

**ПРОБЛЕМЫ РЕГИОНАЛЬНОГО  
И УДАРНОГО МЕТАМОРФИЗМА**

*Сборник научных статей*

ЛЕНИНГРАД

1982

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР  
ВСЕСОЮЗНЫЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ  
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ имени А. П. КАРПИНСКОГО  
(ВСЕГЕИ)

---

*Труды*

*Новая серия*

*Том 238*

## ПРОБЛЕМЫ РЕГИОНАЛЬНОГО И УДАРНОГО МЕТАМОРФИЗМА

*Сборник научных статей*

ЛЕНИНГРАД  
1982

**Проблемы регионального и ударного метаморфизма.** Сб. науч. статей.— Л., 1982.— 149 с. (М-во геологии СССР. Всесоюз. ордена Ленина науч.-исслед. геол. ин-т им. А. П. Карпинского. Труды, нов. сер., т. 238).

Сборник составлен на основе докладов, прочитанных на XVIII сессии Ученого совета ВСЕГЕИ в апреле 1980 г. Рассматриваются общие теоретические проблемы истории эволюции метаморфических процессов, их связи с эндогенными режимами и аллохимического (метаморфо-метасоматического) преобразования продуктов метаморфизма. Приводятся примеры региональных метаморфических комплексов территории Советского Союза и рассматриваются условия накопления в этих комплексах полезных ископаемых. Исследуются теоретические аспекты ударного метаморфизма, условия формирования продуктов этого процесса, приводятся примеры региональных структур развития ударного метаморфизма — астроблемы.

*Научный редактор*

**В. В. ЖДАНОВ**

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Процессы метаморфизма охватывают широкий круг преобразований горных пород, обусловленных изменением температуры, давления и концентрации подвижных компонентов системы. В основе сборника лежат доклады, заслушанные на XVIII годичной сессии Ученого совета ВСЕГЕИ в апреле 1980 г., которая была посвящена геологическим и петрологическим проблемам регионального и ударного метаморфизма, а также некоторым аспектам рудоносности метаморфических комплексов. Рассмотренные проблемы составляют традиционное направление исследований ВСЕГЕИ, главной целью которых является совершенствование методов геологического картирования метаморфических комплексов и перспективной оценки территории их развития на ряд полезных ископаемых.

Сборник состоит из трех частей. В первой части рассматриваются общие теоретические вопросы регионального метаморфизма: принципы формационного анализа метаморфических комплексов и характер эволюции метаморфических процессов в истории становления континентальной земной коры (статья Б. Я. Хоревой); специфические особенности метаморфизма, развитого в пределах фанерозойских складчатых областей, где выделяются динамо- и плутонометаморфические системы, приуроченные к определенным эндогенным режимам (статья Б. А. Блюмана).

Особое внимание уделено аллохимическому метаморфизму, и прежде всего значению региональных метасоматических процессов при формировании рудной минерализации метаморфических комплексов, а также времени, месту и физико-химическим условиям накопления аномальных концентраций как петрогенных, так и рассеянных элементов. Эта проблема рассматривается как для зональных высокотемпературных метаморфо-метасоматических систем с зонами щелочного метасоматоза, представленными гранитоидами (статья В. В. Жданова), так и для низкотемпературных систем с зонами щелочного метасоматоза, сложеными альбититами и эйситами (статья Б. В. Петрова и др.).

Во второй части сборника рассматриваются конкретные примеры зональных метаморфических комплексов и характер рас-

пределения в их пределах рудной минерализации. В качестве примера высокотемпературной и высокоградиентной метаморфо-метасоматической структуры приводится ассоциация метаморфических пород Камчатского срединного массива (статья В. К. Кузьмина и В. В. Жданова), а в качестве низкотемпературной структуры — метаморфизованные терригенные комплексы Верхояно-Колымской складчатой области (статья В. И. Бергера и С. В. Мамонова). Исследованы рудогенерирующие возможности подобных систем. На примере становления уникальной зоны кислотного выщелачивания полизонального Центральноколыского блока Балтийского щита показана сложная история становления комплекса высокоглиноземистых сланцев, содержащего промышленные концентрации глинозема (статья Ю. Е. Вишневской и др.). Особое внимание уделено геохимическим закономерностям эволюции ультраметаморфических процессов, рассмотренных на примере формирования гранитоидов Алданского щита (статья Г. М. Беляева и др.). В этой же части сборника на примере восточной части Балтийского щита характеризуются условия формирования широко развитых в докембрийских метаморфических комплексах региональных купольных структур различного генезиса (статья М. А. Черноморского и др.), а также природа полиметаморфического комплекса северо-западного фрагмента Кольского полуострова (статья Э. Б. Наливкиной и др.).

Третья часть сборника посвящена проблеме ударного метаморфизма, еще недостаточно широко освещенной в отечественной литературе. Открывается эта часть общим теоретическим обзором проблемы, рассмотрением условий ударного сжатия, формирования импактных кратеров, последовательности преобразования (метаморфизма) горных пород при распространении ударной волны (статья В. Л. Масайтиса). Особо анализируются петрографические признаки продуктов ударного метаморфизма на различных стадиях преобразования исходных пород (статья А. И. Райхлина и др.). В качестве конкретного примера ассоциации ударно-метаморфических пород и импактитов рассмотрена Терновская астроблема, расположенная в Северном Криворожье (статья А. П. Никольского и др.).

Сочетание в данном сборнике теоретических разработок по проблеме метаморфизма с рассмотрением реальных метаморфических структур позволяет не только проверить теорию и создать условия для ее совершенствования, но и наметить дальнейшие пути практического применения этих разработок при геологосъемочных и поисковых работах.

*Д. В. Рундквист*

#### **ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ ОТДЕЛА ПЕТРОЛОГИИ ВСЕГЕИ**

Годичная сессия Ученого совета ВСЕГЕИ, посвященная проблеме метаморфизма, проводится в знаменательный для отдела петрологии год 25-летия его организации во ВСЕГЕИ. Отмечая эту юбилейную дату, следует подчеркнуть, что петрографические исследования — традиционное направление работ Геолокома — ВСЕГЕИ. После Великой Октябрьской революции в Геолкоме была создана петрографическая секция, задачей которой являлось проведение петрографических исследований в помощь геологосъемочным работам. С этим периодом в петрографии связаны имена таких всемирно известных ученых, как Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, А. Н. Заварицкий, Д. С. Белянкин, А. П. Герасимов, В. Н. Лодочников, В. А. Николаев. Руководил секцией Н. И. Свитальский. Без преувеличения можно сказать, что в Геолкоме зародились главнейшие направления современной петрографии. В дальнейшем часть петрографов из этой группы перешла в Академию наук СССР и в крупнейшие вузы, создав там самостоятельные научные коллективы и школы.

