3}$	66	0.283 -1.298	$60.5 \cdot 10^{-4}$ 0.0765	1.94	19	0.321 -1.235	$133 \cdot 10^{-4}$ 0.282	1.43	18	0.269 -1.323	$12 \cdot 10^{-4}$ 0.0182	1.22
$\frac{Na_2O}{Al_2O_3}$	66	0.0965 -2.455	$15.2 \cdot 10^{-4}$ 0.326	2.06	19	0.0812 -3.081	$91.9 \cdot 10^{-4}$ 1.336	5.02	18	0.0862 -2.514	$9.07 \cdot 10^{-4}$ 0.141	1.79
$\frac{Fe_2O_3}{FeO}$	64	4.104 -0.162	34.706 4.230	4.74	18	2.557 -0.0633	11.757 2.895	4.40	17	0.672 -1.373	2.457 1.570	9.96

Обобщая данные по картам тренд-поверхностей породообразующих окислов, следует подчеркнуть следующее.

1) Характер изолиний на картах свидетельствует, что имеющаяся неоднородность в распределении большинства окислов на площади свиты филлитов определена первичным составом пород.

2) На распределение содержаний большинства окислов метаморфизм не оказывает влияния, кроме потерь при прокаливании. TiO_2 и K_2O , возможно, имеют неотчетливо выраженную тенденцию к увеличению в весьма незначительном количестве с повышением степени метаморфизма.

3) С повышением степени метаморфизма наблюдается увеличение содержания FeO и соответственно уменьшение Fe_2O_3 при постоянном количестве общего железа.

Таким образом, по данным карт тренд-поверхностей можно сделать вывод, что прогрессивный региональный метаморфизм в рассматриваемом районе протекал в близких к изохимическим условиям.

Для пород Северо-Байкальского нагорья близкий к изохимическому характер регионального метаморфизма установлен на основе изучения петрохимии различно метаморфизованных пород двумя методическими приемами - путем сравнения данных средних проб и на основе результатов карт тренд-поверхностей. TiO_2 и K_2O , имеющие, возможно, тенденцию к изменению, в количественном отношении выражены настолько незначительно, что по существу химического состава не изменяют.

По данным химических анализов частных проб различно метаморфизованных пород были получены отношения окислов, обычно используемые при палеорекострукциях, - $\frac{Al_2O_3}{SiO_2}$, $\frac{TiO_2}{Al_2O_3}$, $\frac{Na_2O}{K_2O}$, $\frac{CaO}{MgO}$, $\frac{Na_2O + K_2O}{Al_2O_3}$, $\frac{Na_2O}{Al_2O_3}$, $\frac{Fe_2O_3}{FeO}$ - и проведен их статистический анализ (табл. 16). Оказалось, что величины некоторых из них - $\frac{Al_2O_3}{SiO_2}$, $\frac{Na_2O}{Al_2O_3}$, $\frac{Na_2O + K_2O}{Al_2O_3}$ - от зоны к зоне не имеют статистически значимых различий. Это относится к отношениям тех окислов, для которых характерна устойчивость на площади в первичном осадке и при метаморфизме в разных термодинамических условиях.

Статистически значимые различия установлены для отношений $\frac{Fe_2O_3}{FeO}$, $\frac{TiO_2}{SiO_2}$, $\frac{Na_2O}{K_2O}$, $\frac{CaO}{MgO}$. Разные значения отношений этих окислов в разных зонах метаморфизма обусловлены двумя причинами. Что касается первого отношения, то изменение в его содержании связано главным образом с влиянием метаморфизма на характер распределения входящих в его состав окислов. В трех других отношениях имеющие место различия определяются в основном первичным непостоянством содержания этих окислов на площади выходов свиты и, возможно, для некоторых (имеющих в составе K_2O , TiO_2) - влиянием метаморфизма.

Петрохимия зонально метаморфизованных пород Патомского нагорья

В Патомском нагорье исследовались разнообразные по литологическому составу породы - пелиты, алевролиты, песчаники, мергели, известняки, метаэффузивы. Изучение поведения в них петрогенных элементов имеет большое значение для понимания всех имеющихся материалов по петрохимии процессов регионального метаморфизма.

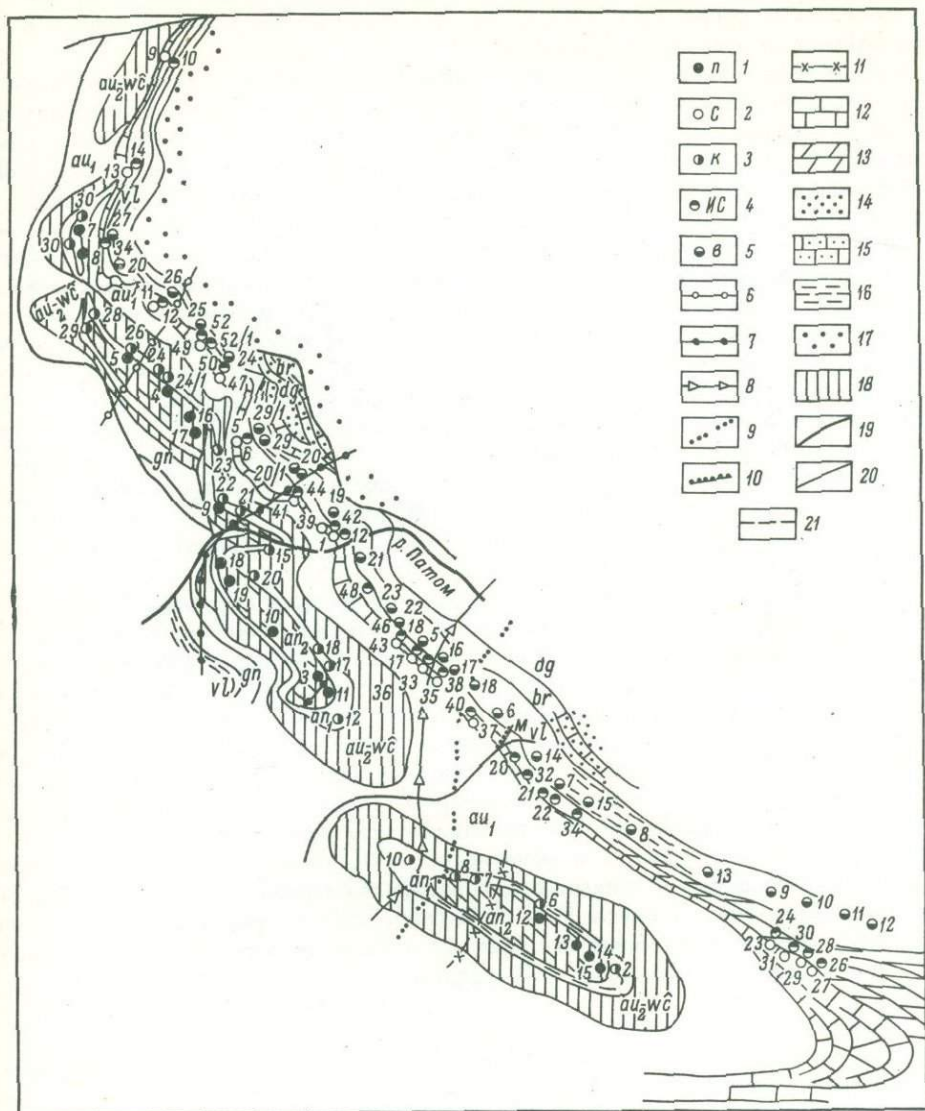


Рис. 51. Карта Угаханского участка.

1-5 - места отбора и номера проб; изограды: 6 - дистена, 7 - ставролита, 8 - граната, 9 - биотита в метapelитах, 10 - биотита в мергелях, 11 - хлоритоида; 12 - известняки; 13 - мергели; 14 - песчаники; 15 - песчаные известняки; 16 - сланцы; 17 - полимиктовые песчаники, гравелиты; 18 - углистые кварцевые алевролиты и песчаники; 19 - разломы; 20 - границы свит; 21 - предполагаемые границы свит; свиты: *bl* - баллаганакская, *dg* - джемкуканская, *br* - баракунская, *vl* - валюхтинская, *gn* - жуинская, *au* - аукакитская, *wc* - вачская, *an* - анангрская.

Как известно, в Патомском нагорье развита классическая метаморфическая зональность, включающая зеленосланцевую, эпидот-амфиболитовую и амфиболитовую фации метаморфизма (Великославинский, Петров, 1964а, 1964б; Петров, Макрыгина, 1970). Эта зональность относится к дистен-силлиманито-

вой фациальной серии умеренных давлений. Петрохимия пород изучалась в трех районах развития метаморфической зональности.

Первый из участков, в котором проводилось геохимическое опробование, — Угаханский. Он расположен в центре Патомского нагорья и равноудален от источников сноса обломочного материала — выступов древнего фундамента. Участок представляет собой синклиналиную, близкую к изоклинальной складку с ундулирующим шарниром (рис. 51). Осевая плоскость складки опрокинута на юго-запад и составляет с горизонтом угол в 45° (в юго-восточной части), который постепенно уменьшается к северо-западу до $15-20^\circ$. Крылья складки осложнены надвигами. Амплитуда их увеличивается к северо-западу, где из разреза выпадает ряд свит. Меньшее значение имеют круглые поперечные и оперяющие разломы. На Угаханском участке нами изучены метапелиты анангрской („С“) ¹ и валюхтинской („В“) свит, известковистые туфоалевролиты анангрской свиты („п₁“), мергели („ИС“) и известняки („к“) жуинской свиты. В соседней синклинали, расположенной к юго-западу от Угаханской, опробованы туфоалевролиты („п₂“) и светлые метапелиты анангрской свиты („АС“). На Угаханском участке представлены все метаморфические зоны, которые развиты в Патомском нагорье, расстояние между изоградами здесь минимально по сравнению с другими исследованными участками, а изменение температуры максимально.

Второй, Жуинский, участок расположен на восточном фланге Патомского нагорья (рис. 52). Крупная синклиналиная структура север-северо-западного простирания близка к изоклинальной и запрокинута на запад-юго-запад под углом 45° . Главный источник сноса обломочного материала — Лангдорский антиклинорий — расположен поблизости от юго-восточного замыкания структуры. В метапелитах закартированы изограды хлорита, биотита, граната и олигоклаза (рис. 52). Увеличение степени метаморфизма происходит от центра синклинали к ее периклинальным окончаниям. Такое расположение изоград дает возможность однозначно учесть влияние как метаморфического, так и литологического факторов на изменение состава пород. Опробовано три литологических типа пород — полимиктовые песчаники баллаганахской свиты („БП“), светлые сланцы той же свиты („ВС“) и глинистые сланцы валюхтинской свиты („ВС“). Расстояния между изоградами на этом участке больше по сравнению с Угаханским участком, а изменения температуры меньше (на 36 км ~ 200°).

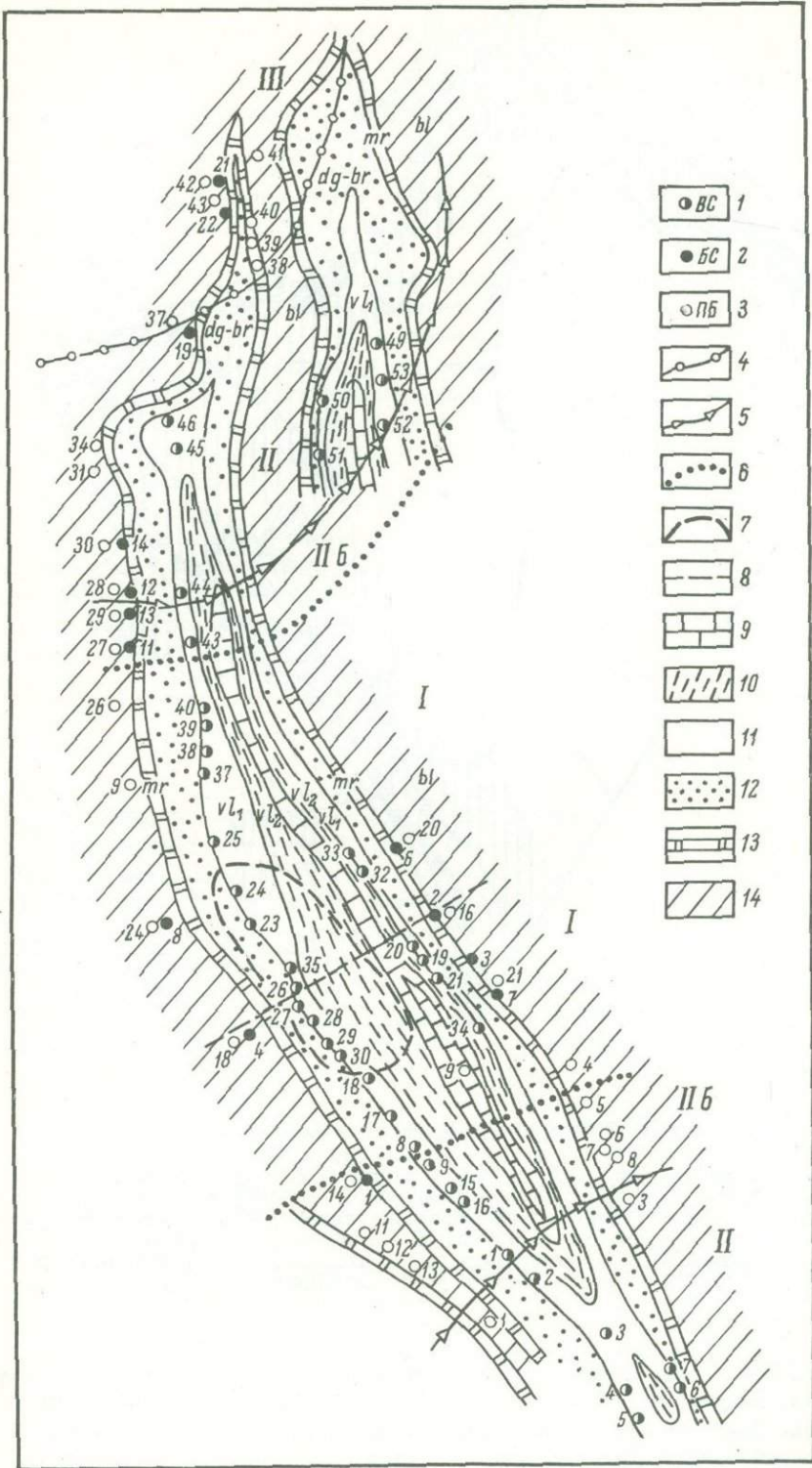
Третий, Витимский, участок находится на северо-восточной периферии Чуйского антиклинория (рис. 53). Здесь опробованы моноклинально залегающие высокоглиноземистые сланцы пурпольской свиты („сп“; дрэзияя кора выветривания) и метадиабазы медвежьей свиты („д“). Обе свиты относятся к тепторгинской подсерии верхнего протерозоя (Pt_1^1). Опробованные разновидности пород прослежены на расстоянии примерно в 150 км от Ангаро-Ленского прогиба до Мамского синклинория. Ширина зоны около 45 км, и на этом расстоянии температура возрастает примерно на 250° .

Методика опробования заключалась в следующем. В пределах характерных свит или горизонтов, которые хорошо картируются в поле и, как правило, четко выделяются в рельефе, отбирались пробы одной литологической

Рис. 52. Карта Жуинского участка.

1-3 — места взятия и номера проб; изограды: 4 — олигоклаза, 5 — граната, 6 — биотита, 7 — порфиробластического хлорита; 8 — линия минимального метаморфизма; 9 — светлые известняки; 10 — сланцы; 11 — алевролиты и углистые сланцы; 12 — песчаники; 13 — серые известняки; 14 — песчаники и граувелиты. Римские цифры — зоны метаморфизма. Индексы свит см. в подписи к рис. 51.

¹ Для более удобного сравнения пород в таблицы введены их индексы.



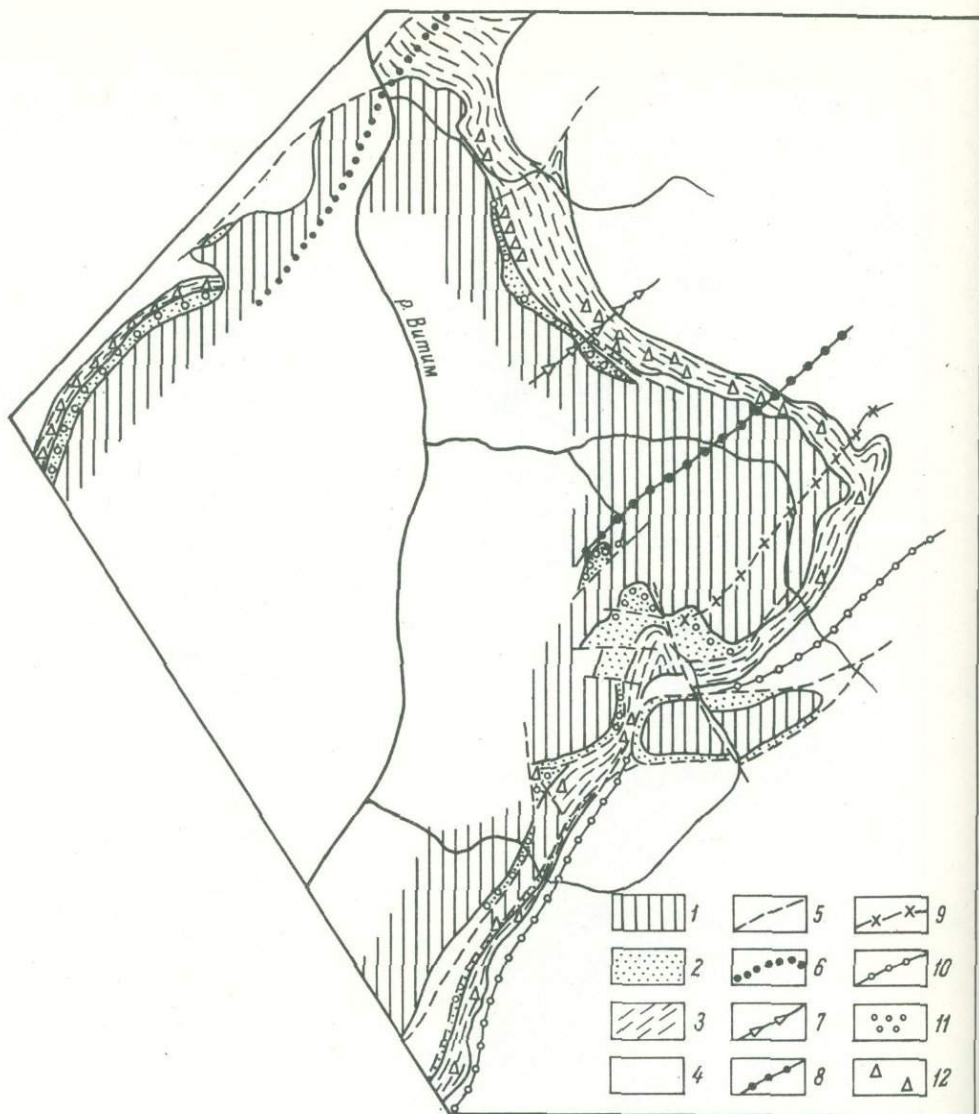


Рис. 53. Карта Витимского участка.

1 - древний фундамент ($Pt_1 - Pt_2$); свиты: 2 - пурпильская светлых кварцитов и высокоглиноземистых сланцев; 3 - медвежьевская алевролитов, песчаников, туфопесчаников с пластовыми телами метадиабазов; 4 - баллаганакская; 5 - разломы; изограды: 6 - биотита, 7 - граната и амфибола, 8 - ставролита, 9 - хлоритоида, 10 - дистена, 11 - места взятия проб сланцев („сп“); 12 - места взятия проб метадиабазов („Д“).

разновидности пород. Если, например, свита состоит из ритмического переслаивания сланцев, алевролитов и песчаников, то в пробу входил только один тип пород. Делалось несколько близких пересечений свиты от подошвы до кровли и отбиралось 15-30 образцов, которые составляли одну пробу. Вес каждой пробы 5-7 кг. Сначала брались пробы весом до 20 кг, но эмпирически было установлено, что даже проба в 3 кг почти всегда является предста-

вительной. Число проб, приходящихся на метаморфическую зону, обычно варьировало от 4 до 10. Такое количество достаточно хорошо характеризует средний состав пород в каждой зоне. Повторное опробование некоторых разновидностей пород Угаканского участка и удвоение числа проб из каждой метаморфической зоны не изменили средних содержаний элементов, полученных ранее. Однако следует заметить, что слишком малое количество проб (меньше 4) не позволяет проводить корреляционного анализа между элементами, что заметно снижает ценность информации.

При опробовании полностью исключались породы, испытавшие влияние более поздних процессов (пиритизация, окварцевание, ожелезнение, сильная степень выветривания).

В дальнейшем рассмотрение всех элементов будет проводиться, исходя из их средних содержаний в метаморфических зонах. Понятие метаморфическая зона не всегда совпадает с объемом фации или субфации метаморфизма. Так, в большинстве разновидностей метапелитов зона I отвечает серицит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации, зона II объединяет биотит-хлоритовую субфацию зеленосланцевой фации и эпидот-амфиболитовую фацию, а III и IV зоны соответствуют ставролит-альмандиновой и дистен-альмандиновой субфациям амфиболитовой фации. В метапелитах "С" анагрской свиты Угаканского участка зона I отвечает всему объему зеленосланцевой фации, так как биотит в этих породах отсутствует. В мергелях и известняках жуинской свиты, а также в алевролитах "п₁" и "п₂" анагрской свиты зоны III и IV условно разделяются по изограде дистена в соседних метапелитах.