В 1932 г. в составе петрографической секции была создана петрографическая лаборатория, игравшая роль центра квалифицированных определителей-петрографов, работа которых была так необходима в условиях развернувшихся геологических работ в Сибири, Средней Азии, Казахстане, Дальнем Востоке и в других регионах нашей страны. Надо помнить, что это были годы первых пятилеток, годы становления молодого Советского государства. С благодарностью вспоминаю время пребывания в лаборатории и полученный там опыт крупнейший петрограф академик Г. С. Дзоцендзе. В лаборатории начинали работать М. Л. Лурье, Г. М. Гапеева и другие старейшие петрографы института. Возглавлял лабораторию В. А. Николаев, а затем В. С. Соболев. Постоянными консультантами в то время были В. Н. Лодочников, Д. С. Коржинский, А. Н. Заварицкий, Ю. Ир. Половинкина. К этому периоду развития петрографии в институте относится создание крупных описательных и методических работ: «Описательная петрография» А. Н. Завариц-

кого, «Главнейшие породообразующие минералы» В. Н. Лодочникова, «Структуры горных пород» Ю. Ир. Половинкиной.

Важнейшей вехой послевоенного периода в исследованиях ВСЕГЕИ явились работы выдающегося советского ученого Ю. А. Билибина, заложившего основу учения о тектоно-магматических циклах, являющегося фундаментом научного прогнозирования полезных ископаемых.

В 1954 г. был организован как самостоятельное подразделение отдел петрологии, который возглавила Ю. Ир. Половинкина. С первых лет создания отдела благодаря работам Ю. Ир. Половинкиной, Г. М. Гапеевой, Е. Л. Бутаковой, З. Г. Ушаковой, Т. Н. Ивановой, а позднее Д. С. Харкевича и др. определилось основное направление исследований — региональная петрография СССР, положившее начало широким формационным исследованиям магматических пород. Именно это направление составляет сейчас главное звено в работах петрографов ВСЕГЕИ. При этом полезно вспомнить, что у истоков формационного направления стоял еще Ф. Ю. Левинсон-Лессинг.

Формационное направление во ВСЕГЕИ и в отделе петрологии развивается в последние 10—15 лет как в области изучения конкретных магматических комплексов, в том числе однотипных, так и в области классификаций различных их ассоциаций, а также методики их изображения на картах различного содержания.

В 1963—1970 гг. по инициативе Е. Т. Шаталова в отделе петрологии при творческом участии петрографов — специалистов по отдельным регионам составляется первая карта магматических формаций СССР в масштабе 1:2 500 000 под редакцией Д. С. Харкевича и В. Н. Москалевой.

В 1970—1980 гг. продолжают работы по корреляции магматических образований территории СССР, проводятся исследования по дальнейшему обоснованию формационного расчленения магматических образований. Используется комплекс новых методов, развиваются новые формационные методические подходы при изучении отдельных видов этих образований.

Итогами исследований явилась двухтомная монография под редакцией заведующего отделом В. Л. Масайтиса «Магматические формации СССР». В эти же годы продолжались работы по составлению формационных карт (в частности, создана Карта размещения щелочных формаций в масштабе 1:10 000 000 под редакцией М. П. Орловой), а также по выявлению и оценке петрологических критериев рудоносности магматических формаций (работы В. Н. Москалевой, А. С. Остроумовой, Н. А. Румянцева, Е. К. Станкевича, В. А. Трофимова и др.). Петрографы отдела активно участвовали в разработке вопросов металлогении ряда магматических формаций и их типизации и составлении легенд к новым металлогеническим картам территории СССР (В. Н. Москалева, В. А. Трофимов и др.).

В последние годы в исследованиях отдела петрологии наметился ряд новых перспективных направлений. В первую очередь следует указать на работы в области установления взаимосвязи рудообразования и метаморфизма (исследования В. В. Жданова, Б. Я. Хоревой, В. Н. Мошкина, Б. А. Блюмана, И. Н. Дагелайской и др.). Хотя изучению метаморфизма в отделе и ранее уделялось большое внимание (работы Ю. Ир. Половинкиной и др.), сейчас определились некоторые узловые вопросы, решение которых имеет большое методическое, научное и практическое значение. К числу их относится изучение региональных метаморфо-метасоматических систем, их формационный анализ и выявление связи петро- и рудогенетических процессов (работы группы, руководимой В. В. Ждановым). Исследование сопряженных метасоматических систем позволило по-новому подойти к методам геологического картирования метаморфических комплексов и выделению рудоносных зон в их пределах.

В качестве второго нового научного направления работ в отделе можно назвать изучение строения земной коры, которое осуществляется в тесном содружестве с геофизиками института. Одной из важнейших исследований этого направления является детальное геолого-петрографическое изучение керна скважин на Кольском полуострове.

10 лет назад во ВСЕГЕИ В. Л. Масайтисом, М. А. Гневушевым, А. И. Райхлиным, Т. В. Селивановской впервые в Советском Союзе были начаты исследования по проблеме ударного метаморфизма и геологии импактных структур. Это научное направление получило развитие в дальнейшем в рамках организованного в 1974 г. единственного в нашей стране научного подразделения — сектора минералогии и петрографии импактитов. В результате этих исследований было показано, что многие известные ранее и вновь выявленные круговые морфоструктуры представляют собой объекты космогенного происхождения — астроблемы. Детальное геологическое и петрографо-минералогическое изучение развитых в них своеобразных пород имело и прикладное значение. В импактитах впервые были найдены некоторые гипербарические минералы, ранее неизвестные в земных породах. Итоги этих исследований и разработок широко внедрены в практику деятельности производственных организаций и получили признание за рубежом.

Статьи, опубликованные в этом сборнике, дают достаточно полное представление об указанных выше трех новых направлениях работы отдела петрологии.

В сборнике нашли отражение новые подходы к решению ряда актуальных вопросов метаморфизма и метасоматоза в общем и региональном плане, изложены новые научные и практические результаты исследований, освещены методы их получения.

Петрологические исследования, выполненные во ВСЕГЕИ, имеют важное значение для региональных и прогнозно-металло-

генических работ, проводимых институтом, а также для развития и повышения эффективности геологических исследований в учреждениях и организациях отрасли в целом. В этом отношении важную роль играет и научно-организационная деятельность секции региональной петрографии Петрографического комитета (председатель В. Л. Масайтис), работающая с 1964 г. при отделе петрологии ВСЕГЕИ. Многие обобщающие исследования петрографов ВСЕГЕИ, в первую очередь по изучению магматических формаций и их рудоносности, получили всеобщее признание как в Советском Союзе, так и за рубежом. Можно высказать уверенность, что и новые направления, получившие отражение в настоящем выпуске, являются не менее перспективными и получат широкое развитие в будущем.

## ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА

---

УДК 551.24+552.16

Б. А. Блюман

### ЭНДОГЕННЫЕ РЕЖИМЫ И ТИПЫ МЕТАМОРФИЗМА СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

В сводных работах по метаморфической петрологии, опубликованных в течение последних лет, заметно усложнились схемы классификации типов метаморфизма, а также фаций и фациальных серий, присущих выделяемым типам метаморфизма. Это затрудняет их использование и вносит элемент неопределенности при необходимости установить принадлежность изучаемых метаморфических образований к одному из выделенных типов метаморфизма или уточнить их фациальную принадлежность. По-видимому, не случайно большинство исследователей, несмотря на существование достаточно сложных и детальных схем расчленения фаций метаморфизма, предпочитают пользоваться традиционной классификацией фаций П. Эскола (1920 г.). Наряду с этим, учитывая тенденцию все большего усложнения фациальных схем, Г. Винклер (1976 г.) предлагает вообще отказаться от понятия «фацция метаморфизма», заменив его понятием «зона метаморфизма».