Содержание петрогенных элементов определялось В.Р. Огневым при помощи спектрального силикатного анализа с контролем 20% проб обычным силикатным методом и дублировалось на рентгеновском квантометре (аналитик Л.И. Иванова). Точность обоих методов близка. Анализы на FeO и Fe₂O₃ выполнялись В.А. Ширяевой химическим методом (относительная ошибка ±5%). К, Na, Zr и Rb анализировались М.М. Рыбаковой и О.О. Егоровой методом фотометрии пламени. Все другие элементы определялись спектральными методами аналитиками А.Д. Глазуновой (Co, Ni, Cr, V), В.А. Легейдо (Pb, Zn, Sn), Е.С. Костюковой и Т.А. Кузьминой (Ba, Sr), Л.Л. Петровым (Be) и Е. Смирновой (Ce, La, Nd, Y) в Институте геохимии СО АН СССР. Максимальная ошибка определения составляла ±20%. U и Th анализировались с помощью гамма-спектрометрического метода В.А. Бобровым в Институте геологии и геофизики (г. Новосибирск); относительная ошибка анализа ±8-15%. Фтор определялся калориметрическим методом (ошибка ±9-14%) Э.А. Развозжаевой; контроль осуществлялся спектральным методом (Л.Л. Петров) в Институте геохимии СО АН СССР.

Поведение петрогенных элементов. Группа четверных окислов. При рассмотрении поведения редких и петрогенных элементов в процессе метаморфизма пород мы исходили из следующего.

1. Если средние содержания какого-либо элемента оставались устойчивыми во всех метаморфических зонах и эта закономерность повторялась в нескольких разновидностях пород, то считалось доказанным инертное поведение данного элемента.

2. При наличии систематических изменений средних содержаний элемента выяснялась их статистическая значимость и далее устанавливались причины (литологические или метаморфические), влияющие на его миграцию.

Из табл. 17 и 18 хорошо видно, что средние содержания SiO₂, TiO₂ и Al₂O₃ в каждой из рассмотренных разновидностей пород устойчивы во всех метаморфических зонах. Имеющиеся различия не выходят за пределы ошибок анализа и статистически незначимы. То же самое можно сказать о CaO, хотя дисперсии содержаний этого элемента велики, что приводит к заметным колебаниям средних значений (табл. 17, 18). Ранее отмечалось (Петров, Макрыгина, 1970) заметное возрастание концентрации CaO в бурошпатовых

Таблица 17

Средние химические составы метapelитов в различных метаморфических зонах

M	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Σ Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п.	Число проб	Индекс пород
I	62.89	0.88	17.54	4.60	0.07	3.24	0.40	1.60	2.52	6.14	8	"С"
II	63.74	1.18	17.79	7.48	0.10	1.69	0.46	0.74	3.84	3.90	8	
III	62.83	1.17	17.61	8.22	0.10	1.87	0.56	0.78	3.49	3.30	4	
IУ	65.39	1.03	16.78	9.37	0.11	1.20	0.36	0.49	2.95	2.10	9	
I	62.30	0.84	16.34	6.13	0.08	3.53	0.41	1.62	3.12	4.88	11	"В"
II	58.29	0.74	16.22	8.46	0.11	5.75	0.92	1.45	3.01	4.78	6	
III	62.00	0.82	15.59	7.86	0.10	4.56	1.28	1.42	3.18	3.02	7	
IУ	65.30	0.78	14.78	7.31	0.08	3.53	0.60	1.50	3.17	2.62	4	
I	59.30	1.09	18.65	8.65	0.11	3.79	0.34	1.14	2.92	Не опр.	4	"АС"
II	57.10	1.10	18.21	9.14	0.14	4.27	1.08	1.39	3.10	" "	6	
III _a	59.10	1.08	18.19	9.06	0.11	4.00	0.74	1.00	3.47	" "	5	
III	60.15	1.02	17.50	8.41	0.13	4.04	1.62	0.98	2.99	" "	5	
IУ	59.50	1.07	18.80	8.42	0.13	3.95	0.95	1.17	2.98	" "	6	
I	61.68	0.61	17.15	7.89	0.12	3.25	0.55	1.37	3.71	3.59	4	"БС"
II	60.70	0.64	17.80	7.85	0.15	3.81	0.81	1.73	3.12	3.11	4	
III _a	61.44	0.66	18.45	7.54	0.13	3.31	0.69	1.32	3.54	2.60	6	

II	60.70	0.87	16.02	7.65	0.15	3.67	0.49	2.03	3.92	3.97	9	"ВС"
I _x	63.50	0.78	15.45	6.56	0.13	3.35	0.39	1.76	3.38	4.26	7	
I _c	60.97	0.82	16.73	6.80	0.13	3.63	0.48	1.76	3.75	5.02	8	
I _x	61.89	0.74	16.30	7.15	0.12	3.67	0.43	1.89	3.70	4.61	7	
II	62.63	0.83	15.29	7.48	0.12	3.96	0.46	1.89	3.20	4.79	9	
I	48.55	1.33	28.06	12.21	0.11	1.17	0.20	1.32	1.86	4.85	10	"СП"
II	48.80	1.18	29.50	13.32	0.15	0.56	0.31	1.05	2.02	3.30	10	
III _a	49.87	1.23	32.84	11.62	0.20	0.41	0.24	0.47	1.22	1.75	10	
III	52.81	1.27	29.00	11.13	0.19	0.77	0.39	0.55	1.85	1.65	12	

Примечание. Здесь и далее М - метаморфические зоны, I_c - серицит-хлоритовая, I_x - порфиробластического хлорита, I - зеленосланцевая нерасчлененная, II_c - биотит-хлоритовая, II - эпидот-амфиболитовая фация, III_a - высокотемпературная часть эпидот-амфиболитовой фации, III - ставролит-альмандиновая и IУ - дистен-альмандиновая субфации.

Таблица 18

Средние химические составы некоторых пород Патомского нагорья в различных метаморфических зонах

M	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Σ Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п.	Число проб	Индекс пород
I	60.70	0.98	13.28	5.51	0.15	3.50	4.87	1.62	1.55	7.90	4	"П1"
II	63.10	0.98	13.46	7.85	0.14	4.34	4.87	2.40	1.11	2.20	7	
III	61.70	0.90	13.98	7.83	0.19	4.90	6.78	2.17	0.26	1.20	4	
IУ	62.50	0.87	14.68	6.63	0.14	4.01	6.10	2.89	0.17	0.96	4	

Таблица 18 (продолжение)

М	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Σ Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п.	Число проб	Индекс пород
I	69.00	0.93	12.62	7.01	0.09	3.53	0.63	2.63	0.91	Не опр.	4	} "П ₂ "
II _б	65.60	0.97	15.12	7.36	0.13	3.67	0.72	2.52	1.54	" "	6	
II	67.20	1.12	13.30	7.65	0.17	3.96	4.61	2.08	0.40	" "	7	
III	61.80	0.91	13.51	7.11	0.18	4.50	5.83	2.63	0.17	" "	4	
IУ	60.60	1.05	13.98	8.19	0.17	4.49	6.14	2.70	0.30	" "	5	
I	48.20	1.21	13.70	12.18	0.26	8.01	10.29	3.50	0.15	2.71	10	} "Д"
II _б	50.12	1.00	13.44	11.75	0.25	6.86	10.14	3.41	0.13	2.40	8	
II	49.07	0.72	12.40	11.61	0.26	7.55	10.61	2.48	0.18	1.70	7	
III	50.00	0.88	13.55	11.75	0.25	7.33	10.12	2.79	0.21	0.89	11	
I	49.90	0.58	12.15	5.82	0.08	4.32	10.95	1.00	2.43	13.62	8	} "ИС"
II	52.70	0.60	11.35	5.92	0.10	4.41	10.06	1.20	2.18	11.03	7	
III	49.60	0.68	12.97	6.40	0.09	4.93	12.33	1.05	2.84	8.96	10	
IУ	50.70	0.62	12.38	6.63	0.11	4.90	13.62	1.03	2.91	9.89	5	
I	9.75	0.21	1.84	1.78	0.12	1.86	46.19	0.50	0.29	37.95	4	} "К"
II	13.00	0.16	2.08	1.53	0.12	1.68	44.41	0.46	0.25	36.13	4	
III	9.95	0.15	2.16	1.48	0.10	1.85	44.79	0.48	0.34	38.15	7	
IУ	10.20	0.20	2.56	1.57	0.09	1.69	46.75	0.37	0.38	36.81	4	
III _а	77.96	0.63	9.27	5.61	0.06	1.73	0.59	1.35	1.07	1.39	6	} "БП"
II	76.41	0.58	8.05	4.85	0.05	1.54	3.55	1.57	1.04	1.66	5	
I	78.78	0.55	8.46	3.93	0.06	1.39	1.38	1.53	1.14	2.10	6	
II _б	76.34	0.61	8.08	4.15	0.06	1.47	2.84	1.98	1.39	2.62	8	
II	75.85	0.51	9.87	3.96	0.06	1.85	1.77	2.70	1.27	2.54	2	

Таблица 19

Средние содержания Rb и Zr (г/т) и величина отношения K/Rb в породах Жуинского участка по метаморфическим зонам

Индекс породы	М	Число проб	Rb	Zr	K/Rb	Пределы содержания Rb и Zr соответственно
„BC”	II	9	117	69	272	} 80-190 54-93
	I _x	7	127	60	220	
	I _c	8	144	74	217	
	I _x	7	127	62	227	
	II	9	109	66	256	
„BC”	III	4	135	71	230	} 104-176 54-94
	II	4	119	79	219	
	I	6	131	68	225	
„БП”	III _a	6	54	24	167	} 20-90 13-30
	II	5	40	22	191	
	I	6	42	20	226	
	II _б	8	48	23	241	
	II	2	45	26	235	

метапелитах валюхтинской свиты (метапелиты „в”) в амфиболитовой фации метаморфизма. При повторном опробовании этой пачки пород выяснилось, что четыре пробы III и IV зон взяты из переходной пачки между валюхтинской и жуинской свитами, обогащены карбонатом и не могут рассматриваться в единой серии пород. В большинстве разновидностей пород трех участков колебания средних концентраций Ca обычно незакономерны. На Угаханском участке систематическое возрастание содержания Ca в северо-западном направлении (зоны III и IV) в туфоалевролитах анангрской свиты (п₁ и п₂) обусловлено литологическим фактором. Таким образом, по-видимому, можно говорить о том, что в рассмотренном интервале метаморфизма SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, CaO и MnO в породах различного исходного состава ведут себя инертно.

Щелочные элементы. Многие считают эти элементы самыми подвижными из всех петрогенных. Однако систематического изучения поведения K, Na, Rb и Zr при метаморфизме низких и средних ступеней не проводилось.

Все рассмотренные нами метапелиты характеризуются близким содержанием калия и рубидия (табл. 17, 19). Средние концентрации K₂O колеблются от 2.52 до 3.92%, а Rb — от 91 до 145 г/т. В каждой из разновидностей метапелитов, кроме групп „С” и „сп”, средние содержания K₂O и Rb устойчивы и постоянны во всех метаморфических зонах. Еще более стабильны для этого типа пород отношения K/Rb. Они варьируют от 212 до 287 и равны средним отношениям K/Rb для гранитов (Turckean, Wedepohl, 1961). В высокоглиноземистых метапелитах тепторгинской серии, которые являются метаморфизованной корой выветривания (Голованок, 1964), среднее содержание K₂O составляет 1.22-2.02%, а средние концентрации Rb варьируют от 45 до 95 г/т. Поэтому отношение K/Rb для метапелитов „СП” почти всегда меньше, чем для других их типов и меняется от 166 до 207.

В алевролитах Угаханского участка групп „п₁” и „п₂” отмечается систематическое уменьшение содержаний K_2O и Rb с повышением степени метаморфизма. Среди этих пород можно выделить две разновидности: одна из них более богата K_2O и характеризуется присутствием заметных количеств биотита, а вторая бедна K_2O и не содержит биотита. В обеих разновидностях и в суммарных пробах концентрации K_2O снижаются. Можно предположить, что подобная закономерность обусловлена литологическим изменением состава пород, поскольку во всех остальных случаях метаморфизм не оказывает сколько-нибудь существенного влияния на содержание K_2O и Rb . Некоторое статистически незначимое увеличение концентраций K_2O устанавливается в мергелях и известняках жуинской свиты (группы „ИС” и „к”) амфиболитовой фации метаморфизма (III и IV зоны), что мы также объясняем литологическими причинами. Следовательно, на Жуинском участке не наблюдается изменений K_2O и Rb , зависящих от степени метаморфизма (табл. 19).

Почти во всех породах имеет место высокая корреляция между концентрациями K и Rb . Однако в зонах, прилегающих к постметаморфическим разломам, она почти полностью нарушается. В метапелитах „С” максимальные содержания K_2O и Rb приурочены к Патомскому разлому и обусловлены процессом поздней мусковитизации пород. Подобное явление наблюдается и в других породах, но в более узких, приразломных участках, что иногда сказывается на величине средних содержаний K и Rb в метаморфических зонах. Таким образом, в постметаморфический период K и Rb ведут себя различно.

Средние содержания натрия в большинстве разновидностей метапелитов колеблются от 1 до 2% и являются устойчивыми во всех метаморфических зонах (табл. 17). Исключение составляют метапелиты „С” и „сп”, в которых количество его уменьшается с повышением степени метаморфизма.

В известковистых алевролитах „п₁” (табл. 18) в зоне I отмечается более низкое содержание Na_2O по сравнению с последующими зонами. По-видимому, оно носит случайный характер, поскольку в аналогичном пласте „п₂” концентрации Na устойчивы во всех зонах. В обломочных породах (алевролитах и песчаниках) распределение альбита в пластах неодинаково, что обуславливает высокую дисперсию рассматриваемого элемента. На Жуинском участке в песчаниках „БП” наблюдается систематическое уменьшение содержаний плагиоклаза (и натрия) с юга на север, по мере удаления от источника сноса обломочного материала и независимо от степени метаморфизма.

Большинство изученных разновидностей пород близко по содержанию лития. Его минимальные концентрации характерны для метапелитов „сп” (13 г/т), мраморов и полимиктовых кварцито-песчаников „БП” (табл. 19). В алевролитах „п₁” и „п₂” оно обычно ниже, чем во многих типах метапелитов. Поведение Li неодинаково в большинстве пород. Так, в метапелитах „С” и алевролитах „п₁” и „п₂” имеет место уменьшение содержаний Li при возрастании степени метаморфизма. В песчаниках „БП” проявляется тенденция к его накоплению в более высокотемпературных зонах, в других породах изменения не закономерны. Дисперсии содержаний Li значительно выше, чем Rb , поэтому различия между средними концентрациями статистически значимы лишь между I и II зонами в метапелитах „С”, а также I и II зонами в алевритах „п₁”. В метапелитах „С” содержание Li в метаморфических зонах меняется аналогично концентрациям Na и Mg . Однако по отдельным пробам значимой связи Li с Na нет, а с Mg значимая положительная корреляция наблюдается только для II и IV зон ($r_{Mg-Li} = +0.77$ и $+0.91$ соответственно). В алевролитах ни по средним значениям, ни по отдельным пробам зависимость между литием, натрием и магнием не устанавливается. Только в зоне I $r_{Mg-Li} = +0.83$. В мергелях „ИС” вместе с возрастанием количества биотита в III и IV зонах проявляется связь Li и Mg .

Таким образом, поведение Li не зависит от изменения степени метаморфизма пород, поскольку аналогичных закономерностей даже в близких

по составу породах не наблюдается, не определяется оно и распределением его петрогенного аналога Mg или пары $Mg - Na$, так как корреляционная связь между ними проявляется лишь в отдельных зонах. Вероятно, ведущую роль в поведении Zi играет литологический фактор и смена ассоциаций минералов-концентраторов по метаморфическим зонам.

Элементы группы железа. Из данных табл. 17 и 18 очевидно, что содержание ΣFe_2O_3 и MgO непостоянно в различных метаморфических зонах и меняется в большинстве изученных пород. Так, в метапелитах „С“ от I к IV зоне содержание ΣFe_2O_3 увеличивается от 4.60 до 9.37 вес.%, в метапелитах „в“ оно возрастает от 6.13 вес.% в I зоне до 8.46 вес.% во II, а затем постепенно снижается. В алевролитах „п₁“ имеет место увеличение концентрации ΣFe_2O_3 от 5.51 вес.% в I до 7.85 вес.% во II и III зонах, а затем некоторое снижение до 6.63 вес.% в IV зоне. В мергелях жуинской свиты („ИС“) концентрации суммарного железа слабо возрастают в высокотемпературных зонах. Такая же тенденция проявляется в метапесчаниках баллаганакской свиты („БП“). Во всех разновидностях пород, содержащих $C_{орг}$, с повышением степени метаморфизма заметно увеличивается отношение FeO / Fe_2O_3 . В светлых породах (например, в мергелях жуинской свиты) отношение FeO / Fe_2O_3 сохраняется почти постоянным или меняется незакономерно.

Содержание MgO особенно заметно сокращается в метапелитах „С“ при переходе от I ко II зоне, а далее оно почти постоянно. В метапелитах „в“, алевролитах „п₁“ и мергелях „ИС“ распределение MgO полностью совпадает с распределением в этих породах ΣFe_2O_3 . При этом отношение Mg / Fe , т.е. железистость, у большинства разновидностей пород достаточно стабильно во всех метаморфических зонах. Исключение представляют метапелиты „С“ и песчаники „БП“. В первых наблюдается заметное увеличение, а во вторых уменьшение общей железистости с повышением степени метаморфизма, обусловленные литологическими причинами. Хотя изменение содержания суммарного железа по сравнению с магнием более существенное, тем не менее поведение обоих элементов подчиняется общим закономерностям. В породах Жуинского участка изменение содержаний $\Sigma Fe_2O_3 + MgO$ симметрично относительно центра синклинали. Этот факт, а также многие данные по Угаханскому участку свидетельствуют о влиянии метаморфизма на перераспределение Mg и особенно Fe .

Летучие компоненты. Вопрос о поведении летучих компонентов (особенно фтора и хлора) в процессе регионального метаморфизма изучен недостаточно. Не ясно, выделяются ли фтор и хлор из пород аналогично воде при повышении температуры или они ведут себя подобно летучим компонентам из пегматитов, для которых устанавливается связь между составом этих компонентов и глубиной образования пегматитовых тел.

В различных по составу и степени метаморфизма породах были определены потери при прокаливании (п.п.п.), фтор и хлор. В отдельных пробах каждой зоны сумма п.п.п. подвергалась расшифровке (H_2O^+ , H_2O^- , CO_2 , $C_{орг}$).

Средние содержания п.п.п. и фтора в породах из различных метаморфических зон Угаханского и Жуинского участков приведены в табл. 17 и 18. Количество п.п.п. обнаруживает четкую зависимость от степени метаморфизма пород и уменьшается при повышении температуры процесса. Так, например, в железистых метапелитах „С“ Угаханского участка п.п.п. снижаются с 6.16 вес.% в I зоне до 2.1 вес.% в IV. Наиболее резкое изменение содержания п.п.п. происходит на границе серицит-хлоритовой (I) и альмандиновой (II) зон. Расшифровка показывает, что это уменьшение вызвано как потерей конституционной воды (от 3.1 до 1.2 вес.%), так и понижением количества $C_{орг}$ (от 3.0 до 1.0 вес.%).

Бурошпатовые метапелиты „в“ беднее органикой, чем железистые, поэтому в I зоне количество п.п.п. в них заметно ниже (4.99 вес.%). Снижение содержания п.п.п. при повышении степени метаморфизма в этой группе пород связано с выделением воды при реакциях дегидратации и уменьшением $C_{орг}$. В III и IV зонах сумма п.п.п. в данном типе пород близка к таковой в железистых метапелитах (см. табл. 17).

При метаморфизме мергелей „ИС“ на границе I и II зон происходит уменьшение количества п.п.п. от 13.62 до 11.1 вес.%. Высокое содержание п.п.п. в этих породах объясняется наличием в них 20–25 вес.% анкерита и кальцита. Переход ко II зоне характеризуется реакцией хлорит + анкерит + серицит → биотит, в результате которой выделяется вода и углекислота. В III и IV зонах наблюдается дальнейшее разрушение анкерита и за счет выделения CO_2 количество п.п.п. уменьшается до 8.2 вес.%.

В известковистых алевролитах „п₁“ содержание п.п.п. в I зоне составляет 7.56 вес.%. Во II зоне кристаллизуются роговая обманка, биотит и олигоклаз, а карбонаты (доломит и кальцит), серицит и хлорит исчезают. Значительное количество CO_2 и H_2O удаляется из пород, и содержание п.п.п. во II зоне уменьшается до 1.9%. Дальнейшее снижение п.п.п. в амфиболовых гнейсах III и IV зон (до 1.0 вес.%) связано с потерей воды при исчезновении биотита.

Первичные литологические изменения пластов по простиранию, обусловленные особенностями осадконакопления, могут сильно исказить или полностью затушевывать влияние метаморфизма на потерю летучих компонентов. Например, на Жуинском участке следовало бы ожидать во всех породах симметричного уменьшения количества п.п.п. от центра к северу и югу согласно увеличению температуры метаморфизма. Тем не менее в кварцито-песчаниках „БП“ наблюдается постепенное повышение содержания п.п.п. с севера на юг от 1.39 до 2.54 вес.% по мере возрастания количества кальцита в цементе. В метапелитах „ВС“ увеличение содержания $C_{орг}$ в том же направлении заметно искажает влияние метаморфического фактора.

Поведение фтора в том или ином типе пород определяется изменением содержания слюд (особенно биотита). При одинаковом количестве слюд во всех метаморфических зонах количества фтора в них также близки. Исчезновение биотита в амфиболовых гнейсах III и IV зон сопровождается заметным понижением валовых концентраций фтора, возрастание же количества биотита в известково-силикатных породах (мергелях „ИС“) IV зоны приводит к двукратному увеличению его содержания (табл. 18).

В большинстве разновидностей пород на долю породообразующих минералов приходится 70–85 вес.% фтора. В тех породах, где количество слюд очень мало, заметную роль в балансе фтора занимает апатит. Например, в кварцито-песчаниках „БП“ Жуинского участка, почти не содержащих слюд, происходит увеличение концентраций фтора с севера на юг, связанное с возрастанием количества апатита в том же направлении.