Анализируя причины усложнения петрогенетических схем типизации процессов метаморфизма, так же как и фациальных схем, можно, с известной долей условности, разделить эти причины на объективные и субъективные. Возросшая в последние годы детальность изучения метаморфических комплексов в сочетании с огромным объемом результатов экспериментальных исследований, позволяющих восстановить термодинамические условия проявления метаморфизма, подчеркивают своеобразие конкретного метаморфического комплекса, позволяя в общем объективно выделить его в качестве определенного типа метаморфизма.

С другой стороны, разработка различными исследователями петрогенетических схем типизации процессов метаморфизма основывается на использовании определенных доминирующих признаков: термодинамических, петрогеохимических или историко-геологических. Некоторая односторонность, субъективность

подобных классификаций способствует их усложнению и затрудняет сопоставление.

Цель предлагаемой работы — сопоставить по ряду признаков — структурно-вещественных, термодинамических и геотектонических — проявления метаморфизма в пределах фанерозойских складчатых областей и с учетом этих признаков отделить, обособить региональный метаморфизм от других типов метаморфизма. Для сопоставления используются следующие признаки: температура, величина геотермического градиента, давление и соотношения флюидного и литостатического давлений при метаморфизме; преобладающий тип и характер метаморфических реакций; зональность (наличие или отсутствие, определяющие ее факторы); петрохимические особенности и причины метаморфизма; эндогенный режим проявления метаморфизма и его приуроченность к стадиям геосинклинального развития; тектонические движения и тип складчатости; взаимоотношения процессов метаморфизма и магматизма.

С учетом этих признаков представляется возможность на примере разновозрастных фанерозойских складчатых систем выделить два типа метаморфизма — соскладчатый (динамометаморфизм) и региональный (динамотермальный метаморфизм), определив их следующим образом. Соскладчатый метаморфизм — низкотемпературное преобразование геосинклинальных отложений в результате воздействия на них складчатых деформаций. Региональный метаморфизм — высокотемпературное преобразование геосинклинальных отложений в результате воздействия на них тепла и вещества верхней мантии.

Основой для последующего рассмотрения выделенных типов метаморфизма, так же как и для их расчленения, является успешно развиваемое в последние годы учение об эндогенных режимах [1], каждому из которых свойственны особые сочетания и интенсивность тектонических, магматических и метаморфических процессов. Как будет показано ниже, проявления выделенных типов метаморфизма свойственны определенным эндогенным режимам. Они приурочены к определенным стадиям их развития и находятся в закономерных пространственно-временных взаимоотношениях с процессами осадконакопления, тектогенеза и магматизма.

Соскладчатый метаморфизм в фанерозойских складчатых системах проявлен в линейных протяженных структурах, характеризующихся интенсивным и нередко неоднократным вовлечением геосинклинальных отложений в складчатые деформации. Формирование первичных, отчасти конседиментационных складчатых структур (доинверсионная стадия) сопровождается постседиментационным изменением отложений; уровень этих изменений определяется составом отложений и длительностью воздействия на них складчатых деформаций. Последующее вовлечение измененных отложений в складчатые деформации (раннеинверсионная

стадия), обусловленные сменой знака тектонических движений, усложняют первичные складчатые структуры и усиливают уровень соскладчатого метаморфизма. При этом различный характер складчатых деформаций в условиях мио- и эвгеосинклинального режимов в сочетании с особенностями состава пород определяют различие в характере и уровне этого типа метаморфизма в структурно-формационных зонах с различным эндогенным режимом: зеленосланцевого — в миогеосинклинальных, глаукофансланцевого (голубосланцевого) — в эвгеосинклинальных. Последующие приразломные складчатые деформации, завершающие инверсионную стадию, проявлены локально и обуславливают в основном регрессивные изменения зеленосланцевых и глаукофансланцевых комплексов.

Соскладчатый метаморфизм проявлен в условиях эв- и миогеосинклинального режимов, обладая рядом общих признаков: низкотемпературностью (250—350 °С), крайне низкой величиной геотермического градиента, соотношением  $p_i \geq p_{fi}$  при метаморфизме; преобладающим распространением гидратированных минеральных фаз и неравновесных, метастабильных ассоциаций; отсутствием четко выраженной метаморфической зональности, связью процессов метаморфизма (интенсивность и масштабность проявления) со складчатыми деформациями; ассоциацией с дометаморфическими проявлениями ультрамафитового и мафитового магматизма. Наиболее характерной особенностью этого типа метаморфизма является, как уже отмечалось, своеобразие его проявления в условиях мио- и эвгеосинклинального режимов: формирование зеленосланцевых комплексов по терригенным породам в условиях миогеосинклинального режима и глаукофансланцевых (голубосланцевых) по осадочно-вулканогенным породам в условиях эвгеосинклинального режима.

Детальная петрологическая характеристика глаукофансланцевых метаморфических комплексов приведена в работах Н. Л. Добрецова [4 и др.]. В его работах неоднократно, с различных позиций трактуются причины появления высокобарических ассоциаций, присущих этим комплексам в отличие от зеленосланцевых комплексов миогеосинклинальных зон. В дополнение к существующим представлениям можно привести и некоторые другие данные.

Характерной особенностью доинверсионной стадии развития складчатых систем и зон с эвгеосинклинальным режимом является широкое распространение наряду с вулканогенными и интрузивными породами основного и ультраосновного состава терригенных и карбонатно-кремнистых водонасыщенных осадочных пород. В процессе вовлечения осадочно-вулканогенных толщ и залегающих среди них магматических пород в складкообразовательные движения широкое распространение получают процессы гидратации, характерными особенностями которых являются экзотермический характер и увеличение объема твердых фаз,

образующихся в процессе гидратации. При этом отмечается, что тепловые эффекты процессов гидратации будут большими при низкотемпературных условиях. Количество экспериментальных исследований, посвященных изучению процессов гидратации, относительно невелико, но их результаты представляют несомненный интерес. В частности, по данным В. Файфа и Б. Мартина (1970 г.), скорость процессов гидратации в геологическом смысле необычайно велика и зависит, наряду с другими факторами, от величины и размера зерен гидратируемого материала (в эксперименте — пироксен, оливин, «пудра» оливинсодержащего базальта). В другой работе [8] указывалось на прямую зависимость скорости процессов гидратации и ее возможного «взрывного» характера от наличия или отсутствия в минералах структурно-чувствительных факторов (дефектов дислокаций). Процессы складкообразования и деформаций, происходящие в толще пластичных осадков и «хрупких» магматических пород, приводят, особенно на контакте между ними, к интенсивному нарушению сплошности изверженных пород, завершающемуся их механическим разрушением (катаклизом). Катаклизу предшествует искажение (дисторсия) кристаллической решетки, сопровождающееся резким увеличением в минералах количества дислокаций. Дисторсия, катаклиз сопровождаются ростом поверхности и приводят к росту свободной энергии твердой фазы (до 10 ккал/моль). При этом резко возрастает проницаемость среды и, в соответствии с ранее приведенными данными, скорость процесса гидратации. Кроме того, явления дисторсии и катаклаза, по данным Г. Т. Остапенко (1977 г.), обуславливают другой результат разрядки напряжения — появление высокочастотных ультразвуковых колебаний, влияющих на подвижность флюидных компонентов и растворимость компонентов в поровых растворах.