Таким образом, изучение летучих компонентов в процессе метаморфизма пород Патомского нагорья показало резко различное поведение, с одной стороны, H_2O , CO_2 и $C_{орг}$, составляющих главную массу летучих, и, с другой – фтора, содержания которого в породах низки, а парциальное давление невелико. Вода и углекислота выделяются из пород при повышении температуры, отражая тип метаморфических реакций, происходящих при переходе от одной зоны к другой. Фтор в процессе метаморфизма ведет себя как другие редкие и рассеянные элементы и его содержание непосредственно не связано с изменением температуры процесса. При сравнении количества фтора в минералах и породах из разных типов метаморфической зональности, отличающихся по величине давлений (Патомское нагорье, Северное Приладожье, Прибайкалье, Калифорния), оказалось, что его концентрации не могут быть использованы для оценки давлений.

Некоторые закономерности поведения петрогенных элементов при метаморфизме

Приведенные материалы по петрохимии различно метаморфизованных пород Приладожья, Северо-Байкальского и Патомского нагорий позволяют сделать следующие выводы.

1. Все изученные первичнообломочные породы обнаруживают неравномерные колебания химического состава в разных зонах метаморфизма. Даже в тех случаях, когда из обломочных пород выбирались наиболее тонкозернистые и обычно устойчивые на площади породы, не удалось избежать этих колебаний в содержании окислов. Из этого следует, что любое петрохимическое изучение метаморфических пород должно сопровождаться специальными исследованиями литологии и палеогеографии. Случайные химические анализы метаморфических пород, не привязанные к узкой стратиграфической единице, не могут служить материалом для выводов.

2. Использование разных методических приемов и изучение разных литологических групп пород позволило доказать близкие к изохимическим условия формирования большинства метаморфических образований. Из всех изученных нами пород лишь в одной группе пелитов, первичнообогащенных водой, с увеличением степени метаморфизма установлены изменения в содержании таких элементов, как Fe и Mg. В первичнооднородных породах и породах, содержащих относительно малое количество воды, таких как метаэффузивы, в разных зонах метаморфизма изменения в составе не установлены. Это свидетельствует о том, что наибольших изменений пород можно ожидать при первичном обогащении их водой.

При выяснении закономерностей поведения петрогенных элементов в процессе прогрессивного регионального метаморфизма важно не только отчетливо представлять, имеем мы дело с колебаниями в содержании окислов или это изменения, которые связаны с влиянием метаморфизма. Не менее важно определить объем объекта, на который можно распространить полученные результаты. Так, если рассматривать пограничные межслоевые зоны на границе различных по химическому составу пород мощностью в несколько миллиметров, то следует сделать вывод об изменении химического состава пород с увеличением степени метаморфизма, поскольку устанавливается усиление межслоевых реакций в амфиболитовой фации по сравнению с низкотемпературными. Если же рассматривать химический состав пород в целом для всей зоны метаморфизма, то следует признать его сохранность вплоть до высокотемпературной амфиболитовой фации.

Все материалы, изложенные здесь, получены для районов развития горизонтальной метаморфической зональности, где зоны разных фаций занимают относительно малые площади. Возникает вопрос, можно ли эти данные использовать и распространить на породы, образовавшиеся при площадном или ареальном метаморфизме. Характер складчатых деформаций и последовательность смены деформационных стадий, а также метаморфические ассоциации в районах зонального и ареального метаморфизма однотипны, следовательно, термодинамические условия при образовании пород были идентичными. Малые расстояния между зонами разных температурных условий в районах с горизонтальной зональностью должны были способствовать не только выравниванию химических потенциалов, но и установлению в этих районах возможных изменений химического состава пород. Поскольку в изученных нами районах метаморфизм близок к изохимическому, то, следовательно, и в районах ареального метаморфизма он проходит в тех же, близких к изохимическим, условиях.

Данные по поведению петрогенных окислов и их отношениям свидетельствуют, что там, где отсутствуют вторичные наложенные процессы, химический состав метаморфических образований может использоваться для выяснения их первичной природы и палеореконструкций. При этом следует иметь в виду, что, как и в осадочных породах, наиболее надежные результаты можно получить по тем окислам и отношениям, которые наиболее устойчивы на площади.

Г л а в а 2

ПЕТРОХИМИЯ МАЛЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ПРИ ПРОГРЕССИВНОМ РЕГИОНАЛЬНОМ МЕТАМОРФИЗМЕ

Широкое развитие учения о современном литогенезе сделало возможным палеореконструкцию более древних образований. Большой аналитический материал по геохимии слабометаморфизованных пород позволил на основании данных по малым элементам определять тип выветривания в области сноса и условия седиментации (Страхов, 1967; Боровиков, Бурков, 1967, и др.). Однако подобные исследования в метаморфических толщах должны базироваться на данных, которые определяли бы степень сохранности первичных количеств малых элементов при метаморфизме.

До последнего времени поведение малых элементов при прогрессивном метаморфизме, так же как и поведение петрогенных элементов, определяется по-разному. Ряд исследователей придерживается той точки зрения, что малые элементы при прогрессивном региональном метаморфизме ведут себя инертно. Так, Б.А. Горлицкий, К.А. Каляев (1967), изучавшие малые элементы в глубокометаморфизованных терригенных формациях Кривого Рога, определили, что малые элементы распределены между различными литологическими группами пород аналогично распределению этих элементов в неметаморфизованных аналогах, установленному Н.М. Страховым. Возможность сохранения количества и набора малых элементов, присущих осадочным породам, отмечалась даже для условий гранулитовой фации метаморфизма (Лутц, 1967). Некоторые исследователи уже в настоящее время используют малые элементы для решения ряда генетических проблем метаморфогенных образований. Так, на основе изучения малых элементов в докембрийских филлитах А. Лонка установил ряд закономерностей, касающихся времени седиментации осадков и характера солёности бассейна. С другой стороны, значительная группа исследователей (Heier, 1965; Lambert, Heier, 1967, и др.) полагает, что с изменением степени регионального метаморфизма количество редких элементов может изменяться, происходит их дифференциация. Противоречивость точек зрения на поведение малых элементов при прогрессивном региональном метаморфизме обусловила необходимость изучения их в различно метаморфизованных породах; относящихся к одному стратиграфическому уровню. Изучение малых элементов в условиях прогрессивного регионального метаморфизма проводилось нами на тех же объектах, что и изучение порообразующих окислов. При этом использовались количественные спектральные анализы группы железа в средних пробах, количественные спектральные анализы ряда литологических групп пород, полуколичественные спектральные анализы филлитов. Полуколичественные спектральные анализы сделаны в одной лаборатории и од-

ним аналитиком. В этом случае относительные величины концентраций большинства элементов могут использоваться для сопоставления. Возможность использования полуколичественных спектральных анализов проверялась путем сравнения их с результатами количественных и полуколичественных анализов. Сходимость получилась хорошая.

Малые элементы в метаморфических породах Северо-Байкальского нагорья

Малые элементы в Северо-Байкальском нагорье изучались в породах свиты филлитов. Анализировались фоновые осадки – метапелиты верхних частей ритмов, т.е. те же породы, которые рассматривались при изучении поведения петрогенных элементов. Малые элементы исследовались на основе двух методических приемов – анализе карт тренд-поверхностей и сравнении количеств малых элементов в разных зонах метаморфизма.

Данные спектральных анализов после обработки на ЭВМ были использованы для составления карт тренд-поверхностей. Эти карты помогают выявить поведение малых элементов при метаморфизме и, кроме того, в совокупности с картами тренд-поверхностей породообразующих окислов с большим основанием могут определить роль литологического фактора в распределении малых элементов в конкретном районе. Известно, что различные литологические группы осадочных пород и их метаморфические аналоги содержат разное количество малых элементов, с одной стороны, и разный набор этих элементов, с другой (Страхов, 1962; Горлицкий, Каляев, 1967; Казаринов и др., 1969). В связи с этим крайне необходимо сочетать анализ поведения малых элементов с данными петрохимии анализируемых пород. Карты тренд-поверхностей были получены для 8 элементов: ванадия, бериллия, титана, бария, кобальта, хрома, циркония и стронция. Выбор этих элементов определялся большей надежностью данных по ним в сравнении с другими элементами. Все остальные элементы в свете филлитов имеют малую дисперсию, поэтому они использовались лишь для получения средних результатов, характеризующих разные зоны метаморфизма.

Каждый из проанализированных малых элементов имеет свою специфику распределения поэтому их рассмотрение будет проводиться раздельно (рис. 54).

Ванадий. Кларковые содержания для глин и сланцев составляют 4×10^{-3} (Виноградов, 1962). Изолинии на картах тренд-поверхностей проведены через 0.001. В содержании этого элемента наблюдается некоторая неоднородность. Его количество увеличивается к юго-восточной границе свиты филлитов, т.е. к ее контакту со свитой конгломератов. Некоторое уменьшение количества этого элемента наблюдается по простиранию свиты филлитов в ее северо-восточной, наиболее метаморфизованной части. Увеличение содержания в южном направлении, вероятно, обусловлено литологическим фактором. Неравномерность распределения V по разрезу связана, с одной стороны, с его слабой миграционной способностью, а с другой – со способностью адсорбироваться органикой (Краускопф, 1962).

Уменьшение содержания V к востоку могло быть вызвано двумя причинами. Во-первых, влиянием метаморфизма, поскольку области с низким его содержанием совпадают с зонами наиболее метаморфизованных пород, и, во-вторых, тем обстоятельством, что северо-восточная часть свиты филлитов содержит меньше органики и это может снижать первичное содержание V

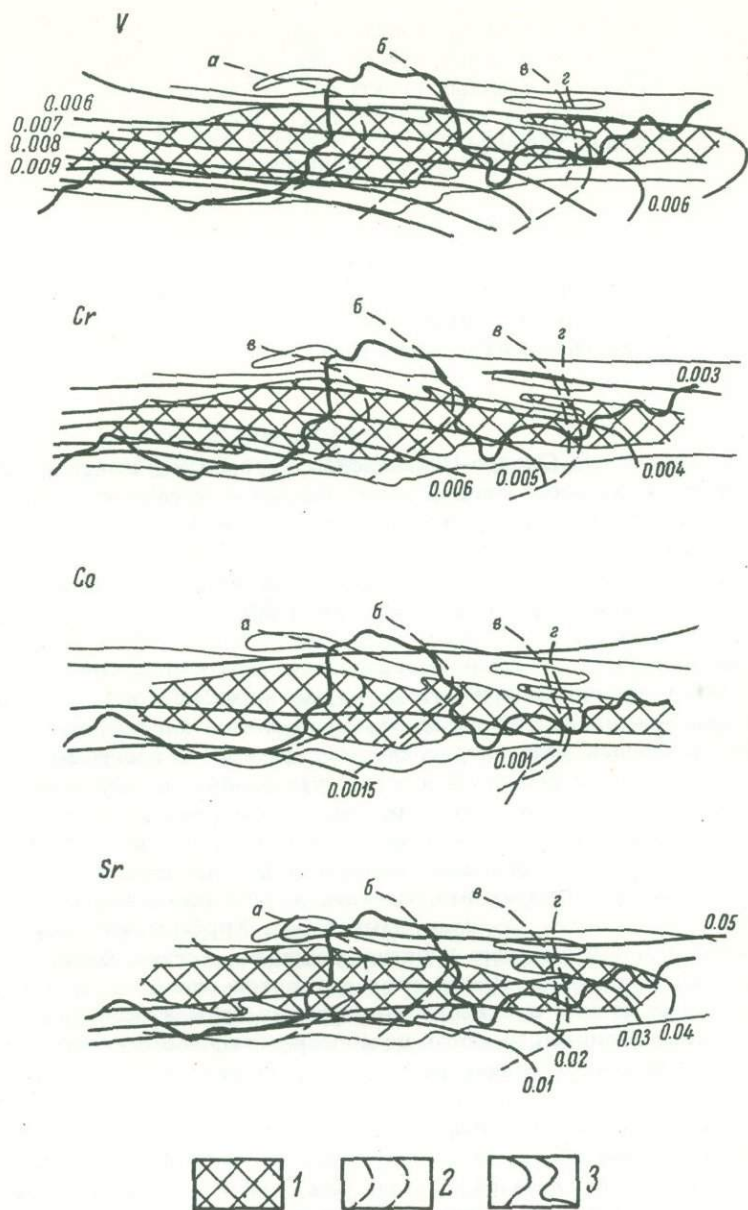


Рис. 54. Карты тренд-поверхностей для малых элементов.

Обозначения те же, что и на рис. 49.

в породах. Колебания этого элемента в низкотемпературной части обусловлены, вероятно, главным образом первичноосадочными особенностями пород. В высокотемпературной части, возможно, эти колебания вызваны обоими факторами – первичной литологией и метаморфизмом. Полученные результаты не позволяют решить это определенно.

Бериллий. Изолинии на карте тренд-поверхностей проведены через 0.0002, кларковые содержания Be в осадочных породах составляют $3 \cdot 10^{-4}$.

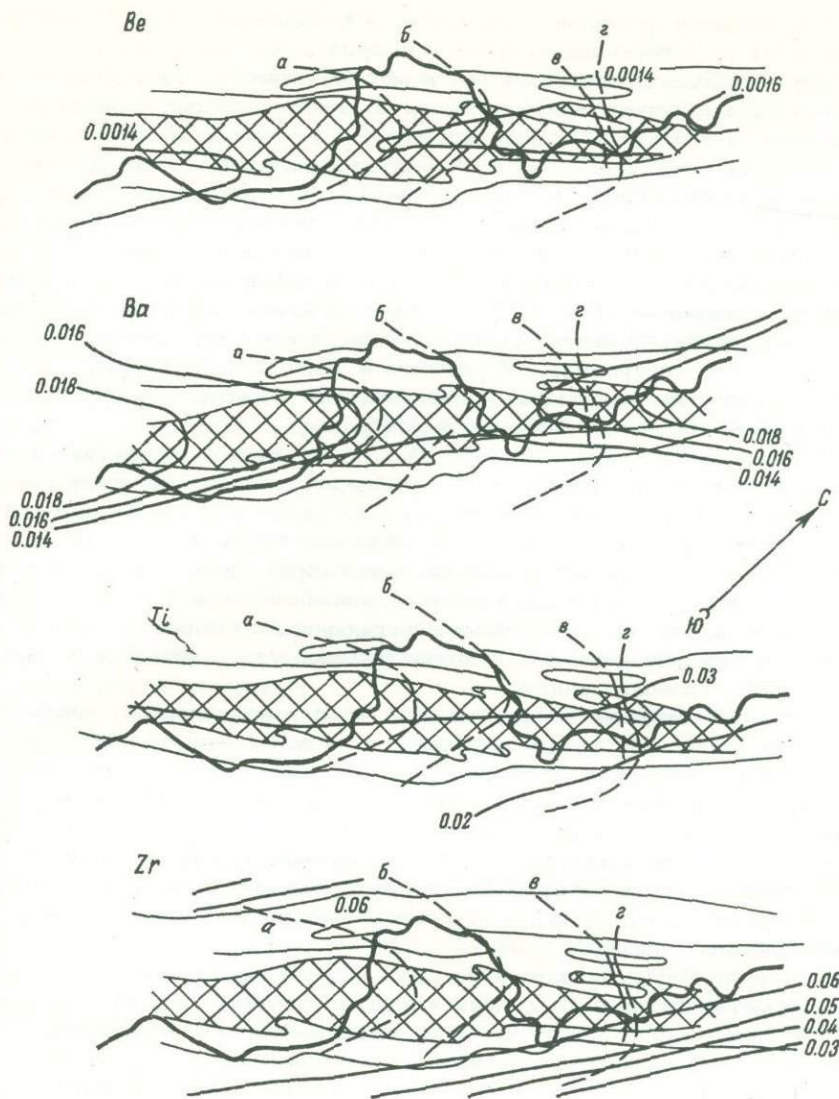


Рис. 54. (Продолжение).

Содержание этого элемента на площади распространения свиты филлитов сравнительно устойчивое. Поле относительно высокого содержания Be располагается за изоградой хлорита. Этот факт может, вероятно, свидетельствовать о некотором накоплении его в области высоких температур. Ряд исследователей, рассматривая геохимию Be, отмечают его связь с глиноземистыми породами (Ранкама и Сахама, 1950). При этом некоторые из них полагают, что обогащение глиноземистых пород Be обусловлено его способностью мигрировать в зонах гипергенеза совместно с алюминием. Другие считают, что

эта связь определена активной поляризационной способностью этого элемента, благодаря чему он хорошо адсорбируется глинами.

Область высокотемпературной части метаморфической зональности в свите филлитов характеризуется присутствием более песчаных разностей, с одной стороны, и различным содержанием SiO_2 в разрезе, с другой. Поэтому увеличение содержания Be в этой части не могло произойти за счет первичного литологического состава. Остается предположить, что на его содержание оказывает влияние степень метаморфизма. В изученной зональности он концентрируется в области метаморфизма больших температур.

Барий. Изолинии на карте тренд-поверхностей проведены через 0.002, кларковое содержание его $6.5 \cdot 10^{-2}$. На площади свиты филлитов Ba , так же как и предыдущие элементы, распределен не совсем равномерно. Некоторое увеличение его содержания наблюдается в области низких фаций метаморфизма, т.е. в юго-западной части ее выходов, и в области высокого метаморфизма — в северо-восточной части ее выходов.

Неравномерность в распределении Ba , секущее положение изолиний по отношению к выходам свиты и иногда субпараллельное к изограммам метаморфизма характеризует обычно элементы, количество которых зависит от степени метаморфизма. Однако равные количества Ba в низко- и высокотемпературных частях зон метаморфизма и некоторое совпадение его повышенного содержания с повышенным количеством CaO не позволяет отнести Ba к элементам, количества которых определяются степенью метаморфизма. Вероятно, в распределении его на площади выходов свиты филлитов главную роль играл литологический фактор.

Кобальт. Кларковые количества Co в осадочных породах равны 2×10^{-3} , изолинии на карте тренд-поверхностей проведены через 0.0005. На основании положения изолиний тренд-поверхностей можно сказать, что содержание Co на площади выходов свиты филлитов довольно устойчиво (рис. 54). Положение изолиний, их соотношение с изограммами метаморфизма и границами выходов свит свидетельствуют или об отсутствии четкой зависимости содержания этого элемента от степени метаморфизма, или о весьма незначительном его влиянии. Колебания в его содержании по разрезу обусловлены первичным составом пород.

Цирконий. Изучение поведения Zr в условиях прогрессивного регионального метаморфизма представляет большой интерес не только для петрологии метаморфических процессов и палеогеографических построений, но и для решения целого ряда других проблем литологии.

Основным носителем Zr в осадочных породах является циркон — минерал, который в последнее время все шире используется в качестве индикатора первичной природы пород. Его роль особенно важна для выяснения генезиса амфиболитов, а также для установления литологических характеристик первичнообломочных пород. Поведение Zr при метаморфизме может определить роль детритовых цирконов в метаморфических породах.

Карта тренд-поверхностей этого элемента приведена на рис. 54. Изолинии проведены через 0.01, кларковое содержание его в глинах и сланцах равно $2 \cdot 10^{-2}$ (Виноградов, 1962). Свита филлитов в целом характеризуется минимальным количеством этого элемента: Почти на всей площади ее выходов содержание Zr постоянно. Увеличение его количества наблюдается в северо-восточной части свиты, в зоне наиболее высокого метаморфизма.

Для высокотемпературных зон метаморфической зональности характерно наличие пегматитов, обычно содержащих циркон в значительных количествах. Поэтому в высокотемпературной части возможно некоторое увеличение Zr во время пегматитообразования — более позднее, чем региональный метаморфизм.

Хром. Изолинии на карте тренд-поверхностей проведены через 0.001, его кларковые содержания в осадочных породах составляют $1 \cdot 10^{-2}$. В низко-

температурной части зональности наблюдаются колебания в содержании Cr по разрезу. В пределах свиты изолинии меняются от 0,007 в юго-восточной части до 0,004 в северо-западной. Поле распространения изолиний низких значений содержания этого элемента расширяется в сторону высокотемпературной части метаморфической зональности (рис. 54). В низкотемпературных зонах метаморфической зональности изолинии содержания Cr секут изограды метаморфизма, обнаруживая тем самым отсутствие зависимости в распределении хрома в породах от степени метаморфизма. С другой стороны, влияние метаморфизма на характер распределения этого элемента по площади, вероятно, имело место, поскольку его относительные количества изменяются. Та же тенденция — уменьшение количества Cr с повышением степени метаморфизма — намечается и по данным количественного спектрального анализа в средних пробах.

Стронций. Кларковое количество Sr для осадочных пород равно $5,4 \times 10^{-2}$. Изолинии на картах тренд-поверхностей проведены через 0,01 (рис. 54). В низкотемпературных зонах, судя по картам тренд-поверхностей, количество этого элемента не зависит от степени метаморфизма. Его изолинии секут изограды под большим углом. Наблюдаются незначительные колебания в содержании Sr в породах по разрезу. В высокотемпературной части изолинии секут простирание свиты. Относительные количества Sr здесь также изменяются. Это дает основание полагать, что на распределение данного элемента метаморфизм имеет отчетливое влияние. Количество Sr в высокотемпературной части метаморфической зональности увеличивается по сравнению с низкотемпературной частью.

Титан. Изолинии на картах тренд-поверхностей проведены через 0,01 (рис. 54); кларковые содержания в осадочных породах равны $45 \cdot 10^{-1}$. Содержание Ti , судя по полуколичественным анализам, в пределах свиты филлитов значительных колебаний не обнаруживает, хотя его изолинии в основном имеют секущий характер по отношению к простиранию свиты.

Таким образом, изучение карт тренд-поверхностей малых элементов дает основание сделать вывод о различном поведении их в условиях прогрессивного регионального метаморфизма.