Ультразвуковое поле в 40—50 раз ускоряет процесс диффузии поровых растворов и газов и способствует более интенсивному переходу в жидкость различных элементов, содержащихся в минералах. Все выше сказанное способствует интенсивному проявлению процессов гидратации, скорость и характер протекания которых в конечном счете определяются интенсивностью складчатых деформаций. Увеличение объемов при гидратации в условиях малой пористости ведет к возникновению в породе избыточного давления на твердую фазу (минерал). По данным Г. Т. Остапенко (1977 г.), значительное избыточное давление возникает при серпентинизации гипербазитов, особенно при  $T = 200\text{—}300\text{ }^\circ\text{C}$  (1,5—2,5 кбар и даже 2,5—4 кбар). Возникновение избыточных давлений возможно при реакциях хлоритизации, также сопровождающихся значительным увеличением объема гидратированных твердых фаз.

Учитывая возникновение избыточного давления при гидратации и значительную скорость этого процесса, регулируемого ин-

тенсивностью складчатых деформаций, можно предполагать, что влияние процесса гидратации на формирование высокобарических минеральных ассоциаций, наряду с другими факторами, охарактеризованными Н. Л. Добрецовым, может быть достаточно велико.

В заключение характеристики соскладчатого метаморфизма особо следует подчеркнуть его связь не столько с погружением геосинклинальных отложений, сколько с процессами складкообразования, проявляющимися, по В. В. Белоусову [1], либо в связи с поднятием некоторых участков земной коры относительно соседних (глыбовая складчатость), либо в случае инверсии плотностей или неравномерного давления нагрузки на пластичную серию пород (складчатость нагнетания), либо в связи с появлением зон наиболее резких контрастов вертикальных движений земной коры (складчатость общего смятия). Перечисленные типы складчатости, по В. В. Белоусову [1], характерны для внутрикоровых тектонических движений, следствием которых, в частности, являются различные типы складчатости и сопровождающий их соскладчатый метаморфизм.

В отличие от соскладчатого метаморфизма региональный метаморфизм связан с другой категорией тектонических движений — общекаоровых, по В. В. Белоусову [1]. Региональный метаморфизм характеризуется рядом признаков, принципиально отличающих его от соскладчатого метаморфизма: высокотемпературностью и повышенной величиной геотермического градиента, соотношением  $p_{II} \gg p_I$ , наличием четко выраженной метаморфической зональности, равновесностью минеральных ассоциаций, тесной связью с процессами ультраметаморфизма и гранитоидного магматизма и т. д. Проявление регионального метаморфизма связывается с процессами, происходящими в верхней мантии, и в частности с проникновением в земную кору флюидов мантийного происхождения по «тектоническим дислокациям глубинного заложения» [7]. Процессы регионального метаморфизма и сопровождающего ультраметаморфизма и гранитоидного магматизма обусловлены «тепловым возбуждением» земной коры [1] и появлением в ее отдельных участках повышенных значений геотермических градиентов, достигающих в отдельных частях метаморфических комплексов величин 200—300  $^\circ\text{C}/\text{км}$  [2]. Изучение газово-жидких включений метаморфических пород различных регионов Ф. А. Летниковым и Б. О. Шкандрием (1976 г.) подтвердило присутствие в них компонентов углеводородной ветви —  $\text{CO}$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{C}_2\text{H}_6$ , причем вода, по данным этих исследователей, не обнаруживает с углеводородной группой газов корреляционной связи. Для  $\text{CO}$  и  $\text{H}_2$  характерна слабая отрицательная корреляция друг с другом и сильная отрицательная с  $\text{H}_2\text{O}$ . Таким образом, фиксируется различная степень окисления углеводородных мантийных флюидов в результате завершения процессов метаморфизма.



Изучение проявлений регионального метаморфизма в фанерозойских складчатых областях различных регионов показало четкую их приуроченность во времени к инверсионной стадии развития [3], что находит объяснение в закономерных процессах «возбуждения» и «успокоения» астеносферы [1].

Сопоставим далее по ряду признаков проявления регионального метаморфизма в докембрии и фанерозое, для того чтобы установить, являются ли они петрогенетически обособленными или процесс регионального метаморфизма петрогенетически един и лишь направленно эволюционирует от докембрия к фанерозою. Процессы регионального метаморфизма в докембрии и фанерозое имеют ряд сходных признаков: 1) метаморфизму предшествует ультрамафитовый и мафитовый магматизм; 2) метаморфизм обусловлен возникновением геотермических аномалий, сопровождается ультраметаморфизмом и завершается гранитоидным магматизмом. Наряду со сходством раннедокембрийскому региональному метаморфизму присущи отличительные признаки: 1) масштабность (ареальность) проявления, сочетающаяся с высоким (гранулитовая и амфиболитовая фации) уровнем и отсутствием четко выраженной метаморфической зональности; 2) своеобразие складчатых деформаций, обусловленное интенсивностью ультраметаморфизма.

Взаимосвязь процессов регионального метаморфизма с неоднородным тепловым потоком, ультраметаморфизмом и магматизмом определяет необходимость рассмотрения особенностей его проявления с учетом результатов геотермических исследований и петрологических данных о взаимодействии земной коры и верхней мантии. В термической истории Земли Е. А. Любимовой выделяются две стадии. Первая характеризуется равномерным распределением источников тепла и со временем, в результате появления расплавленного слоя в интервале глубин 100—800 км, сменяется второй стадией, отличающейся неравномерным распределением источников тепла и формированием земной коры. Рассматриваются две модели перехода от первой ко второй стадии — скачкообразная и линейно-непрерывная. С учетом ряда данных, в том числе геологических и радиологических, предпочтение отдается модели линейно-непрерывного перехода, что, в свою очередь, предполагает отсутствие резкого, скачкообразного изменения величины теплового потока. Периодичность появления и исчезновения расплавленного слоя верхней мантии (изменение его мощности и величины подъема к основанию земной коры) вызывает изменение величины теплового потока, варьирующего во времени и в пространстве в зависимости от положения и параметров расплавленного слоя. С учетом данных ряда исследователей [7 и др.] появление частично расплавленного слоя верхней мантии (астеносферы), последующее обособление базальтовых расплавов и их перемещение к основанию земной коры сопровождается концентрацией в них восстановленных

форм флюидных компонентов, ассоциирующих с рядом щелочных и щелочноземельных элементов. Становление значительных масс базальтового расплава в основании земной коры в условиях ее малой проницаемости (миогеосинклинальный режим, режим срединных массивов фанерозойских складчатых систем) сопровождается отделением флюидных компонентов и их перемещением в земную кору. Результатом взаимодействия этих флюидов с породами различных слоев земной коры и являются процессы ультраметаморфизма и регионального метаморфизма.