Изученные малые элементы филлитов Северо-Байкальского нагорья, по данным карт тренд-поверхностей, можно объединить в три группы: 1) элементы, изолинии которых располагаются на большей территории параллельно выходам свиты и изменяются в высокотемпературной части, — Sr , Cr , V , Co , 2) элементы, характеризующиеся секущим расположением изолиний по отношению к выходам свиты, — Ba , Be , 3) элементы, отличающиеся субпараллельным, частично секущим расположением изолиний, — Ti , Zr , при этом Ti обнаруживает некоторую неоднородность содержания, а у Zr она отсутствует.

Наиболее отчетливую тенденцию к изменению в условиях метаморфизма по данным карт тренд-поверхностей обнаружили Sr , Cr , Be ; слабо-выраженную тенденцию имеют V , Co , Ti , изменения не установлены для Ba и Zr .

Малые элементы в зонально метаморфизованных породах Северо-Байкальского нагорья по данным средних проб

Изучение поведения малых элементов при прогрессивном региональном метаморфизме проводилось по результатам анализов частных проб филлитов в разных зонах метаморфизма (табл. 20). Анализ этих данных показал, что

Таблица 20

Средние содержания малых элементов в филитах Северо-Байкальского нагорья

Элемент	I зона						II зона		
	число проб	\bar{x}	без нулевых значений			число проб	\bar{x}	число проб	
			число проб	\bar{x}	S^2				НП
Pb	238	$26.9 \cdot 10^{-4}$ -6.631	207	$30.87 \cdot 10^{-4}$ -6.141	$92.4 \cdot 10^{-7}$ 0.687	6.48	87	$15.38 \cdot 10^{-4}$ -6.792	81
Sn	238	$6.37 \cdot 10^{-4}$ -8.140	101	$13.66 \cdot 10^{-4}$ -6.688	$5.14 \cdot 10^{-7}$ 0.155	3.66	87	$2.35 \cdot 10^{-4}$ -8.866	13
Ga	238	$8.56 \cdot 10^{-4}$ -7.333	213	$9.51 \cdot 10^{-4}$ -7.03	$1.43 \cdot 10^{-7}$ 0.148	2.10	87	$8.55 \cdot 10^{-4}$ -7.276	80
Ni	238	$19.3 \cdot 10^{-4}$ -7.348	165	$27.58 \cdot 10^{-4}$ -6.217	$52.4 \cdot 10^{-7}$ 0.676	3.63	87	$13.21 \cdot 10^{-4}$ -7.593	59
Cu	238	$15.87 \cdot 10^{-4}$ -6.571	238	$15.87 \cdot 10^{-4}$ -6.571	$6.3 \cdot 10^{-7}$ 0.307	5.04	87	$15.81 \cdot 10^{-4}$ -6.613	87
Zr	238	$65.8 \cdot 10^{-4}$ -5.650	209	$74.79 \cdot 10^{-4}$ -5.156	$257 \cdot 10^{-7}$ 0.608	4.01	87	$71.46 \cdot 10^{-4}$ -5.809	70
Ba	238	$138 \cdot 10^{-4}$ -5.135	142	$224.6 \cdot 10^{-4}$ -3.937	$1691 \cdot 10^{-7}$ 0.277	4.45	87	$164 \cdot 10^{-4}$ -4.885	58
Sr	238	$357 \cdot 10^{-4}$ -3.980	178	$470.8 \cdot 10^{-4}$ -3.226	$6784 \cdot 10^{-7}$ 0.360	2.13	87	$540 \cdot 10^{-4}$ -3.117	83
V	238	$49.4 \cdot 10^{-4}$ -6.315	175	$66.86 \cdot 10^{-4}$ -5.273	$196 \cdot 10^{-7}$ 0.638	2.99	87	$40.1 \cdot 10^{-4}$ -6.651	58
Cr	238	$34.4 \cdot 10^{-4}$ -6.666		$50.06 \cdot 10^{-4}$ -5.472	$103 \cdot 10^{-7}$ 0.346	4.00	87	$19.98 \cdot 10^{-4}$ -7.002	48
Be	238	$1.27 \cdot 10^{-4}$ -9.657	158	$1.87 \cdot 10^{-4}$ -8.716	$0.107 \cdot 10^{-7}$ 0.248	2.67	87	$1.80 \cdot 10^{-4}$ 0.305	64
Co	238	$5.96 \cdot 10^{-4}$ -8.164	100	$12.8 \cdot 10^{-4}$ -6.719	$244 \cdot 10^{-7}$ 0.105	2.35	87	$4.7 \cdot 10^{-4}$ -8.417	28
Yb	238	$0.738 \cdot 10^{-4}$ -10.140	132	$1.25 \cdot 10^{-4}$ -9.037	$18.9 \cdot 10^{-4}$ 0.0908	1.60	87	$0.761 \cdot 10^{-4}$ -10.198	45

II зона			III зона					
без нулевых значений			число проб	\bar{x}	без нулевых значений			
\bar{x}	S^2	НП			число проб	\bar{x}	S^2	НП
$16.48 \cdot 10^{-4}$ -6.561	$9.22 \cdot 10^{-7}$ 0.310	3.04	247	$18.31 \cdot 10^{-4}$ -6.914	211	$21.78 \cdot 10^{-4}$ -6.393	$30.1 \cdot 10^{-7}$ 0.513	3.67
0.00	0.00	1.00	247	$4.44 \cdot 10^{-4}$ -8.499	71	$12.96 \cdot 10^{-4}$ -6.735	$4.97 \cdot 10^{-7}$ 0.138	3.86
$9.25 \cdot 10^{-4}$ -7.046	$1.08 \cdot 10^{-7}$ 0.126	2.16	247	$8.76 \cdot 10^{-4}$ -7.162	239	$9.04 \cdot 10^{-4}$ -7.87	$1.02 \cdot 10^{-7}$ 0.127	2.21
$19.24 \cdot 10^{-4}$ -6.497	$25.8 \cdot 10^{-7}$ 0.466	5.2	247	$18.64 \cdot 10^{-4}$ -7.025	198	$23.1 \cdot 10^{-4}$ -6.312	$27.9 \cdot 10^{-7}$ 0.508	4.33
$15.81 \cdot 10^{-4}$ -6.613	$8.41 \cdot 10^{-7}$ 0.397	3.16	247	$14.51 \cdot 10^{-4}$ -6.622	247	$14.51 \cdot 10^{-4}$ -6.622	$3.04 \cdot 10^{-7}$ 0.215	2.07
$88.57 \cdot 10^{-4}$ -4.983	$400 \cdot 10^{-7}$ 0.608	3.39	247	$66.89 \cdot 10^{-4}$ -5.365	236	$70 \cdot 10^{-4}$ -5.185	$197 \cdot 10^{-7}$ 0.505	2.86
$241.4 \cdot 10^{-4}$ -3.873	$1826 \cdot 10^{-7}$ 0.311	2.9	247	$165 \cdot 10^{-4}$ -4.845	172	$233 \cdot 10^{-4}$ -3.946	$2387 \cdot 10^{-7}$ 0.364	4.3
$565 \cdot 10^{-4}$ -2.968	$4669 \cdot 10^{-7}$ 0.220	1.62	247	$431 \cdot 10^{-4}$ -3.560	215	$493 \cdot 10^{-4}$ -3.165	$6256 \cdot 10^{-7}$ 0.340	1.83
$59.7 \cdot 10^{-4}$ -5.371	$168 \cdot 10^{-7}$ 0.548	3.35	247	$48 \cdot 10^{-4}$ -5.902	217	$54.5 \cdot 10^{-4}$ -5.445	$155 \cdot 10^{-7}$ 0.468	3.67
$34.58 \cdot 10^{-4}$ -5.771	$31.9 \cdot 10^{-7}$ 0.192	2.99	247	$31.81 \cdot 10^{-4}$ -6.276	194	$39.9 \cdot 10^{-4}$ -5.664	$51.4 \cdot 10^{-7}$ 0.272	2.51
$2.406 \cdot 10^{-4}$ -8.512	$0.26 \cdot 10^{-7}$ 0.349	4.16	247	$1.37 \cdot 10^{-4}$ -9.457	185	$1.789 \cdot 10^{-4}$ -8.768	$0.105 \cdot 10^{-7}$ 0.263	2.80
$12.5 \cdot 10^{-4}$ -6.745	$2.68 \cdot 10^{-7}$ 0.106	2.4	247	$6.86 \cdot 10^{-4}$ -7.909	132	$11.97 \cdot 10^{-4}$ -6.776	$1.9 \cdot 10^{-7}$ 0.0815	2.50
$1.38 \cdot 10^{-4}$ -8.970	$42.3 \cdot 10^{-10}$ 0.143	2.9	247	$0.86 \cdot 10^{-4}$ -9.942	154	$1.318 \cdot 10^{-4}$ -8.994	$24.4 \cdot 10^{-10}$ 0.110	2.28

Таблица 21

Содержания малых элементов в разных зонах метаморфизма в средних пробах

Элементы	I зона	II зона	III зона
Co	0.00114	0.0008	0.0008
Ni	0.00373	0.0034	0.00316
Sc	0.00117	0.00117	0.00108
Sr	0.00855	0.00650	0.00650
Zn	0.0305	0.025	0.031

статистически значимые различия имеют следующие элементы: Sr, V, Cr, Co и Zr.

Приведенные материалы по малым элементам относились к полуколичественным данным. Кроме того, нами были получены количественные определения содержания некоторых малых элементов в средних пробах, которые были проанализированы и на петрогенные элементы (табл. 21).

На основании средних данных, полученных из частных проб для 13 элементов, и результатов определения группы железа в средних пробах можно предполагать, что содержания Sr и Zn изменяются от фации зеленых сланцев до амфиболитовой; количества V, Ni, Ca, Zr различны в крайних членах зональности, Co изменяется лишь в ее высокотемпературной части.

Малые элементы в породах ладожской серии из разных зон метаморфизма

Вариации литологического состава пород способны затушевывать влияние метаморфизма на распределение в них малых элементов. Для того чтобы этого избежать, при изучении геохимии пород ладожской серии была использована лишь одна литологическая их разновидность. Анализировались тонкоритмичные филлиты средней части ладожской серии из трех метаморфических зон. I зона включает породы до изограды граната (фация зеленых сланцев), II — между изографами граната и силлиманита и III — между изографой силлиманита и первыми мигматитами.

Малые элементы в породах ладожской серии анализировались из верхней и средней частей ритмов, при этом большая часть анализов соответствовала верхней части ритма. При сравнении данных по разным частям ритмов оказалось, что средние значения элементов для них очень близки. Это позволило объединить материалы по всем частям ритмов и получить более представительные пробы. Для 13 элементов был проведен статистический анализ частных проб из каждой выделенной зоны метаморфизма. Результаты этого анализа приведены в табл. 22.

Данные о распределении малых элементов в различно метаморфизованных породах ладожской серии свидетельствуют, что наиболее существенные отклонения в содержании элементов имеют место между зонами I и II, в то время как между зонами III и I, т.е. между крайними членами метаморфиче-

ской зональности, в содержании многих элементов значимые статистические различия отсутствуют. Тот факт, что сравнительно большое число элементов в условиях прогрессивной зональности характеризуется в данном районе резко противоположными тенденциями поведения, позволяет предполагать, что отклонения в содержании микроэлементов во II зоне могут быть связаны с палеогеографией бассейна седиментации. Эта зона располагается между двумя поднятиями, а породы ее довольно существенно отличаются от образований I и III зон преобладанием песчаных разностей. Все это осложняет анализ поведения малых элементов. Лишь два элемента в метаморфических породах Приладожья не обнаружили связи с процессами метаморфизма - это Pb и Ba. Содержания Sr, Yb и Cs зависят от степени метаморфизма пород; Co, Ni, Ba, V и Cr имеют плохо выраженную тенденцию к изменению в зависимости от степени метаморфизма (табл. 23).

Малые элементы в зонально метаморфизованных породах Патомского нагорья

Поведение малых элементов в метаморфической зональности, развитой на Патомском нагорье, исследовалось на основе сравнения результатов количественного спектрального анализа более 350 проб из разных зон метаморфизма.

Малые элементы группы железа. Поведение малых элементов группы железа в условиях разной степени метаморфизма представляет большой интерес. Эти элементы часто используются для определения первичной породы амфиболитов. Было предпринято систематическое определение малых элементов группы железа в 12 разновидностях пород трех участков Патомского нагорья. Результаты отражены в табл. 24 и 25.

Мы имеем два типа распределения кобальта и никеля в зависимости от степени метаморфизма. Первый случай - постепенное увеличение концентрации этих элементов в более высокотемпературных зонах. Он характерен, например, для метапелитов „С”. Второй случай - распределение их с максимумом во II зоне (эпидот-амфиболитовая фация), который в наиболее чистом виде проявлен в метапелитах „В”.

Несомненно, что подобное поведение Co и Ni обусловлено метаморфизмом, поскольку оно наблюдается во всех породах (кроме метадиабазов „д”) и на всех трех участках, изученных нами. Особенно показательны в этом отношении данные по Жуинскому участку, так как здесь однозначно можно учесть или исключить влияние литологии. Здесь при симметричном расположении зон метаморфизма проявилось симметричное распределение Co и Ni. Каждая из ветвей повторяет распределение Co и Ni на Угаханском и Витимском участках. В процессе метаморфизма Co и Ni ведут себя почти идентично, зато в период осадконакопления их поведение заметно различалось. Так, в метапелитах „ВС” Жуинского участка на поведение Ni в очень сильной степени влияла первичная неоднородность его распределения в пласте и общее уменьшение содержания с юга на север, обусловленное литологией. В метапелитах „сп” Витимского участка концентрации Ni резко уменьшаются по направлению от Ангаро-Ленского прогиба к Мамскому синклинию, а содержания Co максимальны в зоне III_а.

Наблюдающиеся случаи распределения Co и Ni можно объяснить двумя причинами. Первое распределение (метапелиты „С”) характеризует породы,

Таблица 22

Средние значения содержаний малых элементов в филлитах Приладожья

Элемент	I зона						II зона		
	число проб	\bar{x}	без нулевых значений			число проб	\bar{x}	число проб	
			число проб	\bar{x}	S^2				НП
Pb	37	$21.8 \cdot 10^{-4}$ -6.796	31	$25.97 \cdot 10^{-4}$ -6.195	$36.4 \cdot 10^{-7}$ 0.506	3.08	51	$23.6 \cdot 10^{-4}$ -6.377	47
Sn	37	$3.24 \cdot 10^{-4}$ -8.737	7	$12.86 \cdot 10^{-4}$ -6.710	$2.38 \cdot 10^{-7}$ 0.114	1.56	51	$3.39 \cdot 10^{-4}$ -8.800	8
Ga	37	$7.77 \cdot 10^{-4}$ -7.444	32	$8.91 \cdot 10^{-4}$ -7.059	$4.41 \cdot 10^{-8}$ 0.0848	1.12	51	$13.44 \cdot 10^{-4}$ -6.747	50
Ni	37	$34.8 \cdot 10^{-4}$ -6.374	7	$41.5 \cdot 10^{-4}$ -5.691	$58.6 \cdot 10^{-7}$ 0.520	2.41	51	$24.37 \cdot 10^{-4}$ -6.232	48
Cu	37	$21.5 \cdot 10^{-4}$ -6.364	37	$21.5 \cdot 10^{-4}$ -6.364	$30.6 \cdot 10^{-7}$ 0.426	4.66	51	$19.41 \cdot 10^{-4}$ -6.355	51
Zr	37	$48.4 \cdot 10^{-4}$ -5.583		$49.7 \cdot 10^{-4}$ -5.482	$86.5 \cdot 10^{-7}$ 0.403	3.02	51	$59.02 \cdot 10^{-4}$ -5.306	51
Ba	37	$138.4 \cdot 10^{-4}$ -4.984	25	0.02 -4.060	$1333 \cdot 10^{-7}$ 0.300	2.5	51	$224.9 \cdot 10^{-4}$ -4.180	44
Sr	37	$44.32 \cdot 10^{-4}$ -5.903	5	0.02	0.00	1.0	51	$166 \cdot 10^{-4}$ -4.819	34
V	37	$50.2 \cdot 10^{-4}$ -6.002	30	$61.7 \cdot 10^{-4}$ -5.254	$91.1 \cdot 10^{-7}$ 0.427	1.62	51	$37.4 \cdot 10^{-4}$ -6.005	45
Cz	37	$5.39 \cdot 10^{-4}$ -5.762	32	$62.2 \cdot 10^{-4}$ -5.223	$101 \cdot 10^{-7}$ 0.334	2.41	51	$36.12 \cdot 10^{-4}$ -5.896	45
Be	37	$0.72 \cdot 10^{-4}$ -10.493	20	$1.28 \cdot 10^{-4}$ -9.037	$24.9 \cdot 10^{-10}$ 0.145	1.56	51	$1.92 \cdot 10^{-4}$ -9.059	41
Co	37	$8.16 \cdot 10^{-4}$ -7.580	25	$11.6 \cdot 10^{-4}$ -6.797	$1.4 \cdot 10^{-7}$ 0.0673	1.72	51	$9.18 \cdot 10^{-4}$ -7.228	43
Yb	37	$0.443 \cdot 10^{-4}$ -10.685	13	$1.08 \cdot 10^{-4}$ -9.157	$7.68 \cdot 10^{-10}$ 0.037	1.85	51	$1.05 \cdot 10^{-5}$ -9.670	36

II зона			III зона					
без нулевых значений			число проб	\bar{x}	без нулевых значений			НП
\bar{x}	S^2	НП			число проб	\bar{x}	S^2	
$25.7 \cdot 10^{-4}$ -6.135	$27.2 \cdot 10^{-7}$ 0.327	3.92	46	$18.55 \cdot 10^{-4}$ -6.884	39	$21.8 \cdot 10^{-4}$ -6.343	$29.8 \cdot 10^{-7}$ 0.409	4.59
$16.3 \cdot 10^{-4}$ -6.597	$14.1 \cdot 10^{-7}$ 0.337	2.45	46	$1.78 \cdot 10^{-4}$ -0.010	4	0.001	0.00	1.00
$13.7 \cdot 10^{-4}$ -6.884	$3.66 \cdot 10^{-7}$ 0.184	2.19	46	$3.46 \cdot 10^{-4}$ -7.098	45	$9.67 \cdot 10^{-4}$ -7.00	$1.18 \cdot 10^{-7}$ 0.122	2.07
$25.8 \cdot 10^{-4}$ -6.046	$10.1 \cdot 10^{-7}$ 0.198	1.94	46	$31 \cdot 10^{-4}$ -6.308	42	$33.8 \cdot 10^{-4}$ -6.031	$165 \cdot 10^{-7}$ 0.551	5.92
$19.41 \cdot 10^{-4}$ -6.355	$13 \cdot 10^{-7}$ 0.202	4.13	46	$16.97 \cdot 10^{-4}$ 6.534	46	$16.97 \cdot 10^{-4}$ -6.534	$6 \cdot 10^{-7}$ 0.480	1.77
$59.02 \cdot 10^{-4}$ -5.355	$115 \cdot 10^{-7}$ 0.395	3.39	46	$49.8 \cdot 10^{-4}$ -6.03	37	$61.6 \cdot 10^{-4}$ -5.257	$103 \cdot 10^{-7}$ 0.405	2.44
$259 \cdot 10^{-4}$ -3.746	$1178 \cdot 10^{-7}$ 0.203	1.93	46	$175 \cdot 10^{-4}$ -4.815	31	$255 \cdot 10^{-4}$ -3.802	$1523 \cdot 10^{-7}$ 0.301	1.96
$244 \cdot 10^{-4}$ -3.775	$1163 \cdot 10^{-7}$ 0.104	2.46	46	$223 \cdot 10^{-4}$ -4.329	33	$303 \cdot 10^{-4}$ -3.587	$2155 \cdot 10^{-7}$ 0.166	2.31
$42.2 \cdot 10^{-4}$ -5.578	$40.8 \cdot 10^{-7}$ 0.235	2.37	46	$68.1 \cdot 10^{-4}$ -5.626	42	$74.5 \cdot 10^{-4}$ -5.285	$688 \cdot 10^{-7}$ 0.734	6.71
$40.7 \cdot 10^{-4}$ -5.596	$13.4 \cdot 10^{-7}$ 0.0879	1.97	46	$56.7 \cdot 10^{-4}$ -5.647	43	$60.5 \cdot 10^{-4}$ -5.446	$517 \cdot 10^{-7}$ 0.537	6.61
$2.37 \cdot 10^{-4}$ -8.461	$1.19 \cdot 10^{-8}$ 0.246	2.11	46	$0.987 \cdot 10^{-4}$ -9.802	31	$1.39 \cdot 10^{-4}$ -8.974	$51.2 \cdot 10^{-10}$ 0.159	2.88
$10.7 \cdot 10^{-4}$ -6.859	$0.664 \cdot 10^{-7}$ 0.0319	1.87	46	$11.96 \cdot 10^{-4}$ -7.198	35	$15.1 \cdot 10^{-4}$ -6.631	$12.5 \cdot 10^{-7}$ 0.217	4.64
$1.44 \cdot 10^{-4}$ -8.902	$25.4 \cdot 10^{-10}$ 0.122	1.39	46	$0.783 \cdot 10^{-4}$ -10.091	26	$1.31 \cdot 10^{-4}$ -8.997	$22.2 \cdot 10^{-10}$ 0.106	1.53

Таблица 23

Поведение малых элементов в зональных комплексах

Характер изменения элементов	Северо-Байкальское нагорье	Приладожье
Содержание не зависит от степени метаморфизма	Va, Ga, Yb (данные карт тренд-поверхностей и статистического анализа)	Pb, Ba
Имеют слабовыраженную или неопределенную тенденцию к изменению	V, Cr, Co, Zr, Ni, Cu	V, Ni, Cr, Co, Zr, Sn, Ga
Содержание зависит от степени метаморфизма	Sr, Be	Sr, Yb, Cu

в которые происходит интенсивный привнос этих элементов из зон ультраметаморфизма. Второе распределение (метапелиты „в“) обусловлено миграцией Co и Ni в пласте без существенного привноса извне. Следует отметить, что интенсивность привноса или перераспределения меняется даже в разных породах одного участка, но тем не менее на Угаханском участке этот процесс проявлен наиболее четко в большинстве разновидностей пород.

Таким образом, содержания Co и Ni в зоне I являются первичными. Абсолютные концентрации Co в различных типах метапелитов варьируют от 4 до 28 г/т, Ni — от 24 до 140 г/т, а величина отношения Ni/Co — от 6.0 (в метапелитах „С“) до 3.3 (в метапелитах „BC“). Значение этого отношения слабо меняется и в последующих зонах. Первичные содержания Co и Ni в пелитовых породах Патомского нагорья не зависят от количества в них железа и магния, органического вещества и возраста пород. В одновозрастных метапелитах („в“ и „BC“) концентрации Co и Ni почти одинаковы. По-видимому, единственной причиной различий является содержание этих элементов в породах, при разрушении которых формируются пелиты. Максимальные концентрации Co и Ni отмечены в метапелитах „сп“, представляющих собой кору выветривания.

В других породах Патомского нагорья содержания Co в I зоне меняются в широких пределах — от 3 (в известняках) до 50 г/т в метадиабазе, а Ni — от 9 до 190 г/т, величина отношения Ni/Co варьирует от 2.3 до 5.3. Здесь тоже нельзя отметить какой-либо определенной связи химического состава пород и уровня концентрации этих элементов, хотя в известняках они минимальны, а в метадиабазе максимальны и совпадают с их кларками в основных породах. Поэтому пользоваться для сравнения кларками Co и Ni вообще в глинах, песчаниках или карбонатных породах не имеет смысла, поскольку единого кларка для любой из указанных пород не существует.

Поведение хрома и ванадия в метаморфическом процессе резко отличается от поведения кобальта и никеля — метаморфизм не оказывает заметного влияния на их перераспределение (табл. 24 и 25). Минимальные содержания этих элементов отмечаются в известняках „к“ и полимиктовых

Таблица 24

Средние содержания Co , Ni , Cr и V (г/т) в метапелитах Патомского нагорья в различных метаморфических зонах

Индекс породы	М	Число проб	Co	Ni	Ni/Co	Cr	V	V/Cr	Пределы содержания V и Cr соответственно
"С"	I	8	4	24	6.0	167	150	0.90	} 100-210 120-200
	II	8	6	33	5.5	162	114	0.71	
	III	4	8	40	5.0	167	186	1.11	
	IV	9	11	45	4.2	150	192	1.28	
"В"	I	11	8.0	31	3.9	176	171	0.97	} 120-210 130-230
	II	6	17.3	74	4.2	182	142	0.78	
	III	6	12.9	48	3.7	172	133	0.77	
	IV	4	11.3	30	2.7	165	142	0.86	
"ас"	I	4	16.9	90	5.3	170	200	1.18	} 120-230 150-260
	II	12	19.3	100	5.2	207	205	0.99	
	III	4	15.6	85	5.5	192	173	0.90	
	IV	6	19.7	88	4.5	220	163	0.74	
"БС"	I	8	12.0	42	3.5	134	113	0.84	} 60-210 76-200
	II	5	13.2	45	3.5	126	142	0.89	
	III	3	13.5	35	2.6	170	133	1.28	
"ВС"	II _с	9	11.8	30.6	2.6	200	193	0.97	} 100-250 100-290
	I	7	9.1	23.0	2.5	193	187	0.97	
	I	8	8.9	29.0	3.3	188	176	0.94	
	I	7	9.6	32.0	3.3	164	161	0.98	
	II _ю	9	12.2	36.0	2.9	160	156	0.97	
"сп"	I	10	28.0	140	5.0	140	133.5	0.96	} 50-200 30-200
	II _б	10	42.5	108	2.6	86	133.5	1.55	
	II	10	47.0	98	2.1	97	127.0	1.31	
	III	12	38.0	76	2.0	73	118.0	1.62	

Примечание. II_с - северная, II_ю - южная часть участка.

кварцито-песчаниках "БП", во всех других породах они близки. Более поздний метаморфизм не искажает первичного распределения Cr и V , обусловленного литологическими факторами. Так, в метапелитах "БС" наблюдается систематическое уменьшение концентраций указанных элементов с севера на юг независимо от степени метаморфизма. В метапелитах "сп" происходит снижение содержания Cr и V от Ангаро-Ленского прогиба по направлению к Мамскому синклинию. Вероятно, уже в процессе осадконакопления поведение Co и Ni отличается от поведения Cr и V . Лишь в коре выветривания (метапелиты "сп") содержание Ni ближе к Cr , чем к Co , во всех остальных случаях Cr тесно связан с V . Подобные закономерности

Таблица 25

Средние содержания Co , Ni , Cr и V (г/г) в породах Патомского нагорья в различных метаморфических зонах

Индекс породы	М	Число проб	Co	Ni	Ni/Co	Cr	V	V/Cr	Пределы содержаний V и Cr соответственно
"п ₁ "	I	4	8.0	42	5.3	129	115	0.88	} 60-250 110-220
	II	7	16.0	62	3.9	178	160	0.90	
	III	4	17.6	62	3.5	200	150	0.75	
	IV	4	11.0	52	4.7	188	130	0.72	
"п ₂ "	I	4	12.6	56	4.4	162	125	0.77	} 52-300 100-280
	II _б	6	15.5	70	4.5	170	167	0.98	
	II	8	18.9	82	4.9	189	150	0.80	
	III	3	14.3	57	4.0	167	163	0.98	
	IV	5	18.4	82	4.4	244	200	0.82	
"БП"	II	2	11.5	31	2.7	62	57	0.92	} 23-75 27-100
	II _б	8	8.2	26	3.2	62	41	0.66	
	I	7	7.6	19	2.5	53	50	0.94	
	II _б	2	8.7	25	2.9	47	55	1.17	
	II	7	11.1	33	3.0	65	45	0.69	
	III	4	10.0	33	3.3	49	46	0.94	
"ИС"	I	10	10.6	47	4.4	118	137	1.16	} 91-220 92-210
	II	7	17.3	74	4.3	140	137	0.98	
	III	10	12.1	48	4.0	145	154	1.06	
	IV	6	11.3	30	2.7	125	170	1.36	
"к"	I	4	4	9	2.3	33	20	0.61	} 10-40 18-44
	II	5	3	8	2.7	26	12	0.46	
	III	7	4.7	8	1.7	29	22	0.77	
	IV	4	Не опр.	7	-	26	-	-	
"д"	I	10	50	190	3.8	190	284	1.50	} 200-430 30-480
	II _б	8	54	144	2.7	189	328	1.73	
	II	9	47	142	3.0	149	274	1.84	

можно объяснить разными формами миграции элементов группы железа. Если для Co и Ni характерен перенос преимущественно в растворе, то Cr и V мигрируют частично во взвеси, а частично в растворе (Лисицына, Глаголева, 1968). Для осадочных пород типичны (особенно в пелитах) низкие дисперсии содержаний Cr и V . Наибольшая величина дисперсий отмечается в грубообломочных породах (песчаники "БП") и метапелитах ("сп"; табл. 24, 25). Максимальные дисперсии концентраций Cr наблюдаются в метадиабазе "д". Отношение V/Cr в большинстве изученных пород близко к 1 или ниже ее (от 0.46 до 1.36), лишь в метапелитах "сп" оно достигает 1.62. В метадиабазе "д" это отношение меняется от 1.50 до 2.36, тем самым осадочные

Таблица 26

Средние содержания Рb, Zn, Sn, Be, Ba, Sr и F (г/т)
в породах Угаханского и Витимского участков в различных
метаморфических зонах Патомского нагорья

Индекс породы	М	Число проб	Рb	Zn	Sn	Be	F	Ba	Sr	Sr/Ba	Пределы содержания Рb, Zn, Sn, Ba, Sr соответственно
„С“	I	8	20	51	5.7	2.6	560	830	162	0.20	} 16-28 43-100 5-8 520-1300 72-300
	II	8	23	56	6.1	3.2	560	720	146	0.20	
	III	4	20	84	6.4	3.6	530	930	181	0.20	
	IV	9	22	73	6.7	3.4	410	860	168	0.20	
„ц“	I	4	19	62	6.3	1.5	470	320	148	0.46	} 14.5-22 50-100 5.5-7.2 160-500 100-220
	II	6	20	63	6.8	2.3	440	380	166	0.44	
	III	6	16	87	6.2	1.2	365	240	132	0.55	
„ИС“	I	10	15	69	6.7	2.9	880	540	636	1.2	} 9-57 41-93 3.5-10.5 250-890 330-1500
	II	7	27	62	6.6	2.3	610	385	630	1.6	
	III	10	25	64	7.5	2.7	940	472	576	1.2	
	IV	6	19	76	8.3	2.8	1190	684	930	1.4	
„к“	I	1	-	-	-	0.6	270	132	3920	30	} 11.5-14.5 42-70 10-14 45-220 2000-6700
	II	2	14	46	11.0	0.6	280	119	4140	35	
	III	3	14	44	13.2	0.5	170	133	4260	32	
	IV	4	13	58	11.1	0.6	330	103	4250	41	
„сп“	I	10	15	218	4.1	1.9 ^x		485	66	0.14	} 4.5-85 50-560 2-6 140-980 45-190
	II	10	24	230	3.2	0.9		687	87	0.13	
	III _a	10	10	301	3.7	0.2		630	123	0.20	
	III	12	24	225	3.9	0.2		704	113	0.16	
„д“	I	10	6.6	118	2.6			35	260	7.4	} 3.7-12 50-220 1.9-5 19-69 70-250
	II _б	8	7.2	133	2.8			31	163	5.3	
	II+III _a	9	7.8	115	3.2			41	108	2.6	
	III	9	8.6	131	3.1			43	137	3.2	

Примечание. ^x По данным полуколичественного анализа.

породы заметно отличаются от средних и кислых магматических пород, где величина этого отношения варьирует обычно от 2 до 15.

Барий и стронций. Мы располагаем количественными определениями бария только в породах Угаханского участка (табл. 26). Максимальные концентрации его отмечаются в метапелитах, т.е. именно в тех породах, которые характеризуются и самым высоким содержанием K_2O . За ними следуют мергели „ИС“, песчаники „БП“, алевролиты „п₁“ и „п₂“ и, наконец, известняки „к“. Метадиабазы отличаются самыми низкими концентрациями Ва — в среднем 37 г/т, что близко к его кларку в толеитовых базальтах (Engel и др., 1964). Метаморфизм не оказывает влияния на перераспределение этого элемента. Средние содержания его остаются постоянными во всех метаморфических зонах для каждой изученной породы, а когда изменения имеют место, их скорее всего можно объяснить литологическими факторами. Правда, следует заметить, что вокруг пегматитовых тел образуются ореолы Ва. По-видимому, при дальнейшем повышении степени метаморфизма он становится подвижным. Во многих породах имеет место положительная корреляция К и Ва. В метаморфических минералах Ва изоморфен только с К, а не с Са. Во всех изученных породах наилучшим концентратором этого элемента является мусковит, за ним следуют биотит и плагиоклаз, все другие минералы почти его не содержат. Дисперсии концентраций бария могут быть достаточно велики (табл. 26), во всяком случае выше, чем для большинства других элементов.

Содержание стронция очень близко во всех разновидностях метапелитов и колеблется в них от 100 до 200 г/т. Почти такие же или несколько более высокие концентрации Sr характерны для алевролитов, песчаников „БП“ и метадиабазов. В мергелях „ИС“ содержания Sr возрастают до 600–1000 г/т, а в известняках „к“ достигают 0,3–0,5 вес.%. Так же как и Ва, Sr в породах Патомского нагорья не перераспределяется при метаморфизме и его концентрации устойчивы во всех метаморфических зонах. В метаморфических минералах он изоморфен с Са и концентрируется в эпидоте, клиноцоизите, плагиоклазе, карбонатах, изредка в мусковитах.

Перераспределение Sr становится ощутимым только в метаморфогенных жилах существенно кварц-карбонатного состава. Жилы эти образуются на регрессивном этапе метаморфизма и заполняют трещины разрыва. Карбонаты из жил имеют заметно более высокое содержание Sr (в 2–3 раза) по сравнению с карбонатами вмещающих пород. Тем не менее количество и размеры жил настолько малы, что это ни в какой мере не влияет на концентрацию рассматриваемого элемента во вмещающих породах. Перемещение Sr в жилы, возможно, объясняется понижением давления, в результате которого изоморфная емкость карбонатов возрастает.

Содержание Sr в известняках „к“ жуинской свиты является аномальным. Кларки его в карбонатных породах изучены достаточно подробно. А.П. Виноградов с соавторами (1952) показал, что в ходе эволюции земной коры происходило закономерное увеличение количества Sr в известняках и отношения Sr/Ca. Так, третичные карбонатные породы Русской платформы содержат в 50 раз больше Sr, чем протерозойские (0,15 против 0,0033). Аналогичные данные получены и для Северо-Американской платформы. Карбонатные породы жуинской свиты относятся к самым верхам позднего докембрия. Тем не менее содержание Sr в них на 2 порядка выше кларка. Это не является исключением, а характерно для всего Байкало-Патомского нагорья (Тихонов, 1969).

Отношение Sr/Ba различно во всех изученных разновидностях пород и устойчиво внутри каждого литологического типа (табл. 26). В шести разновидностях пелитов Патомского нагорья средние отношения Sr/Ba колеблются от 0,17 до 0,22, в песчаниках „БП“ оно равно 0,67, в алевролитах „п₁“ и „п₂“ — 0,44–0,95, в метадиабазах „д“ — 2,6–7,4, в мергелях „ИС“ — 1,18–1,64.

Таблица 27

Средние содержания Sr , Zn , Pb и F (г/т) в породах Жуинского участка Патомского нагорья

Индекс породы	М	Число проб	Pb	Zn	Sr	F	Пределы содержания Pb , Zn , Sr соответственно
„BC”	II	9	17	46	6.8	600	} 11.5-24.0 35-80 4.0-8.0
	I	7	18	44	5.3	530	
	I _c	8	18	52	5.2	800	
	I	7	18	49	5.0	640	
	II	9	18	49	4.9	600	
„БП”	III	4	28.6	59.1	5.0	170	} Н. о. - 10.5-55 Н. о. - 8-87 2-11.5
	II	7	21.0	41.0	6.0	350	
	II _б	2	Не опр.	51.5	6.8	310	
	II	2	18.9	29.7	4.7	320	
	II _б	8	30.0	25.4	4.5	430	
	II	1	15.0	31.5	3.7	420	

Наиболее высокие отношения Sr/Ba характерны для известняков „к” - 30-41. Высокие дисперсии содержаний Sr и Ba в осадочно-метаморфических породах могут привести к заметному колебанию отношения Sr/Ba , и для того чтобы надежно охарактеризовать породу, требуется не менее 5 проб.

Свинец, цинк, олово. По содержаниям свинца все изученные породы сходны между собой (табл. 26, 27), только в известняках уровень концентрации его несколько ниже (12.7-13.7 г/т). Для метапелитов характерны небольшие дисперсии содержаний этого элемента. Исключение составляют метапелиты „сп” коры выветривания, в которых количества Pb колеблются от 4.5 до 85 г/т. Высокие дисперсии отмечаются и в песчаниках „БП”, и в мергелях „ИС”. Возможно, что в последнем случае это обусловлено аналитической ошибкой, которая значительно возрастает в карбонатсодержащих породах. Средние концентрации Pb по метаморфическим зонам достаточно устойчивы во всех породах, что позволяет сделать вывод об инертном поведении этого элемента в процессе метаморфизма.

Содержания цинка в большинстве метапелитов, алевролитах и в мергелях колеблются от 35 до 100 г/т. Ближе друг к другу средние концентрации Zn (табл. 25, 26). Аномальные его содержания (218-301 г/т) наблюдаются в метапелитах „сп”, в них же отмечаются очень высокие дисперсии его количества. Повышенные дисперсии содержания Zn характерны и для песчаников „БП”. Для большинства пород Угаханского участка типично некоторое увеличение уровня концентраций этого элемента в зонах высокого метаморфизма (III и IV зоны). Однако в породах Жуинского и Витимского участков подобная закономерность отсутствует. В песчаниках „БП” можно отметить только систематическое возрастание содержаний Zn с юга на север, по мере удаления от источника сноса. По-видимому, на Угаханском участке изменение его концентраций обусловлено литологическими факторами.

Наиболее высокие содержания олова характерны для известняков Угаханского участка (11-13.2 г/т), а самые низкие - для метапелитов „сп”.

Таблица 28

Содержания В (г/т) в различных типах пород Пагомского нагорья

М	"С"	"В"	"ас"	"п ₁ "	"п ₂ "	"ИС"	"БС"	"ВС"	"БП"	"сп"	"Д"	"К"
I	200	71	73	62	140	44	51	89	39	30	Не опр.	Не опр.
II	92	50	61	20	123	40	48	91	28	14	" "	" "
III	50	48	44	Не опр.	10	40	40	-	126	Не опр.	" "	" "
IV	33	32	93	" "	Не опр.	32	-	-	-	-	-	" "

Другие породы не отличаются друг от друга по уровням концентрации Sn (табл. 26, 27). Метаморфизм не приводит к перераспределению этого элемента, так как во всех метаморфических зонах содержания его стабильны. На Жуинском участке наблюдается систематическое возрастание концентраций Sn с юга на север как в песчаниках, так и в метапелитах (табл. 27) по мере удаления от Лангдорского антиклинория независимо от степени метаморфизма. По-видимому, увеличение содержания Sn с юго-востока на северо-запад в мергелях "ИС" Угаханского участка также обусловлено литологическими причинами. Подобно другим элементам, максимальные дисперсии содержаний Sn наблюдаются в метапелитах "сп" и в песчаниках "БП".

Бор. Интересно рассмотреть поведение бора при метаморфизме, поскольку этому элементу в последнее время придается большое значение в геохимии осадочных пород (Кабанова, 1969). В табл. 28 приведены его средние содержания по данным количественного анализа в средних пробах, которые очень хорошо совпадают с результатами полуколичественного анализа.

Характерно, что в большинстве разновидностей пород его содержание резко снижается при повышении степени метаморфизма. Лишь на Жуинском участке эта закономерность нарушается (метапелиты "ВС", песчаники "БП"). Известно также, что вокруг пегматитовых тел образуются ореолы В. Видимо, именно с ними связано увеличение концентраций этого элемента в метапелитах "ас" (IY зона). Минералом-концентратором В в большинстве пород является турмалин, как обломочный, так и вновь образованный. Поэтому литологический фактор должен оказывать заметное влияние на поведение В.

Наиболее высокие содержания рассматриваемого элемента отмечены в метапелитах "С", в метадибазах и известняках он не обнаружен. Из метапелитов самые низкие концентрации В установлены в сланцах "сп" коры выветривания, в других разновидностях метапелитов содержания его также в 2-5 раз ниже кларка, характерного для глин (Turckean, Wedepohl, 1961). Подобные же концентрации определены в мергелях. Дисперсии содержаний В довольно велики, особенно в алеволитах "п₁" и "п₂", где они варьируют от 10 до 600 г/т. Все вышеизложенное заставляет с большой осторожностью относиться к использованию

Таблица 29

Средние содержания Ce, La, Nd и Y (г/т) в различных типах пород Патомского нагорья

Индекс пород	М	Число проб	Ce	La	Nd	Y	Пределы содержаний Ce, La, Nd и Y соответственно
„С”	I	8	89	19	10	14	} 96-190 } 25-89 } 11-38 } 17-59
	II	7	143	61	27	34	
	III	4	127	41	16	31	
	IV	8	147	58	24	43	
„ас”	I	4	99	19	22	21	} 59-170 } 10-51 } 15-47 } 13-34
	II	12	114	27	28	23	
	III	4	118	16	16	20	
	IV	6	93	23	26	24	
„В”	I	7	72	43	48	23	} 41-210 } 23-59 } 28-68 } 14-37
	II	6	83	45	43	25	
	III	4	82	29	33	20	
	IV	4	99	54	47	25	
„П1”	I	4	85	22	60	21	} 65-120 } 7-30 } 16-99 } 16-27
	II	5	91	22	22	20	
	III						
	IV	6	81	26	46	21	
„П2”	I	3	77	20	21	20	} 54-110 } 10-45 } 17-62 } 17-36
	II _б	6	85	18	22	25	
	II	8	99	28	42	30	
	III	3	65	13	44	27	
	IV	3	85	18	49	29	

Примечание. Пределы содержаний даны для всех зон метаморфизма, кроме I.

В для палеогеографических реконструкций. Лишь в серицит-хлоритовой субфаши концентрации его, по-видимому, близки к первичным, характерным для осадочных пород.

Редкоземельные элементы. Содержания наиболее распространенных лантаноидов (Ce, La, Nd) и Y определены в трех разновидностях метапелитов и двух типах алевролитов Угаханского участка. Прежде всего следует отметить удивительно постоянные содержания редкоземельных элементов в каждом из исследованных типов пород в различных метаморфических зонах (табл. 29). Лишь в углистых метапелитах „С” на границе I и II (низкотемпературная и высокотемпературные части фаши зеленых сланцев) метаморфических зон наблюдается резкое повышение уровня концентрации всех редкоземельных элементов, а в алевролитах „П1” и „П2” происходит их возрастание в III и IV зонах (эпидот-амфиболитовая и амфиболитовая фаши).

По-видимому, региональный метаморфизм не оказывает сильного влияния на перераспределение этих элементов.

Изученные породы различны по содержанию цериевых земель и сходны по концентрациям Y . Все три разновидности метапелитов по сравнению с алевролитами характеризуются повышенными содержаниями Ce , а углистые (группа „С“) и метапелиты „в“ — также и Zr . Приводимые факты находятся в согласии с представлениями А.И. Тугаринова и Э.Б. Вайнштейна (1959), которые предполагают ведущую роль адсорбции Ce и Zr в обогащении ими глинистых осадков. Метапелиты отличаются друг от друга по содержанию углистого вещества ($C_{орг}$). Особенно богаты им углистые метапелиты „С“, затем идут бурошпатовые метапелиты „в“, а светлые метапелиты анангрской свиты („ас“) бедны им. В том же порядке происходит снижение концентраций Zr . Повышенное содержание Fe в метапелитах „С“ по сравнению с двумя другими разновидностями пород, возможно, способствует обогащению их Ce и Zr . Бурошпатовые метапелиты „в“ являются наиболее кальциевыми и в них отмечается увеличение концентраций Nd .