Направленная смена эндогенных режимов от пермобильного в докембрии к устойчивому геосинклинально-платформенному в фанерозое обусловлена изменением масштабов теплового возбуждения в верхней мантии [1]. Одновременно с масштабами (площадью, поверхностью) возбуждения верхней мантии определяющее влияние на величину теплового потока и характер его распределения в земной коре оказывает величина подъема расплавленного слоя к ее основанию, так же как мощность и проницаемость земной коры. Увеличение мощности земной коры от докембрия к фанерозою, уменьшение ее проницаемости, а также уменьшение масштаба теплового возбуждения верхней мантии определяют, по-видимому, как направленное изменение (уменьшение) экстенсивности процессов регионального метаморфизма в фанерозое, так и все более четко выраженную линейность и неоднородность (зональность) метаморфических комплексов. Максимальный подъем расплавленного слоя к основанию раннедокембрийской земной коры, имевшей незначительную мощность и высокую проницаемость, определил исключительно высокий уровень регионального метаморфизма и относительно малую мощность\* (редуцированность) внешних периферических зон метаморфизма, сравнительно легко уничтоженных последующей эрозией.

Характер расплавно-флюидных взаимоотношений вещества верхней мантии и земной коры представляется возможным рассмотреть на примере процессов, проявленных в контактовых ореолах расслоенных интрузий [9, 10] и траппов [6]. Основные закономерности, вытекающие из анализа этих явлений, сводятся к следующему: 1) в экзоконтакте расслоенных интрузий и дифференцированных траппов процессы метаморфизма вмещающих пород развиты в широких масштабах; 2) ширина (мощность) ореола измененных пород значительно больше в кровле интрузивных тел, чем в их подошве; 3) мощность ореола, как установлено И. А. Зотовым (1979, 1980 гг.) на примере траппов Норильского района, заметно увеличивается в экзоконтактах

\* С учетом повышенной плотности теплового потока в раннем докембрии сумма тепла в метаморфизируемых породах может немного превышать теплоту эндотермических метаморфических реакций. В этом случае внутренние зоны метаморфизма имеют гораздо большую мощность по сравнению с периферическими, внешними зонами.

дифференцированных интрузий (индекс Ингерсола до 7 и более) по сравнению с недифференцированными (0,1—0,5); 4) предполагается, что степень дифференцированности интрузивных тел, так же как и мощность метаморфического ореола, определяется режимом летучих компонентов, и в частности «подтоком» трансмагматических флюидов [5], представленных главным образом восстановленными формами; 5) метаморфизм вмещающих пород в экзоконтактах расслоенных интрузий и траппов чрезвычайно сходен: по мере приближения к контактам тел фиксируются переходы от пород альбит-эпидот-роговиковой фации к породам пироксен-роговиковой и более высоких фаций с одновременным усилением явлений метасоматоза (плагиофелишпатизация, формирование магнезиальных скарнов), перерастающих в непосредственном контакте тел в палингенез и анатексис.

Таким образом, околоинтрузивные изменения вмещающих пород в контактах расслоенных интрузий и траппов, проявленные при активном участии сквозьмагматических флюидов, обладают рядом особенностей, сближающих их с процессами палингенеза, анатексиса, ультраметаморфизма и регионального метаморфизма докембрийских и фанерозойских складчатых систем. С известными ограничениями они как бы моделируют процессы расплавно-флюидного взаимодействия вещества верхней мантии и земной коры. Количественная оценка А. С. Калинин и В. В. Ревердатто (1980 г.) взаимодействия пластового тела базитов, внедрившегося в земную кору, подтверждает значительность масштабов и вертикальной протяженности процессов палингенеза и анатексиса, вызванных этим воздействием.

Таким образом, процесс расплавно-флюидного взаимодействия вещества верхней мантии и земной коры определяет петрогенетическую общность регионального метаморфизма в докембрии и фанерозое. С другой стороны, направленное изменение (уменьшение) масштабов теплового возбуждения верхней мантии, происходящее на фоне увеличения мощности земной коры и одновременного уменьшения ее проницаемости от докембрия к фанерозою, обуславливает изменение (уменьшение) экстенсивности процессов расплавно-флюидного взаимодействия и вызванных им процессов регионального метаморфизма. Изменение особенностей проявления регионального метаморфизма в докембрии и фанерозое происходит на фоне общей историко-геологической эволюции развития Земли, так же как и направленные изменения процессов геосинклинального осадконакопления, вулканизма и магматизма, происходящие на фоне направленной эволюции эндогенных режимов.

#### Выводы

1. Сопоставление процессов метаморфизма фанерозойских складчатых областей, проведенное с учетом ряда признаков,

позволяет выделить соскладчатый и региональный типы метаморфизма. Их проявления присущи структурно-формационным зонам с определенным эндогенным режимом и во времени приурочены к определенным стадиям геосинклинального развития.

2. Сопоставление особенностей регионального метаморфизма в докембрии и фанерозое с учетом результатов геотермических исследований, петрологических данных и геотектонических построений свидетельствует об единой природе этого типа метаморфизма в истории развития Земли и направленной его эволюции от докембрия к фанерозою, одновременно с направленной эволюцией эндогенных режимов.

#### Список литературы

1. Белоусов В. В. Эндогенные режимы материков. М., Недра, 1978.
2. Блюман Б. А. О значениях палеогеотермических градиентов в метаморфических поясах различных типов регионального метаморфизма.— Докл. АН СССР, 1972, т. 202, № 3.
3. Глебовицкий В. А. Проблемы эволюции метаморфических поясов в подвижных областях. Л., Наука, 1973.
4. Добрецов Н. Л. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск, Наука, 1974.
5. Коржинский Д. С. Потоки трансмагматических растворов и процессы гранитизации.— В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. Ч. 1. М., 1972.
6. Масайтис В. Л., Юдина В. В. Альмандинсодержащие породы в контактовых ореолах трапповых силлов р. Большой Патом (Сибирская платформа).— Геология и геофизика, 1976, № 10.
7. Маракушев А. А., Перчук Л. Л. Термодинамическая модель флюидного режима Земли.— В кн.: Очерки физико-химической петрологии. Т. 4. М., Наука, 1974.
8. Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж. Метаморфические реакции и метаморфические фации. М., Изд-во иностр. лит., 1962.
9. Cortez F. J. The geology of western part of the Bushveld igneous complex. Symposium on the Bushveld igneous complex and other layered intrusions.— The geol. Soc. of South Africa. Sp. publ. 1970, № 1.
10. Willemsse J., Viljoen. The fate of argillaceous material in gabbroic magma of the Bushveld complex.— The geol. Soc. of South Africa. Sp. publ., 1970, № 1.