Известковистые и хлоритовые алевролиты „п₁“ и „п₂“ анангрской свиты, находящиеся на разных участках, очень близки по химическому составу, но минералогический состав их в I зоне различен. В известковистых алевролитах отмечается заметное количество доломита и кальцита в цементе. В хлоритовых алевролитах карбонат отсутствует. Возможно, с этим связано различие алевролитов по концентрациям Nd , хотя следует отметить, что точность определения Nd в породах с повышенными содержаниями кальция (6–7% CaO) низка.

В углистых метапелитах практически весь Y породы входит в состав граната. Именно с кристаллизацией последнего во II зоне связано резкое увеличение концентраций Y в породах. Для Ce , Zr и Nd среди породообразующих минералов концентраторов нет, так как гранат, мусковит, биотит и ставролит в сумме содержат 25–30% Ce и Zr и 50–55% Nd породы. Коэффициент концентрации (K_K) редкоземельных элементов в хлорите и хлоритоиде II зоны не превышает 1.5–2. Скачок в их содержаниях во II зоне может быть обусловлен только появлением какого-то нового редкоземельного аксессуарного минерала. По соотношению $\frac{Na + K + 2Ca}{2Al} \approx 0.2$ ортит в этих породах образоваться не может (Тугаринов, Вайнштейн, 1959). Скорее всего при условии резкого дефицита Ca и наличия в растворах редкоземельных элементов в углистых метапелитах „С“ II–IV зон за счет разложения апатита образуется монацит. В бурошпатовых метапелитах „в“, где соотношение $\frac{Na + K + 2Ca}{2Al} > 1$, может существовать и действительно широко распространен во II–IV зонах ортит, который содержит основную массу редкоземельных элементов породы.

Среди породообразующих минералов амфиболовых гнейсов наибольшие количества Ce и Zr содержит хлорит II зоны ($K_K = 1.9–2.5$). Носителями редкоземельных элементов являются амфибол и плагиоклаз. В целом во II зоне на породообразующие минералы приходится 80–90% редкоземельных элементов, остальная часть их, по-видимому, входит в апатит. В III и IV зонах появление клиноцоизита и сфена приводит к снижению доли породообразующих минералов в балансе редкоземельных элементов до 40–70%. Имеет место и повышение содержания Nd в породах в 2 раза (см. табл. 29), Y в амфиболовых гнейсах целиком распределяется между гранатом и амфиболом в соотношении 2 : 1. Из изученных породообразующих минералов наиболее селективно иттрием является гранат, комплексным — амфибол, а во всех остальных минералах резко преобладает Ce .

Для объяснения низкого содержания редкоземельных элементов в I зоне углистых метапелитов „С“ по сравнению с зонами II–IV могут быть предло-

Таблица 30

Средние содержания U и Th (г/т) в породах Угаханского участка Патомского нагорья по метаморфическим зонам

Индекс пород	М	Число проб	U	Th	Th/U	Пределы содержания U и Th соответственно
„С”	I	4	2.49	7.05	2.83	} 1.02-3.75 4.96-17.72
	II	5	2.35	10.96	4.65	
	III	5	1.86	8.97	4.80	
	IV	5	1.55	11.38	7.35	
„В”	I	11	1.06	7.73	7.30	} До 2.45 3.30-10.90
	II	6	0.45	9.61	21.3	
	III	6	0.44	8.00	18.2	
	IV	4	1.26	8.76	6.95	
„П ₁ ”	I	4	1.90	5.97	3.14	} 0.52-3.70 1.50-7.60
	II	5	0.96	5.26	5.48	
	III	4	1.04	3.79	3.64	
	IV	5	0.97	5.12	5.27	
„ИС”	I	9	1.95	7.39	3.78	} 0.64-3.98 3.36-11.0
	II	6	1.11	7.57	6.80	
	III	7	2.61	8.22	3.14	
	IV	4	3.22	6.42	1.99	
„К”	I	4	7.14	1.33	0.19	} 3.17-10.51 До 3.40
	II	5	4.07	0.80	0.20	
	III	7	5.63	1.14	0.21	
	IV	3	6.91	1.04	0.15	

жены два варианта: 1) привнос их во II-IV зоны из соседних пластов или зоны гранитизации, 2) вынос этих элементов из I зоны в результате более поздних процессов. Обмена редкими и петрогенными элементами между соседними пластами не происходит. Если бы имел место привнос редкоземельных элементов из зоны гранитизации, то наблюдались бы заметные различия в их концентрациях между II, III и IV зонами, как, например, для элементов группы железа. Более приемлемо второе объяснение. В углистых метапелитах, по-видимому, лишь часть редкоземельных элементов входила в состав породообразующих и аксессуарных минералов I зоны. Большая их доля была сорбирована органикой и глинистыми минералами, а позже вымыта почвенными водами или позднеметаморфическими растворами. Во II-IV зонах, где редкоземельные элементы вошли в решетки минералов, сохранились первичные содержания этих элементов. Специфика химического и минералогического состава углистых метапелитов вполне допускает подобное предположение.

Таким образом, метаморфизм не приводит к заметному перераспределению редкоземельных элементов. Их содержания в породах в большинстве случаев отражают первичные условия осадконакопления и могут использоваться для палеогеографических реконструкций.

Таблица 31

Средние содержания U и Th (г/т) в породах Жуинского участка в различных метаморфических зонах

Индекс породы	М	Число проб	U	Th	Th/U	Пределы содержания U и Th соответственно
"BC"	II	9	1.17	6.68	5.7	} 0.09-2.81 3.14-10.85
	I _x	7	0.97	5.47	5.6	
	I _c	8	1.17	6.73	5.8	
	I _x	7	1.24	7.60	6.1	
	II	10	0.54	5.64	10.4	
"BC"	III	3	1.09	8.47	7.8	} 0.20-1.58 4.1-15.69
	II	5	0.78	10.73	13.7	
	I	8	1.09	10.46	10.1	
"BP"	III	4	0.14	6.27	44.7	} До 2.94 2.50-8.68
	II	7	0.94	5.39	5.7	
	II _б	2	0.73	5.68	7.8	
	I	7	0.89	6.26	7.0	
	II _б	8	1.11	5.31	4.8	
	II	2	1.32	3.85	2.9	

Уран и торий. Содержания урана и тория определены в восьми разновидностях пород Угаханского и Жуинского участков. Наиболее высокие концентрации U установлены в известняках „к“, за ними идут мергели „ИС“, далее метапелиты и, наконец, алевролиты и песчаники (табл. 30 и 31). Содержания U в известняках „к“ составляют 4.07-7.19 г/т. Подобные концентрации встречаются в углистых карбонатных породах, но для светлых, лишенных органики известняков, каковыми являются исследованные породы, они необычны и превышают кларк в 2-3 раза (Turkean, Wedepohl, 1961). Зато метапелиты беднее U, чем средние глины (кларк U в глинах составляет 3.2-3.7 г/т). Дисперсии содержаний этого элемента во всех породах очень велики, поэтому различия средних содержаний его между метаморфическими зонами в большинстве случаев незначимы. Лишь в метапелитах „С“ наблюдается закономерное уменьшение концентраций U от I к IУ зоне, обусловленное, по всей вероятности, литологическими причинами.

По содержанию Th исследованные породы располагаются в следующей последовательности (в порядке уменьшения): метапелиты, мергели, песчаники и алевролиты, известняки. В той же последовательности снижаются концентрации K. Однако корреляционные связи между U, Th и K в большинстве пород отсутствуют. Не обнаружено закономерного изменения содержания Th и от степени метаморфизма пород. Дисперсии содержаний его меньше чем U, но все же достаточно велики. Поэтому величина отношения Th/U сильно варьирует даже в пределах одного пласта (табл. 30, 31) и не характеризует тип породы. Исключение составляют известняки, где отношение Th/U значительно меньше 1 и резко отлится от отношения, характерного для всех других пород.

Таким образом, региональный метаморфизм низких и средних ступеней не оказывает существенного влияния на перераспределение Th, но миграция U весьма вероятна.

Анализ поведения малых элементов в различно метаморфизованных породах метаморфизма умеренных давлений показал, что из большого количества изученных элементов лишь два — Co и Ni — обнаружили отчетливую тенденцию к изменению в зависимости от степени метаморфизма.

Некоторые закономерности поведения малых элементов при метаморфизме

В результате изучения поведения малых элементов в породах разного химического состава и разных типов метаморфизма обнаружено присутствие почти во всех породах элементов, количество которых зависит от степени метаморфизма. Это свидетельствует об отсутствии изохимических условий для многих малых элементов при прогрессивном региональном метаморфизме. При этом в каждом изученном районе развития метаморфической зональности наблюдается своя, особая зависимость. Полученные результаты могут быть обусловлены рядом причин. Во-первых, непостоянным литологическим составом пород, который может затушевывать истинные соотношения количества элемента с меняющимися условиями метаморфизма; во-вторых, различным поведением ряда элементов в разных по химическому составу породах, т.е. в разных геохимических средах; в-третьих, возможно, различным поведением элементов в разных фациальных сериях метаморфизма. Решение этих вопросов требует постановки подобных исследований в других районах проявления зонального метаморфизма, в идентичных по химическому составу и литологии породах.

Если сравнить поведение малых элементов в трех изученных нами районах развития зонального метаморфизма, то оказывается, что наиболее значительные различия в их поведении наблюдаются в породах группы пелитов, именно в них отчетливее устанавливается влияние метаморфизма на поведение малых элементов. В породах других литологических групп, таких как мергели, известняки и диабазы, согласно нашим данным, разница в поведении отдельных элементов незначительная.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Осадочные отложения, прошедшие стадию диагенеза, дают исследователю, изучающему их, обширную информацию об условиях своего образования. Изучение вещественного состава осадочных пород, их текстур и структур, их химического состава, окраски, органического вещества и органических остатков, акцессорных минералов – все это в совокупности позволяет установить физико-географическую обстановку времени накопления осадка, сделать определенные выводы о климате той эпохи, составе и морфологии областей размыва, гидродинамике областей седиментации и т.д., т.е. оценить два фактора из трех, определяющих генезис осадочных формаций (Хворова, 1963), – состав исходного материала и палеогеографические условия (мы не рассматриваем здесь тектонический фактор).

Иначе обстоит дело, если объектом исследования являются древние осадочно-метаморфические толщи. Одновременно с повышением степени метаморфизма уменьшается количество тех черт осадочных образований, которые дают возможность реконструировать условия седиментации. Еще до начала метаморфизма в обломочных породах идет процесс разрушения относительно неустойчивых минералов, причем проявлен он наиболее ярко в самых древних отложениях. Естественно, уже один этот процесс приводит к тому, что выводы о составе пород областей размыва, о наличии или отсутствии пирокластической примеси в осадках (особенно основного и среднего состава) приобретают некоторую неопределенность. Еще меньше материала такого рода дают метаморфизованные осадочные породы. Уже в зеленосланцевой фации происходит практически полная перекристаллизация подавляющего большинства разновидностей обломочных минералов и обломков пород, а сохранившиеся в этих условиях обломки кварца, кварцевых пород, углистых сланцев и некоторых полевых шпатов, которые часто к тому же бывают лишены первичных контуров из-за растворения, регенерации или частичной перекристаллизации, не позволяют судить ни о составе материнских пород, ни о дальности транспортировки, ни даже о степени сортировки обломочного материала в исходном осадке. Одновременно со структурами происходит трансформация текстур осадочных пород. Неоднократно подчеркивалась во многих работах прекрасная сохранность первичноосадочных текстур даже в очень глубоко измененных породах (амфиболитовая и гранулитовая фации метаморфизма). Однако в этом случае надо помнить и учитывать, что прекрасная сохранность вовсе не означает полной сохранности. При переходе от зеленосланцевой фации к амфиболитовой отложения теряют подавляющее большинство тонких текстур (что лишает нас надежды каким-либо способом реконструировать, например, динамику слабых донных течений, имевших место при отложении алевроито-глинистых отложений, метаморфизованных затем в условиях амфиболитовой фации). Одновременно исчезают все текстуры, которые определялись гранулометрическими причинами, окраской или ориентировкой компонентов слоя. Однако наряду с этим растет минералогическая контрастность разных по химическому

составу слоев, и в метаморфических породах становятся хорошо выраженными некоторые текстуры, которые трудно увидеть в неизмененных отложениях. В зонах амфиболитовой фации почти все текстуры осадочно-метаморфических пород являются только отражением первичной химической неоднородности осадков. Это резко снижает возможности фациального анализа и, следовательно, делает неполной характеристику частных формаций.

Важное значение имеет факт сохранности при метаморфизме некоторых обломочных акцессорных минералов, из которых рутилы и особенно цирконы могут быть использованы для палеогеографических и литологических реконструкций. В некоторых случаях обломочные акцессорные минералы позволяют восстановить гранулометрический состав первичных осадков. Однако самым важным фактором является сохранность химического состава пород при метаморфизме. Сравнение химических составов различных типов пород, метаморфизованных в разной степени, позволяет утверждать, что региональный метаморфизм относительно петрогенных окислов протекает в условиях, близких к изохимическим, в тех породах, которые теряют воду при метаморфизме. Метаморфизм геологически „сухих“ пород (например, эффузивов) протекает изохимически. Несколько хуже сохраняются при метаморфизме концентрации малых элементов, не являющихся основными компонентами в породообразующих минералах. Они либо заполняют пустоты в кристаллической решетке, либо присутствуют в качестве изоморфной примеси. При минеральных преобразованиях пород малые элементы обладают большей по сравнению с петрогенными способностью высвободиться и перераспределяться вместе с удаляемой из породы водой.

Таким образом, формационный анализ глубокоизмененных осадочных образований имеет определенную специфику. Это следует учитывать при сопоставлении данных формационного анализа древних осадочно-метаморфических толщ и относительно слабоизмененных фанерозойских образований.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексеев А.А. Геология, вещественный состав и условиях образования метаморфических пород нижней части суванякского комплекса хребта Урал-Тау (Южный Урал). Автореф. канд. дисс. Свердловск, 1969.
- Алешин О.А., Моричева Н.Т. К вопросу о насыщенности воды Черного моря карбонатом кальция. - ДАН СССР, сер. геол., т. 167, № 2, 1966.
- Алешин С.М. Многофакторный принцип классификации метаморфических пород. - Матер. Конф. молодых научных сотрудников. Иркутск, 1968а.
- Алешин С.М. Статистические закономерности изменения химического состава пелитовых пород в процессе регионального метаморфизма. - Матер. Конф. молодых научных сотрудников. Иркутск, 1968б.
- Алешин С.М., Другов Г.М., Карпов И.И. Химический состав метапелитов как геотермометр. - ДАН СССР, т. 181, № 1, 1968.
- Альмухамедов А.И., Смирнова Н.П. Титанхромовые отношения - дополнительный геохимический критерий обнаружения трапповых интрузий Норильского типа. - ДАН СССР, т. 179, № 5, 1968.
- Альтшулер В.М., Гурвич В.Н. Лунные ритмы. Л., Гидрометеоздат, 1971.
- Амирханов Ш.Х., Абдуазизов А. Некоторые закономерности распределения химических элементов в осадочных породах Южного Приаралья. - ДАН УзССР, № 9, 1967.
- Архипов И.В. По поводу одной гипотезы происхождения флиша. - Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 40, вып. 3, 1965.
- Архипов И.В. О противопоставлении флиша нефлишевым отложениям. - Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 46, вып. 5, 1971.
- Атертон М.Д. Химическое значение изоград. - В кн.: Природа метаморфизма. М., "Мир", 1967.
- Атлас текстур и структур осадочных горных пород, ч. 1 (ред. А.В. Хабарков). М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Батурин В.П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. М., Изд-во АН СССР, 1937.
- Безденежных Л.П., Негруца Т.Ф., Негруца В.В. К методике фациального изучения осадочно-метаморфических толщ Карелии и Кольского полуострова, - В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 1, Л., "Недра", 1966.
- Беленицкая Г.А. О ритмичности в слоистости железистых кварцитов примандровского района Кольского полуострова, - В кн.: Древнейшие осадочно-вулканогенные и метаморфические комплексы Кольского полуострова. М., "Наука", 1966.
- Беленко Н.Г. Условия образования верхнепермских угленосных отложений Кузнецкого бассейна. - Литология и полезные ископаемые, № 5, 1970.

- 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. К характеристике докембрия среднего Тянь-Шаня. - В кн.: Вопросы региональной геологии. Изд. ЛГУ, 1968.
- Берзина А.П., Сотников В.П. О наростах на кристаллах циркона. - ДАН СССР, т. 150, № 4, 1963.
- Богданов Ю.В. Условия формирования медистых отложений в районе Удоканского месторождения. - В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М., "Наука", 1968.
- Боровиков Л.И., Бурков Ю.К. Корреляционный анализ закономерностей распределения малых элементов для решения вопросов седиментогенеза. - В кн.: Докл. сов. ученых на XX Междунар. геол. конгр., 1967.
- Боровиков Л.Н., Спижарский Т.Н. Принципы расчленения и корреляции докембрийских отложений. - Геология и геофизика, № 1, 1965.
- Ботвинкина Л.Н. Слоистость осадочных пород. - Тр. ГИН АН СССР, вып. 59, 1962.
- Ботвинкина Л.Н. Методическое руководство по изучению слоистости. - Тр. ГИН АН СССР, вып. 119, 1965.
- Бурков Ю.К. Статистическая модель ряда подвижности малых элементов в условиях седиментогенеза. - Тр. ВСЕГЕИ, т. 150, 1968.)
- Бутин Р.В. Ископаемые водоросли протерозоя Карелии. - В кн.: Остатки организмов и проблематика протерозойских образований Карелии. - Петрозаводск, Карельск. книжн. изд-во, 1966.
- Вассоевич Н.Б. Флиш и методика его изучения. М., Гостоптехиздат, 1948.
- Вассоевич Н.Б. Условия образования флиша. Л.-М., Гостоптехиздат, 1951.
- Вассоевич Н.Б. О флише. - Матер. Карпато-Балканск. ассоц., № 3, 1960.
- 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. Сравнительный анализ кианит-силлиманитового и андалузит-силлиманитового типов регионального метаморфизма. Л., "Наука", 1972.
- Великославинский Д.А., Казаков А.Н., Соколов Ю.М. Мамский комплекс Северо-Байкальского нагорья. - Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 17, 1963.
- Великославинский Д.А., Петров Б.В. Геология и метаморфизм верхнего докембрия Северо-Байкальского нагорья. - Тр. МГК, XXII сессия, докл. сов. геол., проблема 10. Л., "Недра", 1964а.
- Великославинский Д.А., Петров Б.В. Стратиграфия и метаморфическая зональность области сочленения Северо-Байкальского и Патомского нагорий. - Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 19, 1964б.
- Вернадский В.И., Курбатов С.М. Земные силикаты, алюмосиликаты и их аналоги. Л., ОНТИ, 1937.
- Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М., "Мир", 1969.
- Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. - Геохимия, № 7, 1962.
- Виноградов А.П., Ронов А.Б. Эволюция химического состава глин Русской платформы. - Геохимия, № 1, 1956.
- Виноградов А.П., Ронов А.Б., Ратинский В.М. Эволюция химического состава карбонатных пород Русской платформы. - В кн.: Сопоставление по осадочным породам, вып. 1. М., Изд-во АН СССР, 1952.
- Вистелиус А.Б. Структурные диаграммы. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1958.

- Вологдин А.Г. О древнейших жизнепроявлениях на Земле. - Астрон. журн., т. 43, № 5, 1966.
- Галдобина Л.П. Опыт применения фашиально-циклического анализа к осадочно-метаморфическим толщам протерозоя на примере ятулия Карелии. - Литология и полезные ископаемые, № 3, 1966.
- Гераничева Г.К., Марин Ю.Б. Причины морфологической изменчивости циркона. - Зап. ЛТИ, т. 54, вып. 2, 1968.
- Гзовский М.В. Основные вопросы тектонофизики и тектоники Баджанского антиклинория. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Глебовицкий В.А. Процессы регионального метаморфизма и некоторые вопросы геологии глубинных сечений складчатых поясов. - Советская геология, № 2, 1969.
- Головенко В.К. О возможности палеогеографических реконструкций в метаморфических толщах докембрия (по наблюдениям в Патомском нагорье). - Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 97, 1964.
- Горлицкий Б.А., Каляев Г.И. Распределение малых элементов в терригенных формациях докембрия как критерий реконструкций условий осадкообразования. - В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 2. М., "Недра", 1967.
- Горошенко Г.Л. О первичной природе гранулитового комплекса Кольского полуострова. - Тезисы докладов молодых ученых, посвященных 100-летию со дня рождения В.И. Ленина. М., 1969.
- Гроссгейм В.А., Романовский С.И. Палеогеографическое значение связи между мощностями слоев в разрезах флиша. - Литология и полезные ископаемые, № 1, 1971.
- Дагелайский В.Б. Химизм амфиболитов. - В кн.: Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР. Л., "Наука", 1965.
- Дагенхардт Х. О геохимическом распределении цирконов. - В кн.: Геохимия редких элементов. М., ИЛ, 1959.
- Данбар К., Роджерс Дж. Основы стратиграфии. М., ИЛ, 1962.
- Добрецов Н.А. Значение парциального давления H_2O и CO_2 в метаморфических системах. - ДАН СССР, т. 166, № 6, 1966.
- Доморацкий Н.А. К вопросу определения первичной природы метаморфических пород по содержанию в них инертных компонентов (первая часть). - Изв. Днепропетровск. горн. инст., т. 42. М., "Недра", 1964а.
- Доморацкий Н.А. Определение первичной природы метаморфических пород на содержание в них инертных компонентов. - Тр. МГК, XXII сессия, 1964б.
- Доморацкий Н.А. К вопросу определения первичной природы метаморфических пород по содержанию в них инертных компонентов (вторая часть). - Изв. Днепропетровск. горн. инст., т. 46, М., "Недра", 1965.
- Дук В.Л. Складки зоны ультраметаморфизма. Л., "Наука", 1967.
- Дюфур М.С., Попова В.А., Павленко В.С. Зональность метаморфических и палингенных пород восточной части Центрального Памира. - ДАН СССР, сер. геол., т. 181, № 1-3, 1968.
- 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. ЛГУ, 1968.
- Жданов В.В. Метаморфизм и глубинное строение норит-диоритовой (гранулитовой) серии Русской Лапландии. М., "Наука", 1966.
- Жемчужников Ю.А. Цикличность строения угленосных толщ, периодичность осадконакопления. - Тр. ИГН АН СССР, сер. угольная, № 2, вып. 90/1947.

- Жемчужников Ю.А. Сезонная слоистость и периодичность осадконакопления. - Тр. ГИН АН СССР, вып. 86, 1963.
- Забияка А.И. О метаморфической зональности в протерозойских отложениях Таймыра. - В кн.: Вопросы петрологии и металлогении западного обрамления Сибирской платформы. Тр. Красноярск. отд. СНИИГТИМС, вып. 61, 1969.
- Забияка А.И. Конкреции в докембрийских толщах Таймыра. - Матер. первого семинара по изучению конкреций Комиссии по осадочным породам при ОНЗ АН СССР и отделении литологии. Л., ВСЕГЕИ, 1970а.
- Забияка А.И. О цикличности докембрийских толщ северо-западного Таймыра. - Матер. к первой научн. конф. аспирантов-геологов Ленинграда. Л., 1970б.
- Забияка А.И. Особенности строения докембрийской флишевой формации Таймырского полуострова. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Красноярского края. Красноярск, 1971.
- Забияка А.И., Махлаев Л.В. Об эволюции акцессорного циркона при прогрессивном ультраметаморфизме на примере докембрийских гранитоидов Таймыра. - ДАН СССР, т. 191, № 2, 1970.
- Завалишин М.А., Львова Н.А. Стратиграфия и геологическое строение северо-восточной части Мамского района. - Тр. Гипрониислуда, вып. 1 (3). М., Промстройиздат, 1954.
- Завьялова И.В. Габитусные тиды акцессорного циркона в гранитоидах. - Тр. Львовск. гос. унив., минерал. сб., № 20, вып. 4, 1966.
- Зенкович В.П. Динамика и морфология морских берегов. Ч. 1. Волновые процессы. Л., "Морской транспорт", 1946.
- Зенкович В.П. Основы учения о развитии морских берегов, М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Иванов Г.А. Угленосные формации. Л., "Наука", 1967.
- Илюхин Л.Н., Тараменко Е.И. К эволюции карбонатообразования в позднем протерозое. - Литология и полезные ископаемые, № 1, 1970.
- Кабанова Е.С. Элементы-примеси в глинах. - В кн.: Итоги науки. Геохимия, минералогия, петрография. М., Изд. ВИНТИ, 1969.
- Казаков А.Н. Псевдоконгломераты мамского комплекса (Северо-Байкальское нагорье). - Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 2, 1960.
- Казаков А.Н. Микроструктурная ориентировка кварца в складке. - В кн.: Деформации и структуры докембрийских толщ. Л., "Наука", 1967.
- Казаков А.Н. К вопросу о происхождении метаморфической полосчатости. - В кн.: Региональный метаморфизм и рудообразование. Л., "Наука", 1970.
- Казаринов В.Н., Бгатов В.И., Гурова Т.Н. Выветривание и литология. М., "Недра", 1969.
- Каледа Г.А. К вопросу о перекристаллизации карбонатных пород. - В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 2. Изд. Львовск. унив., 1955.
- Катченков С.М. О распределении химических элементов в глинах и глинистых минералах. - Тр. ВНИГРИ, вып. 174, 1961.
- Катченков С.М. Среднее содержание некоторых малых химических элементов в главных типах осадочных пород. - В кн.: Химия земной коры, т. II. М., 1964.
- Каукин Б.В. О происхождении железистых кварцитов. - В кн.: Проблемы образования железистых пород докембрия. Киев, "Наукова думка", 1969.
- Кейт М.Л., Дегенс Э.Т. Геохимические индикаторы морских и пресноводных осадков. - В кн.: Геохимические исследования. М., ИЛ, 1961.
- Кленова М.В. Современное осадкообразование в Баренцевом море. - В кн.: Современные осадки морей и океанов. М., Изд-во АН СССР, 1961.

- Конторович А.Э. Химический состав осадочных пород Западно-Сибирской плиты. - ДАН СССР, т. 163, № 4, 1965.
- Кориковский С.П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М., "Наука", 1967.
- Корнаков Ю.Н., Нестеренко Г.В., Смирнова Н.Г. Петрография Комерханской интрузии траппов и особенности распределения в ней некоторых элементов-примесей. - В кн.: Вопросы геохимии изверженных горных пород и рудных месторождений Восточной Сибири. М., "Наука", 1965.
- Коссовская А.Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и западного Верхоянья. - Тр. ГИН АН СССР, вып. 63, 1962.
- Коссовская А.Г., Дриц В.А. Вопросы кристаллохимической и генетической классификации слюдястых минералов осадочных пород. - В кн.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. Тр. ГИН АН СССР, вып. 221, 1971.
- Коссовская А.Г., Дриц В.А., Соколова Т.Н. О некоторых общих задачах изучения глинистых минералов осадочных пород. - В кн.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. Тр. ГИН АН СССР, вып. 221, 1971.
- Коссовская А.Г., Шутов В.Д. Проблема эпигенеза. - В кн.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. Тр. ГИН АН СССР, вып. 221, 1971.
- Кочетков О.С. Акцессорные минералы в древних толщах Тимана и Таймыра. М., "Наука", 1968.
- Кратц К.О. Геология карелид Карелии. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1963.
- Кратц К.О., Демидов Н.Ф. О ритмичной слоистости ладожской сланцевой толщи в юго-западной Карелии. - Изв. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР, № 5, 1958.
- Кратц К.О., Робонен В.И., Соколов В.Н., Чернов М.М. Литологические методы в изучении докембрия Карелии. - В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 1, Л., "Недра", 1966.
- Краускопф К.П. Факторы, контролирующие концентрации тринадцати редких элементов в морской воде. - В кн.: Геохимия литогенеза. М., ИЛ, 1962.
- Кренк И.Г., Ойя Р.В. Экспериментальное изучение анатексиса. - Тр. XXI МГК, вып. II, тектоника и петрография. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Крылов И.Н. Структурный контроль процессов гранитообразования в архейском комплексе юго-западного Прибайкалья. - В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л., "Наука", 1970.
- Крылова М.Д., Неелов А.Н. Конгломератовидные породы архейского комплекса Алдана. - Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 9, 1960.
- Кузнецов В.А. О переносе титана, циркона и гафния в высокотемпературных растворах. - Геология рудных месторождений, № 4, 1969.
- Кузнецов В.А. Петрография магматических и метаморфических пород. Изд. МГУ, 1956.
- Куприн П.Н., Багиров В.И. К познанию условий формирования донных отложений среднего и южного Каспия. - В кн.: Комплексные исследования Каспийского моря, вып. 2. Изд. МГУ, 1971.
- Кутырев Э.Н. Условия образования и интерпретация косої слоистости. - Л., "Недра", 1968.
- Кухаренко А.А. Минералогия россыпей. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Кухаренко А.А. К геохимии циркония и гафния в щелочно-ультраосновных магматических комплексах. - В кн.: Вопросы магматизма и метаморфизма, т. I. Изд. ЛГУ, 1963.
- Кухаренко А.А., Орлова М.П., Булах А.Г. Каледонский комплекс ультраосновных щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М., "Недра", 1965.

- Кэй М. Осадки и погружение во времени. - В кн.: Земная кора. М., ИЛ, 1957.
- Лазаренко Е.К. Об акцессорных минералах. - В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 1. Львов, 1966.
- Лазаренко Е.К., Матковский О.И. Новый этап в изучении акцессорных минералов. - В кн.: Минерал. сб. Львовск. гос. унив., вып. 3, № 23, 1969.
- Лападю-Арг П. Заметка о происхождении амфиболитов. М., 1967.
- Лападю-Арг П. О существовании и природе химического привноса в некоторых сериях кристаллических сланцев. - В кн.: Проблемы образования гранитов. М., ИЛ, 1950.
- Лебедев В.А. Сопоставление морских и пресноводных глин по содержанию малых химических элементов. - Геохимия, № 8, 1967.
- Леонтьев Г.И. Стратиграфические сопоставления детальных разрезов ритмичнослоистых осадков докембрия методом графической коннекции (на примере Мамской кристаллической толщи). - Матер. Конф. молодых научных сотрудников. Иркутск, 1965.
- Леонтьев Г.И. Некоторые особенности ритмостратиграфии древних ритмически циклических толщ (на примере Мамского района). - В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья, вып. 2 (4). Чита, 1967.
- Лисицын А.П. Взвешенное вещество в океанах. - Тр. Океаногр. комисс., т. X, вып. 3, 1962.
- Лисицын А.П., Мурдмаа И.О., Петелин В.П., Скорнякова Н.С. Гранулометрический состав донных осадков Тихого океана. - Литол. и полезн. ископ., № 2, 1966.
- Лисицына Н.А., Глаголева М.А. Геохимия коры выветривания основных пород Батумского побережья Кавказа. - В кн.: Кора выветривания, вып. 10. М., "Наука", 1968.
- Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Афанасьева Л.И. Химический состав ладожской формации Балтийского шита и вопрос о балансе вещества при процессах метаморфизма и ультраметаморфизма. - Геохимия, № 3, 1972.
- Логвиненко Н.В. К вопросу об осадочной дифференциации вещества. - В кн.: К вопросу о состоянии науки об осадочных породах. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1951.
- Логвиненко Н.В. Постдиагенетические изменения осадочных пород. Л., "Наука", 1968.
- Логвиненко Н.В., Ритенберг М.И. О ритмах флиша и принципах их выделения. - ДАН СССР, сер. геол., т. 199, № 3, 1971.
- Лодочников В.Н. Главнейшие породообразующие минералы. Изд. 4. М., Госгеолтехиздат, 1955.
- Лонгинов В.В. Динамика береговой зоны бесприливных морей. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Лонгинов В.В. Проблема суспензионных потоков в литодинамике океана. - Океанология, т. 11, № 3, 1971.
- Лопатин Г.В. Наносы рек СССР. - Зап. ВГО, нов. сер., т. XIV, 1952.
- Лутц Б.Г. Петрология гранулитовой фации Анабарского массива. М., "Наука", 1964.
- Лутц Б.Г. Парагенетический анализ и ТР-минерализация глиноземистых пород амфиболитовой и гранулитовой фаций Алдана и Кольского полуострова. - В кн.: Редкие элементы в породах различных метаморфических фаций. М., "Наука", 1967.
- Львов Б.К. К методике изучения акцессорных минералов в гранитоидах. - Тр. I Уральск. петрогр. совещ., т. III. Свердловск, Изд. УФ АН СССР, 1963.
- Львов Б.К. Методика изучения акцессорных минералов. - В кн.: Акцессорные минералы изверженных пород. М., "Недра", 1968.

- Львова Н.А. Пути изучения первичноосадочной природы мамской толщи докембрия. - Изв. вузов, геология и разведка полезных ископаемых, № 2, 1961.
- Львова Н.А. Значение стратификационных текстур при крупномасштабном геологическом картировании докембрия. - В кн.: Проблемы изучения геологии докембрия. Л., "Недра", 1967.
- Ляхович В.В. О некоторых особенностях акцессорного циркона гранитоидов. - Тр. ИМГРЭ, вып. 15, 1963.
- Ляхович В.В. Рациональная методика извлечения акцессорных минералов из гранитоидов. М., "Недра", 1966а.
- Ляхович В.В. Акцессорные минералы гнейсов. - В кн.: Минерал. сб. Львовск. гос. унив., № 20, вып. 2, 1966б.
- Ляхович В.В. Акцессорные минералы в гранитоидах Советского Союза. М., "Наука", 1967а.
- Ляхович В.В. Акцессорные минералы чарнокитов и гранулитов. - В кн.: Минерал. сб. Львовск. гос. унив., № 21, вып. 2, 1967б.
- Ляхович В.В. Акцессорные минералы. М., "Наука", 1968.
- Македонов А.В. Современные конкреции в осадках и почвах и закономерности их географического распространения. М., "Наука", 1966.
- Макрыгина В.А., Петров Б.В., Глазунова Н.Д. Поведение Co , Ni , Cr и V в некоторых метаморфических породах Патомского нагорья. - Геохимия, № 8, 1969.
- Мармо Вл. Об органических остатках в докембрийских горных породах. - В кн.: Остатки организмов и проблематика протерозойских образований Карелии. Петрозаводск, 1966.
- Мархинин Е.К., Сапожникова А.М. О содержании Ni , Co , Cr , V и Cu в вулканических породах Камчатки и Курильских островов. - Геохимия, № 4, 1962.
- Марченко Е.Я. О некоторых особенностях акцессорного монацита из докембрийских кристаллических пород юго-восточной части УССР. - ДАН СССР, сер. геол., т. 176, № 4-6, 1967.
- Матковский О.И. О понятии термина "акцессорный минерал". - Минерал. сб. Львовск. гос. унив., № 19, вып. 2, 1965.
- Межеловский Н.В., Савельев А.А. Палеогеография протерозоя Восточного Саяна и Тувы. - В кн.: Матер. геол. конф. Красноярск, 1966.
- 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.
- Митич Г.Б. Турмалиносодержащий горизонт в кварцитах Алданской плиты. - ДАН СССР, т. 53, № 3, 1946.
- Михайлов В.А., Григорьева Э.Р. Об основных карбонатах циркония. - Неорганическая химия, вып. 6, № 6, 1961.
- 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. Тр. ГИН, вып. 221, 1971.
- Мурчаидзе Д.Р. Закономерности изменения состава терригенных комплексов в разрезе палеозоя Зеравшано-Гиссарской зоны Южного Тянь-Шаня. - Вестн. ЛГУ, № 18, сер. геол., вып. 1, 1967.
- Нагайцев Ю.В., Прудников Е.Д. Редкие щелочи в биотитах и метаморфических породах ладожской формации. - Вестн. ЛГУ, № 18, сер. геол.-географ., вып. 3, 1966.

- Негруца В.Э. Опыт фашиального изучения кварцевых конгломератов Карелии. - В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 1. Л., "Недра", 1966.
- Неелов А.Н. Стратиграфия, структура и метаморфизм докембрия среднего течения р. Мамы и Б. Чуи. - Тр. Лабор. геол. докембр. АН СССР, вып. 7. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1957.
- Нестеренко Г.В., Авилова Н.С., Смирнова Н.Д. Редкие элементы в трапах Сибирской платформы. - Геохимия, № 10, 1964.
- Никитина Л.П. Докембрий юго-восточной части Восточного Саяна и западной части Хамар-Дабана. - Тр. Лабор. геол. докембр. АН СССР, вып. 18/ Л., "Наука", 1964.
- Ньюэлл Н. Багамские банки. - В кн.: Земная кора. М., ИЛ, 1957.
- Обручев Д.В. Дельта девонской реки на Ловати. - В кн.: Косая слоистость и ее геологическая интерпретация. М.-Л., Госгеолтехиздат, 1940.
- Орешникова Е.Н. Глинистые породы. - В кн.: Атлас текстур и структур осадочных горных пород. Т. 1. Обломочные глинистые породы. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Перельман А.И. Геохимия эпигенетических процессов (зона гипергенеза). М., "Высшая школа", 1971.
- Петров Б.В. Условия образования ставролита и хлоритоида в метапелитах Патомского нагорья. - ДАН СССР, т. 188, № 1, 1969.
- Петров Б.В., Кренделев Ф.П., Бобров В.А., Цимбалист В.Г. Поведение радиоактивных элементов и золота в осадочно метаморфических породах Патомского нагорья. - Ежегодн. Сиб. ГЕОХИ, 1969. Иркутск, 1970.
- Петров Б.В., Макрыгина В.А. Прогрессивный зональный метаморфизм в Патомском нагорье. - В кн.: Региональный метаморфизм и рудообразование. Л., "Наука", 1970.
- Петров В.П., Предовский А.А., Сергеев А.С., Галибин В.А. Особенности распределения элементов-примесей в биотитах кристаллических сланцев и гнейсов. - Вести. ЛГУ, № 24, сер. геол. и геогр., вып. 4, 1965.
- Платен Г. Анатексис и генезис мигматитов. - В кн.: Природа метаморфизма. М., "Мир", 1967.
- Плотников Л.М. О тектонических текстурах горных пород. - Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 50, 1961.
- Полканов А.А. Геолого-петрографический очерк северо-западной части Кольского полуострова. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1935.
- Предовский А.А., Петров В.П., Белаяев О.Н. Геохимия рудных элементов метаморфических серий докембрия. Л., "Наука", 1967.
- Преображенский И.А. Акцессорные минералы в изверженных горных породах. - Тр. ИГи АН СССР, вып. 56, петрогр. сер., 17, 1941.
- Прияткина Л.А. Ложная косая слоистость в гранулитах Кольского полуострова. - В кн.: Проблемы литологии докембрия. Л., "Наука", 1971.
- Пустовалов Л.В. Геохимические фации и их значение в общей и прикладной геологии. - В кн.: Проблемы советской геологии, т. 1, № 1, 1933.
- Пустовалов Л.В. Петрография осадочных пород, ч. I, II. М., Гос. научно-технич. изд. нефт. и горнотопл. пром., 1940.
- Пшибрам П. Окраска и люминесценция минералов. М., ИЛ, 1959.
- Ранкама К. Геологические данные о химическом составе докембрийской атмосферы. - В кн.: Земная кора. М., ИЛ, 1957.
- Романовский С.И. Состояние и перспективы изучения процессов слоенакпления. - Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1972.
- Ронов А.Б. Общая тенденция в эволюции состава земной коры, океана и атмосферы. - Геохимия, № 8, 1964.
- Рухин Л.Б. Основы литологии. Л., Гостоптехиздат, 1953.
- Рухин Л.Б. Основы общей палеогеографии. Л., Гостоптехиздат, 1962.
- Рухин Л.Б. Основы литологии. Учение об осадочных породах. Л., "Наука", 1969.

- Савельев А.А. Флишевые отложения нижнего протерозоя западной части Восточного Саяна. - Тр. Лабор. геол. докембр. АН СССР, вып. 2, 1960.
- Савельев А.А. Опыт палеогеографических реконструкций на основе изучения 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., Захаревич К.В., Шулешко И.К. Условия сохранности осадочных текстур и структур обломочных пород при метаморфизме (на примере ладожской серии Южной Карелии и бодайбинской серии Северо-Байкальского нагорья). - Тез. докл. геол. межобластной конф. по пробл. "Геология и полезные ископаемые Карелии". Петрозаводск, 1971.
- Савельев А.А., Шулешко И.К. Обломочные акцессории в метаморфических породах. - В кн.: Литология и полезные ископаемые, № 4, 1971.
- Салоп Л.И. Докембрий СССР. Л., "Наука", 1968.
- Сауков А.А. Геохимия. М., Госгеолиздат, 1966.
- Семенов Н.Г. Изофизические и изохимические ряды как критерий для восстановления литогенеза метаморфических пород. - В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 2. М., "Недра", 1961.
- Сидоренко А.В. Проблемы осадочной геологии докембрия. - Советская геология, № 4, 1963.
- Сидоренко А.В., Лунева О.И. О слоистых текстурах в метаморфических толщах Кольского полуострова. - ДАН СССР, т. 118, № 1, 1958.
- Сидоренко А.В., Лунева О.И. К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1961.
- Сидоренко А.В., Теняков В.А., Горбачев О.В., Жук-Почекутов К.А., Розен О.И. О вероятных осадочных аналогах амфиболитов. - ДАН СССР, т. 182, № 4-6, 1968.
- Синицын В.М. Фоссилизация газов в осадочной оболочке и ее значение для эволюции атмосферы Земли. - Вестн. ЛГУ, № 6, 1970.
- Скуфьин П.К. Некоторые особенности геологического строения гнейсов кольской серии в бассейне р. Уры. - В кн.: Древние осадочно-вулканогенные и метаморфические комплексы Кольского полуострова. М., "Наука", 1966.
- Смирнов Г.А., Федорова Г.Г., Пумпянский А.М. Условия образования кремнистых тел в карбонатных породах. - В кн.: Литология и полезные ископаемые, № 3, 1969.
- Смирнова Н.П., Альмухамедов А.И. Поведение меди в процессах камерного этапа дифференциации трапповой магмы. - Геохимия, № 12, 1967.
- Соболев В.С., Добрецов Н.И., Хлестов В.В. Режим H_2O и CO_2 при прогрессивном региональном метаморфизме. - ДАН СССР, т. 166, № 2, 1966.
- Соколов В.А. Распространение органики и проблематики в протерозойских образованиях Карелии. - В кн.: Остатки организмов и проблематика протерозойских образований Карелии. Карельск. кн. изд., Петрозаводск, 1966.
- Соколов В.А., Галдобина Л.П., Рылеев А.В., Сицук Ю.И., Светов А.П., Хейсканен К.И. Геология, литология и палеогеография ятулия Центральной Карелии. Петрозаводск, "Карелия", 1970.
- Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Тт. I-III. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Страхов Н.М. Эволюция представлений о литогенезе в русской геологии (от 1870 г. XIX в. до 70 г. XX в.). - В кн.: Литология и полезные ископаемые, № 2, 1970.