УДК [552.321.1+552.4] : 551.71/78

Б. Я. Хорева

#### МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ И УЛЬТРАМЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Метаморфические и ультраметаморфические процессы в общепринятом понимании являются вторичными, наложенными на сформировавшиеся осадочные и вулканические стратифицированные супракрустальные (наземные) породы. Они могут быть значительно оторваны от образования первичных стратифицированных пород, и требуется поступление дополнительного

тепла по сравнению со средним фоновым тепловым потоком, который обуславливает величину первичного геотермического градиента, характерного для данного этапа развития Земли. Процессы регионального метаморфизма и ультраметаморфизма связываются с конвективным выносом тепла глубинными высокотемпературными растворами и расплавами основной магмы, поднимающимися из мантии и создающими в поверхностных зонах земной коры положительные геотермические аномалии. Такие собственно-метаморфические и ультраметаморфические процессы являются неотъемлемой принадлежностью геосинклинальных тектонических режимов и не характерны для структур с платформенным типом развития.

С формально-петрографических позиций метаморфической называется полнокристаллическая порода с гнейсовой или сланцеватой текстурой, кристаллобластической структурой, состоящая из плагиоклаза, кварца (или без него) и темноцветных минералов (биотита, амфибола, пироксена), а также содержащая специфические «метаморфогенные» минералы — дистен, андалузит, силлиманит, кордиерит, гранат, ставролит и др. Ультраметаморфической называется глубинная порода гранитоидного состава, характеризующаяся гнейсовидной текстурой, кристаллобластической или метасоматической структурой, не образующая интрузий и связанная постепенными переходами с метаморфическими породами не ниже амфиболитовой фации через мигматиты.

Метаморфической или ультраметаморфической формацией в общей форме называется парагенетическая ассоциация метаморфических или ультраметаморфических пород (в формально-петрографическом понимании), закономерно повторяющихся во времени и пространстве, связанных между собой общностью структурных и физико-химических (термодинамических) условий образования. Такая характеристика метаморфических и ультраметаморфических процессов, пород и формаций вполне согласуется с реальными процессами, породами и формациями, наблюдаемыми в рифейско-фанерозойских геосинклинально-складчатых поясах. Охарактеризованные процессы появляются на определенной стадии развития Земли, после возникновения охлажденной поверхности с супракрустальным (наземным) механизмом породообразования и появлением геосинклинального тектонического режима. Факт направленного необратимого развития Земли в процессе становления ее земной коры не учитывается, и закономерности формирования метаморфических и ультраметаморфических пород, установленные в рифейско-фанерозойских складчатых областях, механически переносятся на ранние стадии развития Земли. Понимание специфических особенностей этих ранних стадий дает нам изучение архейских гранулитогнейсовых комплексов и раннего докембрия в целом. Анализ структурно-вещественных и термодинамических особенностей

дорифейских комплексов щитов свидетельствует о том, что термический и тектонический режимы поверхностных структур Земли, а также физико-химические процессы в мантии изменялись во времени начиная с момента всеобщего разогрева планеты в период образования протокры. Поэтому естественно предположить, что механизм и термодинамические условия образования пород, по минералого-петрографическим и структурно-текстурным признакам похожих на метаморфические и ультраметаморфические, были иными по сравнению с собственно-метаморфическими и ультраметаморфическими. Доказательством в пользу такого предположения являются данные, свидетельствующие о существовании в древней коре дополнительных источников тепла, не сохранившихся в более поздние эпохи. Такими источниками являлись: радиогенное тепло за счет распада короткоживущих изотопов и долгоживущих трансурановых элементов, тепло образования ядер, гравитационная энергия, высвобождающаяся на заключительных стадиях аккреции, планетарное нагревание под влиянием магнитных полей солнечного ветра и др. Специфические термодинамические условия образования архейских гранулитогнейсовых комплексов были доказаны изотопно-геохронологическими исследованиями, проведенными К. Д. Коллерсоном и В. И. Фрайером на примере гнейсовой серии Амитсок в Гренландии [7]. Для этих гнейсов, возраст которых определен в 3600 млн. лет, указанные исследователи установили значения первичного отношения изотопов стронция (0,702) и рубидий-стронциевого отношения (0,04), близкие к таковым в мантии (соответственно 0,699 и 0,02). На этом основании они делают вывод о том, что архейские гнейсы образовались из слабо дифференцированного вещества мантии, т. е. протокры, возраст которой ими определен в 4400 млн. лет. Для этого рубежа они приводят значения первичного геотермического градиента более 100 °С/км. Далее ими вычислены значения первичного геотермического градиента для рубежа 4000 млн. лет, равные 100 °С/км, а для рубежа 3600 млн. лет — 60—90 °С/км. На рубеже 2700 млн. лет, который отвечает нижней границе нижнего протерозоя [2], отмечается резкое уменьшение первичного геотермического градиента (до 30 °С/км), и его значение становится близким к современному в геосинклиналях. Исходя из этих данных, для интервала 3000—2700 млн. лет — периода образования так называемых зеленокаменных поясов, которые по новой шкале относятся к архею [2], а нами выделяются в самостоятельную эозойскую эру [5, 6], — величина первичного геотермического градиента будет более 30 °С/км, но менее 60 °С/км и принимается нами в 40 °С/км. Таким образом, только к концу раннего докембрия устанавливается первичный геотермический градиент, близкий к современному. В соответствии с развиваемой нами концепцией о двух формах проявления в природе процессов регионального метаморфизма — синстратификационного

Характеристика метаморфических

Возраст		Классы формаций	Формационные ряды (генетические)	Состав		
геологический	изотопный, млн. лет					
Фанерозой	570	Собственно-метаморфические и ультраметаморфические, полифациальные, зональные (апосупракрусальные)	Динамометаморфических сланцев	Полифациальных кристаллических сланцев и мигматит-гранитовые	Слюдисто-сланцевый и эклогит-глагоукофан-сланцевый	Высокоглиноземистый кристаллосланцевый и мигматит-гранитовый
Рифей	1650					
Нижний протерозой	2000					
	2600	Протометаморфические, стратифицированные (метасупракрусальные)	Метаосадочные		Метаалевритопесчаный	
Эозой	3000		Метавулканические и метаосадочные		Метабазальт-андезит-лпаритовый и метакремнисто-глинистопесчаный	
Верхний архей	3600	Метамагматические стратиформные (инфракрусальные)	Метахемогенномагматогенные	Амфиболит-гнейсовый и гранито-гнейсовый		
Средний архей	4000			Гранулит-амфиболит-кальцифировый и тоналит-гранито-гнейсовый		
Нижний архей	4400			Гранулитовый и анортозит-чарнокит-гранито-гнейсовый		
Протокора		Недифференцированные	Метамагматогенные	Габбро-норит-анортозитовый		