- Страхов Н.М., Бродская Н.Г., Князева А.М. Образование осадков в современных водоемах. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Судовиков Н.Г. Региональный метаморфизм и некоторые вопросы петрологии. Изд. ЛГУ, 1964.
- Судовиков Н.Г., Глебовицкий В.А., Сергеев А.С., Петров В.П., Харитонов А.В. Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов (Северное Приладожье). Л., „Наука“, 1970.
- Сулова С.Н. Первичные текстуры в осадочных породах печенгинской серии. — В кн.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1963.
- Тернер Ф.Дж. Эволюция метаморфических пород. М., ИЛ, 1951.
- Тихонов В.Д. Основные этапы развития байкалид Патомской складчатой области. — Геология и геофизика, № 6, 1969.
- Томида Т. Геологическое значение окраски цирконов и открытие докембрия в Японии. — Р. Ж. „Геология“, 8611, 1956.
- Томида Т., Каракида Ю. Определение источников некоторых ксенолитов в вулканогенных породах. Р. Ж. „Геология“, 23538, 1960.
- Тугаринов А.И., Вайнштейн Э.Е. Закономерности распределения редких земель, циркония и гафния в изверженных горных породах. — В кн.: Геохимия редких элементов в связи с проблемой петрогенеза. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Тугаринов А.И., Вайнштейн Э.Е. Редкие земли в горных породах. — Докл. сов. геол. на XXI сессии МГК. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Тулупов В.А. К вопросу об использовании акцессорных минералов для корреляции метаморфических толщ. — В кн.: Сб. научн. тр. аспирант. Воронежск. гос. унив., вып. 2, 1965.
- Туровский С.Д. О морфологических особенностях циркона из изверженных пород Северной Киргизии. — Тр. Инст. геол. АН КиргССР, вып. 6, 1955.
- Туровский С.Д. О времени выделения и условиях образования акцессорных минералов в процессе формирования изверженной горной породы. — Тр. Инст. геол. АН КиргССР, вып. 7, 1956.
- Туровский С.Д. О методике и значении изучения акцессорных минералов и химических элементов изверженных горных пород. Изд. АН КиргССР, 1960.
- Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж. Метаморфические реакции и метаморфические фации. М., ИЛ, 1962.
- Федкова Т.А. О некоторых признаках первичноосадочных текстур в породах гранулитовой формации Кольского полуострова. — В кн.: Древнейшие осадочно-вулканогенные и метаморфические комплексы Кольского полуострова. М., „Наука“, 1966.
- Федоренко Я.Д., Менакер Е.А. Распределение ряда химических элементов в основных типах осадочных пород на территории Латвии. — Изв. АН ЛатвССР, № 7, 1968.
- Флаас А.С. Некоторые наблюдения над первичными поверхностями наслаения в докембрийских породах по р. Маме. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Байкало-Патомского нагорья. Иркутск, 1966.
- Фрумкин И.М. Структурно-литологический метод картирования докембрийских образований и результаты его применения на Алданском шите. — В кн.: Проблемы изучения геологии докембрия. М., „Наука“, 1967.
- Хаин В.Е., Ломидзе М.Г. Поперечные конседиментационные разломы на границе Центрального Кавказа и распределение фаций мезозоя и кайнозоя. — Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1961.
- Хворова И.В. О происхождении флиша. — Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 33, вып. 5, 1958.
- Хворова И.В. Задачи и некоторые результаты изучения литологии формаций. — Тр. ГИН АН СССР, вып. 81, 1963.

- Хильтова В.Я., Савельев А.А., Шулешко И.К. Петрохимия филлитов в разных зонах метаморфизма (Северо-Байкальское нагорье). - ДАН СССР, т. 188, № 1, 1969.
- Хильтова В.Я., Шулешко И.К., Борисова К.Д. Окраска цирконов из архейских пород Восточного Саяна. - Геология и геофизика, № 9, 1967.
- Хоппе Г. Проблема морфологии акцессорного циркона. - В кн.: Минерал. сб. Львовск. унив., № 29, вып. 4, 1966.
- Чайка В.М. К методике изучения метаморфических пород. - Геология и геофизика, № 12, 1962.
- Чайка В.М. Вторичные изменения минералов древних россыпей и проблема эволюции рудного вещества при метаморфизме. - Литология и полезные ископаемые, № 5, 1969.
- Чайка В.М., Хайретдинов И.А., Забияка А.И., Бармина А.А. О детритовых акцессориях и петрогенезисе гранитоидов Енисейского кряжа. - Геология и геофизика, № 12, 1964.
- Шафрановский И.И., Григорьев Д.П. К вопросу об отличительных признаках округлых форм растворения кристаллов. - В кн.: Минерал. сб. Львовск. гос. унив., № 7, 1953.
- Шашкин К.С. О природе метаморфических комплексов Северо-Восточного обрамления Зейско-Буреинского массива. - В кн.: Вопросы геологии, петрологии и металлогении метаморфических комплексов Востока СССР. Владивосток, 1968.
- Шванов В.Н. Тонкая ритмичность в каменноугольном флише Алайского хребта. - В кн.: Литология и полезные ископаемые, № 4, 1970.
- Шванов В.Н. О соотношении между мощностью и гранулометрическим составом песчаных слоев во флише и флишеидных толщах. - Вестн. ЛГУ, № 12, 1971.
- Швецов М.С. Петрография осадочных пород. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Шрок Р. Последовательность в свитах слоистых пород. М., ИЛ, 1950.
- Шулешко И.К. К цирконовой методике изучения метаморфических и магматических пород. - Геология и геофизика, № 2, 1966.
- Шуркин К.А. О „конгломератах“ Кандалакшских островов и Турьего мыса. - Тр. Лабор. геол. докембр. АН СССР, вып. 9, 1960.
- Allen I.R.L. Mixing at turbidity current heads and its geological implications. - J. Sediment. Petrol., v. 41, N 1, 1971.
- Alpér A., Poldervaart A. Zircons from the Animas stock and associated rocks New Mexico. - Econom. Geol., v. 52, N 8, 1957.
- Bader G. Apatite und Zirkone als sedimentare Relikte in Metablastitgneisen der Oberpfalz. - Neues Jahrb. Mineral. Monatshb., N 8, 1961.
- Barrell J. The Upper Devonian delta of the Appalachian geosyncline. - Amer. J. Sci. (4), N 36, 1913.
- Brown R. On a group of erect fossil in the Sydney coal field of Cape Breton. - Geol. Soc. London Quart. J., N 2, 1846.
- Butterfield I. Outgrowths on Zircon. - Geol. Mag., v. LXXIII, N 11, 1936.
- Carrall D. Weatherability of zircon. - Geol. Secliment. Petrol., v. 23, N 2, 1953.
- Chinrer G.A. Pelitic gneisses with varying Terric Ration from Glen Clova, Angus, Scotland. - J. Petrol., v. 1, 1960.

- Chrustchoff K. Beitrag zur Kenntniss der Zirkone in Gesteinen. - *Miner. Petrogr. Mitt.*, Bd. VII, Hft 5, 1886.
- Coleman R.G., Erd R.G. Hydrozircon from the Wind River formation, Wyoming. - *Geol. Surv. Prof. Paper*, N 424-c, 1961.
- Degens E.T., Herzen von, R.P. How-Kin W. Lake Tanganyika. Water chemistry, sediments, geological structure. - *Naturwissenschaften*, v. 58, N 5, 1971.
- Eade K.E., Fahrig W.F., Maxwell J.A. Composition of crystalline shield rocks and fractionating effects of regional metamorphism. - *Nature*, Bd. 211, 1966.
- Eckelman F., Poldervaart A. Geology and evolution of the Beartooth Mountains, Montana and Wyoming. - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 68, N 10, 1957.
- Eckelman F., Poldervaart A. Growth phenomena in Zircon of autochthonous granites. - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 66, 1955.
- Engel A.E.J., Engel C.G. Progressive metamorphism and granitization of the major paragneiss northwest Adirondack Mountains, New York, P. 1. Total rock. - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 69, N 11, 1958.
- Engel A.E.J., Engel C.G. Migration of elements during metamorphism in the Northwest Adirondack Mountains, New York. - *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, v. 400, 1960.
- Eskola P. On the principles of metamorphic differentiation. - *Bull. Com. Geol. Finl.*, N 97, 1932.
- Fahrig W.F., Eade K.E., Adams J.A.S. Abundance of radioactive elements in Crystalline Shield Rocks. - *Nature*, Bd. 214, 1967.
- Gastill R. Some effects of progressive metamorphism on Zircon. - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 78, N 7, 1967.
- Groves A. The heavy mineral suites and correlation of the granites of Northern Brittany, the Channel Islands and Continent. - *Geol. Mag.*, v. 67, N 2, 1930.
- Heier K.S., Adams J.A.S. The Geochemistry of the alkali metals. - *Phys. and Chem. Earth, Progress. ser.*, v. 5, 1964.
- Heier K.S., Adams J.A.S. Concentration of radioactive elements in deep crustal material. - *Geochim. et Cosmochim. Acta*, v. 29, 1965.
- Heikki J., Lauri N. Itämeren sedimentit ja sedimentaatio. *Luonnon Tutkija*, v. 75, N 3-4, 1971.
- Hietanen A. Distribution of Fe and Mg between garnet, staurolite and biotite in aluminium-rich schist in various metamorphic zones North of the Idaho batholith. - *Amer. J. Sci.*, v. 267, 1969.
- Hills E.S., Thomas E.D. Turbidity Currents and the Graptolitic Facies in Victoria. - *J. Geol. Soc. Aust.*, v. 1, 1954.
- Hise, van. Principles of worth American Pre-Cambrian geology. - *U.S. Geol. Surv., Ann. Rept.*, v. 16 (1), 1896.
- Hjulstrom F. Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the River Fyris. - *Upsala Univ., Geol. Inst. Bull.*, v. 25, 1935.
- Holms A. Nomenclature of petrology. Ed. 2. London, 1920.

- Hoppe G. Petrogenetisch auwertbare morphologische Erscheinungen an akzessorischen Zirkonen. - Neues Jahrb. Mineral., Abhandl., Bd. 98, N 1, 1962.
- Hoppe G. Morphologische Untersuchungen als Beiträge Zubi-nigen Zirkon-alterbestimmungen. - Neues Jahrb. Mine-ral Abhandl., Bd. 102, N 1, 1964.
- Hoppe G. Zirkone aus pyroklastischen und klastischen Ges-teinkludes Kuhlens-beckens von Kladno-slany-Kakovnik. - Ber. deutsch. Geol. Wiss. B., Mineral. und Lageretatten-forsch., Bd. 12, N 2, 1967.
- Horn D.R., Ewing M., Delach M.N., Horn B.M. Turbidi-tas of the northeast. - Pac. Sedimentol., v. 16, N 1-2, 1971.
- Johnson M.A. Application of theory to an Atlantic turbidity current path. - Sedimentol., v. 7, N 2, 1966.
- Kabata-Pendias A. Pierwiastki s ladowe w utworach triasu z niektorych otworow wiertniezych Polski polnochej i potnocnowschodniej. - Bill. Inst. Geol., N 231, 1967.
- Kalsbeek F. Zircons from some metamorphic rocks in the Stavanger Area (Southern Norway). - Norsk Geol. Tidsskrift Vind., v. 44, N 1, 1964.
- Kalsbeek F. On the origin of some bended amphibolites and gneisses in the Belledonne massif (French Alps). - Nijb. Mineral. Abh., v. 102, N 2, 1965.
- Kuenen Ph.H. Estimated size of the Grend Ban's turbidity current. - Amer. Sci., v. 250, 1952.
- Kuenen Ph.H. Turbidity currents - a maior factor in flisch de-position. - Eclogae geol. helvetial., v. 51, N 3, 1958a.
- Kuenen Ph.H. Problems concerning source and trausporta-tion of flisch sediments. - Geol. en mijnbouw, aary 20, N 10, 1958b.
- Kuenen Ph.H. Experimental turbidite lamination in a circu-lar. - J. Geol., v. 74, N 5, 1966a.
- Kuenen Ph.H. Matrix of turbidites and experimental approach. - Sedimentol., v. 7, N 4, 1966b.
- Kuenen Ph.H. Emplacement of flisch type sand beds. - Sedi-mentol., v. 9, N 3, 1967.
- Kuenen Ph.H. Setting convention and grain-size analisis. - J. Sedimentol. Petrol., v. 38, N 3, 1968.
- Lambert J.B., Heier K.S. The vertical distribution of ura-nium, thorium and potassium in the continental crust. - Geochim., Cosmochim. Acta, v. 31, 1967.
- Lambert J.B., Heier K.S. Geochemical investigations of deepseated rocks in the Australian Shield. - Lithos., v. 1, N 1, 1968.
- Lyell C. On the upright fossil trees forend et different levels in the coal strata of Cumberland. - Amer. J. Sci., N 45, 1843.
- Morey G.B. Stratigraphy and sedimentology of the Middle Precambrian Rove Formation in northeastern Minne-sota. - J. Sedimentol. Petrol., v. 37, N 4, 1967.
- Morey G. The geology of the middle Precambrian Rove for-mation in northeastern Minnesota. - Minn. Geol. Surv., Spec. Publ. Ser., N 7, 1969.
- Murthy M.V., Siddiquie H.N. Studies on zircons from some garnetiferous dillimanite gneisses from Orissa and Andia. - J. Geol., v. 72, N 72, 1964.

- Pettijohn I. *Sedimentary Rocks*. New York, 1949.
- Poldervaart A. Statistical studies of Zircons a criterion in granitisation - *Nature*, v. 165, 1955a.
- Poldervaart A. Zircons in rocks. - *Amer. J. Sci.*, v. 253, N 8, 1955b.
- Poldervaart A. Zircons in rocks. - *Amer. J. Sci.*, v. 254, N 9, 1956.
- Saxena S.K. A note on the origin of Zircons in sedimentary and metamorphic rocks. - *G. F. F.*, v. 88, N 525, 1966a.
- Saxena S.K. Evolution of Zircons in sedimentary and metamorphic rocks. - *Sedimentology*, v. 6, 1966b.
- Schwartz C., Todd J. Comments on retrograde metamorphism. - *J. Geol.*, v. 49, N 2, 1941.
- Show D.M. Trace elements in pelitic rocks. Part I. Variation during metamorphism. Pt II. Geochemical relation. - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 65, 1954.
- Smithson F. Statistical data methods in sedimentary petrology. - *Geol. Mag.*, vol. 76, N 297, 1939.
- 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*, v. 1, N 6, 1966.
- Strok L.W. Geochemical data on Saratoga mineral waters, applied in deducing a new theory of their origin. - *Amer. J. Sci.*, v. 239, N 12, 1941.
- Tanner W.F. Numerical estimates of ancient waves, water depth and fetch. - *Sedimentary*, v. 16, N 1-2, 1971.
- Taubeneck W.H. Zircon in the metamorphic aureole of the Bold mountain batholith Elkhorn Mountains, northeastern Oregon. - *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 68, N 1803, 1957.
- Taylor S.R. Geochemistry of andesites "Lere Reunion". - *Assoc. interat. geochim. et cosmochim. Sympos. origine et distrib. elements Resumes.*, sec. 5, Paris, 1967.
- Taylor S.R., Kaye M., White A.I.R., Deencan A.R., Ewart A. Genetic significance of Co, Cr, Ni, Sc and V content of andesites. - *Geochim., Cosmochim. Acta*, v. 33, N 2, 1969.
- Ter-Chien H., Pierce J.W. The carbonata minerals of deepsea bioclastic turbidities, southern Blake Basin. - *J. Sedimentol., Petrol.*, v. 41, N 1, 1971.
- Thurach H. Über des Vorkommen mikroskopischer zirkone und Titanmineralien in den Gesteinen. - *Verhandl. Phys. und Med. Ges.*, Bd. 18, 1884.
- Turckean J., Wedepohl J. Distribution of the elements in some major inites of the Earth's crust. - *Geol. Soc. Amer.*, v. 72, N 175, 1961.
- Verspyck G. Zircons of some metamorphic and intrusive rocks from the Aston- and Hospitalet massifs (Central Pyrenes). - *Geol. en Mijnbouw*, v. 40, N 2, 1961.
- Vitanage P. Studies of Zircon Types in Caylon Pre-Cambrian Complex. - *J. Geol.*, v. 65, N 2, 1957.
- Walker R.O. Turbidity sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments. - *J. Sedimentol. Petrol.*, v. 637, N 1, 1967.
- White D. Informal communication. - *Wash. Acad. Sci. J.*, v. 23, 1933.
- Wyatt M. Zircons as Provenance Indicators. - *Amer. Mineralogist*, N 11-12, 1954.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Раздел I. Текстуры и структуры осадочных пород и их сохранность при прогрессивном метаморфизме (А.А. Савельев)	5
Глава 1. О механизме слоеобразования (А.А. Савельев)	5
Глава 2. Первичноосадочные текстуры в метаморфических породах (А.А. Савельев, И.К. Шулешко)	20
Сохранность признаков, позволяющих выявлять сползательность в осадочно-метаморфических породах	20
Глава 3. Первичноосадочные структуры в метаморфических породах	26
Условия сохранности структур осадочных обломочных пород (А.А. Савельев)	26
Обломочные структуры в породах, измененных в условиях метаморфизма умеренных давлений (А.А. Савельев, И.К. Шулешко)	30
Зеленосланцевая фация	30
Амфиболитовая и эпидот-амфиболитовая фации	43
Особые случаи сохранности обломочных структур в эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациях (А.А. Савельев)	46
Сохранность обломков кварца в порфиробластах	46
Сохранность обломочных структур в конкрециях	50
О сохранности структур обломочных пород в условиях метаморфизма низких давлений (А.А. Савельев, И.К. Шулешко)	51
Глава 4. Псевдоосадочные (вторичные) текстуры и структуры метаморфизованных осадочных пород (А.А. Савельев, И.К. Шулешко)	55
Псевдоосадочные структуры (А.А. Савельев, И.К. Шулешко)	55
Псевдопсефитовые структуры	55
Псевдопсаммитовые и псевдоалевритовые структуры	60
Псевдоосадочные текстуры (А.А. Савельев, К.В. Захаревич, И.К. Шулешко)	60

Горизонтальная псевдослоистость	61
Псевдоосадочная косая слоистость	66
Ложные знаки ряби	70

Раздел II. Детритовые акцессорные минералы терригенных пород при прогрессивном региональном метаморфизме (И.К. Шулешко)	73
---	----

Глава 1. Устойчивость акцессорных минералов при прогрессивном региональном метаморфизме (И.К. Шулешко, А.А. Савельев)	75
---	----

Минералогический состав тяжелой фракции метаосадочных пород бассейна р. Мамы (И.К. Шулешко, А. А. Савельев).	76
Зеленосланцевая фация	77
Эпидот-амфиболитовая фация	80
Амфиболитовая фация	82

„Сквозные“ акцессорные минералы протерозойских метаосадочных пород бассейна р. Патом (К.Х. Зеленщикова, И.К. Шулешко, Б.В. Петров, А.А. Савельев)	85
---	----

Минералогический состав тяжелой фракции метаосадочных пород Северного Приладожья (И.К. Шулешко, А. А. Савельев).	88
--	----

Глава 2. Сохранность обломочного циркона терригенных пород при метаморфизме (И.К. Шулешко, А.А. Савельев)	90
---	----

Краткие сведения о кристалломорфологических исследованиях акцессорного циркона (И.К. Шулешко)	90
---	----

Методика морфологического изучения акцессорных обломочных цирконов (И.К. Шулешко, А.А. Савельев)	94
--	----

Пределы устойчивости детритового циркона в условиях прогрессивного регионального метаморфизма от зеленосланцевой до амфиболитовой фации (И.К. Шулешко, А.А. Савельев)	98
---	----

Северо-Байкальское нагорье (бассейн р. Мамы)	98
Северное Приладожье	103

Глава 3. Значение морфологического изучения цирконов при геологических исследованиях метаморфических пород	107
--	-----

Циркон как индикатор первичной природы метаморфических пород (И.К. Шулешко, А.А. Савельев)	107
--	-----

Определение генезиса некоторых метаморфических пород по детритовым акцессорным минералам (И.К. Шулешко, А.А. Савельев)	116
--	-----

Различие пара- и ортоамфиболитов	116
--	-----

Различие хемогенных и терригенных образований	117
---	-----

Генезис глинистых осадков	117
-------------------------------------	-----

Генезис полосчатых текстур метаморфических пород	118
--	-----

Раздел III. Петрохимия и геохимия осадочных пород при прогрессивном региональном метаморфизме (В.Я. Хильтова, А.А. Савельев)	122
--	-----

Глава 1. Петрохимия пород при прогрессивном региональном метаморфизме	123
---	-----

Петрохимия филлитов разных зон метаморфизма Северо-Байкальского нагорья по данным средних проб (В.Я. Хильтова, А.А. Савельев, И.К. Шулешко)	123
Петрохимия зонально метаморфизованных пород ладожской серии (В.Я. Хильтова, А.А. Савельев)	128
Петрохимия зонально метаморфизованных филлитов Северо-Байкальского нагорья по данным карт тренд-поверхностей (В.Я. Хильтова)	129
Петрохимия зонально метаморфизованных пород Патомского нагорья (Б.В. Петров)	136
Некоторые закономерности поведения петрогенных элементов при метаморфизме (В.Я. Хильтова)	149
Глава 2. Петрохимия малых элементов при прогрессивном региональном метаморфизме (В.Я. Хильтова)	150
Малые элементы в метаморфических породах Северо-Байкальского нагорья (В.Я. Хильтова)	151
Малые элементы в зонально метаморфизованных породах Северо-Байкальского нагорья по данным средних проб (В.Я. Хильтова, А.А. Савельев, И.К. Шулешко)	155
Малые элементы в породах ладожской серии из разных зон метаморфизма (В.Я. Хильтова, И.К. Шулешко, А.А. Савельев)	158
Малые элементы в зонально метаморфизованных породах Патомского нагорья (Б.В. Петров)	159
Некоторые закономерности поведения малых элементов при метаморфизме (В.Я. Хильтова)	173
Заключение	174
Литература	176

1 р. 66 к.

5532



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