и ультраметаморфических формаций

Структура				Термодинамический режим		
морфологическая		геотектоническая		Первичный геотермический градиент	P — T-условия	Минеральные фации
Приразломные грабен-синклинии	Термальные антиклина-ли и гранито-гнейсовые купола	Зоны смятия и приразломные прогибы	Многоянтиклинальные поднятия			
				Полифациальные		
Конседиментационные брахи-антиклинали и брахисинклинали		Протомиогеосинклинали		30° C/км	T = 100° C P <sub>лит</sub> = 2 кбар	Филлитовая
Линейные грабен-синклинали		Протоэвгеосинклинали		40° C/км	T = 200—300° C P <sub>лит</sub> = 3 кбар	Мусковит-хлорит-зеленосланцевая
Изометричные куполообразные концентрические структуры центрального типа («складчатые овалы»)		Перилитоплинтовые структуры (становиды, беломориды)		60—90° C/км	T <sub>поверхн</sub> ~ 300° C T = 600° C P <sub>лит</sub> + P <sub>одност</sub> + P <sub>фл</sub> = 6 кбар	Амфиболитовая
		Протомагматические		100° C/км	T <sub>поверхн</sub> ~ 400° C T = 700—800° C P <sub>лит</sub> + P <sub>одност</sub> + P <sub>фл</sub> = 7 кбар	Роговообманково-гранулитовая
		Лито-плинты		> 100° C/км	T <sub>поверхн</sub> ~ 500° C T = 900—1000° C P <sub>лит</sub> + P <sub>одност</sub> + P <sub>фл</sub> = 8 кбар	Пироксен-гранулитовая
					T > 1000° C p > 10 кбар	Гранулитовая и эклогитовая

Монофациальные

монофациального и постстратификационного полифациального [3,4] — к собственно-метаморфическим относятся только процессы наложенного полифациального (зонального) регионального метаморфизма. Синстратификационные монофациальные процессы мы относим к протометаморфическим, первичным, обусловленным повышенным значением первичного геотермического градиента, характерным только для раннего докембрия. Эти процессы по времени проявления соответствуют постдиагенетическим—эпигенетическим изменениям рифейско-фанерозойских стратифицированных пород, происходящим одновременно с литификацией осадков.

Таким образом, процесс образования метаморфических и ультраметаморфических формаций является категорией исторической. В зависимости от изменения термического режима Земли изменялся механизм образования пород, по формально-петрографическим признакам похожих на метаморфические и ультраметаморфические, а также менялась природа «метаморфогенного» минералообразования. В истории Земли намечаются следующие эпохи и стадии образования формаций, сложенных породами метаморфического и ультраметаморфического облика:

1. Догеологическая эпоха (4600—3600 млн. лет).

1. Раннепланетарная стадия (4600—4400 млн. лет) — класс монофациальных метаплутоногенных\* формаций гранулитовой и эклогитовой фаций недифференцированной гранулито-базитовой протокоры габбро-норит-анортозитового состава [1].

2. Позднепланетарная (архейская) стадия (4400—3600 млн. лет) — класс монофациальных дифференцированных метаплутоногенных формаций гранулитовой и амфиболитовой минеральных фаций. Разделяется на три подкласса: гранулитовых и анортозит-эндербит-чарнокитовых формаций пироксен-гранулитовой фации (4400—4200 млн. лет); гранулит-амфиболит-кальцифировых и тоналит-гранито-гнейсовых формаций роговообманково-гранулитовой фации (4200—4000 млн. лет); амфиболит-гнейсовых и гранито-гнейсовых формаций амфиболитовой фации (4000—3600 млн. лет).

II. Геологическая эпоха (от 3600 млн. лет до современной).

1. Эозойская стадия (3600—2600 млн. лет) — класс монофациальных метаосадочных и метавулканических протометаморфических формаций мусковит-хлорит-зеленосланцевой фации («зеленокаменные пояса»).

2. Протерозойско-фанерозойская стадия (от 2600 млн. лет до современной) — класс собственно-метаморфических полифациальных апоосадочных и аповулканических формаций и регенерированных собственно-ультраметаморфических мигматит-гранитовых формаций. Разделяется на два синхронно образу-

\* Приставка «мета» применяется для первичных, «апо» — для вторичных пород метаморфического облика.

щихся подкласса: подкласс динамометаморфических формаций зон глубинных разломов и зон смятия, связанный с геодинамическими аномалиями, и подкласс метаморфических и мигматит-гранитовых формаций, связанный с геотермическими аномалиями.

Геотектоническая, структурно-вещественная и термодинамическая характеристика выделенных классов формаций, приуроченных к определенным эпохам исторического развития Земли, приводится в таблице.

#### Список литературы

1. *Грунт* из материкового района Луны. М., Наука, 1979.
2. *Достижения* в разработке общей стратиграфической шкалы докембрия СССР/Б. М. Келлер, К. О. Кратц, Ф. П. Митрофанов, М. А. Семихатов и др.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 11.
3. *Хорева Б. Я.* Типы регионального метаморфизма и тектонические условия их проявления в подвижных поясах.— *Геотектоника*, 1966, № 6.
4. *Хорева Б. Я.* Типы регионального метаморфизма и ультраметаморфизма и их место в процессе развития складчатых областей СССР.— В кн.: *Геологическое строение СССР*. Т. 5. М., Недра, 1970.
5. *Хорева Б. Я.* Критерии расчленения метаморфических и гранитоидных ультраметаморфических комплексов. Л. Недра, 1970.
6. *Хорева Б. Я.* Природа архейских и постархейских метаморфических и мигматит-гранитных комплексов.— *Труды ВСЕГЕИ*. Нов. сер., 1978, т. 280.
7. *Collerson K. D., Fryer B. J.* The Role of Fluids in the Formation and subsequent Development of Early continental crust.— *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1978, vol. 67, № 2.

УДК 552.2+552.16+553.22

В. В. Жданов

#### ТИПИЗАЦИЯ РЕГИОНАЛЬНЫХ МЕТАМОРФО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ

Метаморфизм — это процесс приспособления горных пород к новым условиям температуры, давления и химических потенциалов подвижных элементов. Он сопровождается изменением структуры, текстуры, химического и минерального состава горных пород. Химические изменения при метаморфизме по своей сути являются метасоматическим процессом [3]. Как справедливо отмечает В. С. Соболев, разграничивать метаморфизм и метасоматоз часто довольно сложно [1]. Естественно возникает вопрос — всегда ли эти процессы целесообразно разграничивать?

Главным фактором метаморфизма является интенсивный приток в систему тепла. Кондуктивный теплоперенос благодаря низкой теплопроводности горных пород ограничен по своим масштабам, поэтому региональный метаморфизм глобальных масштабов реален только при условии конвективного тепло-массопереноса. В роли теплоносителя в верхней части земной коры преимущественно выступает перегретый концентрированный вод-

ный раствор эндогенного происхождения, вызывающий термальные и химические преобразования субстрата и обуславливающий метаморфо-метасоматический процесс.

В закрытой системе при однородном  $p$ — $T$ -поле дисперсия концентрации химических элементов стремится к нулю, что должно вести к формированию монопородных ассоциаций с минимумом минеральных фаз. Реальные метаморфические комплексы характеризуются высокой неоднородностью ассоциации горных пород при их полиминеральном составе, что противоречит постулату о закрытости системы в процессе регионального метаморфизма.

Устанавливаются закономерные ассоциации метаморфических пород региональных структур, являющиеся едиными метаморфо-метасоматическими системами или метасоматическими колонками. Отдельные зоны таких колонок рассматриваются как самостоятельные формации. Многообразие формаций обусловлено рядом переменных факторов: составом субстрата, интенсивностью метасоматических процессов, их эволюцией в градиентном поле температуры и давления и др., однако в основе генезиса подобных систем лежит принцип региональной салитмафитовой дифференциации горных пород [1]. Масштабы проявления метаморфо-метасоматических систем колеблются от многих сотен до нескольких тысяч квадратных километров на древних щитах и до нескольких сотен квадратных километров в пределах более молодых геоструктур.

**Зональность.** Максимум интенсивности преобразования субстрата обычно приурочен к центральной части метаморфо-метасоматической структуры, где проявлены процессы гранитизации как натриевого, так и калиевого ряда. Плагиигранитизация с предельной ассоциацией минералов — олигоклаз-андезин, кварц и биотит — при развитии по основному субстрату сопровождается выносом из системы магния, железа, отчасти кальция и относительным реститовым обогащением натрием и кремнеземом, примерно соответствующим в процентном отношении разуплотнению пород. Процесс этот следует рассматривать как выщелачивание слабых оснований при незначительном выносе амфотеров и инертном поведении щелочей и кремнезема. Плагиигранитизация кислых пород, например кварцито-сланцев, сопровождается привнесом в систему кальция, натрия, в меньшей степени алюминия, магния и железа, что указывает на базификационную тенденцию процесса.

Наиболее широко в метаморфо-метасоматических системах развита калишпатовая гранитизация с предельной ассоциацией минералов: калишпат, олигоклаз, биотит, кварц. Этот процесс обычно проявлен позже плагиигранитизации с заметным временным перерывом. В зависимости от  $p$ — $T$ -условий гранитизации продукт этого процесса при сходном химическом составе значительно различается по минеральным парагенам. В условиях

гранулитовой фации продуктам гранитизации являются «кислые гранулиты», состоящие из ортоклаза, пластинчатого кварца, пироп-альмандинового граната и силлиманита; на низкой ступени гранулитовой фации формируются чарнокиты с парагенезисом: микроклин, андезин, ортопироксен, кварц или эндербиты, лишённые калишпата (натриевый ряд). В амфиболитовой фации развиваются биотитовые олигоклаз-микроклиновые граниты, а в эпидот-амфиболитовой — эпидотовые альбит-микроклиновые граниты. Процесс калишпатовой гранитизации обусловлен интенсивным привнесом в систему калия при выносе слабых оснований и частично амфотеров на фоне инертного поведения натрия и кремнезема. Породы, сформировавшиеся в процессе плагии- и калишпатовой гранитизации, объединяются в формацию гранито-гнейсов и мигматитов.

Зона гранитизации обрамляется зоной высокоглиноземистых пород. В зависимости от  $p$ — $T$ -условий здесь развиты либо кианитовые (амфиболитовая фация), либо андалузитовые (эпидот-амфиболитовая фация) гнейсы и сланцы, содержащие рутил или ильменит. В тыловой подзоне этой зоны формируются кварциты, часто обогащенные турмалином. Химические преобразования пород второй зоны обусловлены выносом щелочей и слабых оснований при инертном поведении высоковалентных амфотерных элементов: алюминия, титана, ванадия, бора, кремния, что отвечает процессу кислотного выщелачивания. Комплекс этих пород объединяется в формацию высокоглиноземистых гнейсов и сланцев.

Зона высокоглиноземистых пород обрамляется породами основного состава. В условиях гранулитовой фации здесь формируются гранат-клинопироксеновые эклогиты, в амфиболитовой фации — полевошпатовые амфиболиты, в зеленосланцевой фации — актинолитовые и хлоритовые сланцы. В тыловой подзоне этой зоны часто развиваются кальцифиры, доломиты, клинопироксеновые и оливинные скарны. Химические преобразования третьей зоны обусловлены накоплением в ней слабых оснований (кальция, магния, железа), выносимых из двух центральных зон, при частичной десиликации субстрата, особенно интенсивно проявленной в тыловой подзоне. Такой тип химизма позволяет отнести породы этой зоны к продуктам базификации. Во внешней подзоне зоны базификации при высоких  $p$ — $T$ -условиях часто образуются анортозиты и андезиниты, что указывает на возрастание потенциала натрия и общей щелочности системы. Комплекс пород третьей зоны объединяется в амфиболит-скарновую формацию.

Формации гранито-гнейсов, высокоглиноземистых гнейсов и амфиболит-скарновая образуют сопряженную триаду высокотемпературных метасоматитов. Среднетемпературные метасоматиты представлены также сопряженной триадой формаций: микроклинит-альбититовой (фельдшпатолитовой), пропицит-грейзеновой и

скарноидной. Низкотемпературные метасоматиты объединяются в сопряженную триаду формаций: гумбеит-эйситовая, аргиллизит-березитовая и карбонатная. Каждый первый член такой сопряженной триады представлен продуктами щелочного метасоматоза, второй — продуктами кислотного выщелачивания и третий — продуктами базификации.

Обобщенная зональность метаморфо-метасоматической системы (рис. 1) представлена девятью зонами по три триады. Каждая из триад характеризуется различными  $p$ - $T$ -условиями, но одинаковой направленностью химических процессов. Первая зона триады отличается высоким рН раствора и максимальным накоплением натрия или калия, вторая зона — низким рН раствора и накоплением кремнезема, алюминия и титана, третья зона — нейтральным или слабощелочным рН раствора и накоплением железа, магния и кальция. Кривая изменения рН раствора носит синусоидальный характер, что вполне соответствует теории Д. С. Коржинского [4] о опережающей волне кислотности метасоматизирующих растворов. Формирование зональности в системе обусловлено привнесом эндогенного щелочного раствора в центральную (активную) ее зону, составляющую часть зоны гранитизации, реститовым характером накопления высоковалентных элементов (зоны 2, 5, 8), сопряженным накоплением слабых оснований (зоны 3, 6, 9) и щелочей (зоны 4, 7) выносимых из центральной части структуры.

**Плотность.** Распределение плотности горных пород в реальных структурах описывается синусоидальной кривой (рис. 1). При гранитизации плотность убывает, затем медленно возрастает в зоне кислотного выщелачивания, достигая максимума в зоне базификации, вновь убывает в зоне среднетемпературного щелочного метасоматоза и т. д. Исходя из представления, что плотность породы является функцией давления, можно предположить волновой характер распределения напряжений в метаморфо-метасоматической структуре. Это предположение иллюстрируется примером распределения напряжений в купольной структуре с зоной растяжения и разуплотнения в ее центральной части, где протекает гранитизация, и зоной компенсационного сжатия по периферии купола, где наблюдается базификация.

Правомерно предположение, что чем интенсивнее напряжение по периферии купола, тем более четко выражена зона базификации при максимуме контрастности в структурах, переходных от купольных к блоковым, где высокое напряжение вело к нарушению сплошности структуры.

**Субстрат.** Субстратом метаморфо-метасоматических систем на древних щитах и кристаллических массивах часто служат гомогенные комплексы основных гранулитов — выступы гранулитобазитового слоя или же офиолитовые комплексы раннеархейских зеленокаменных ядер и поясов — структуры без гранитного слоя. В зонах полициклического развития щитов, в срединных мас-

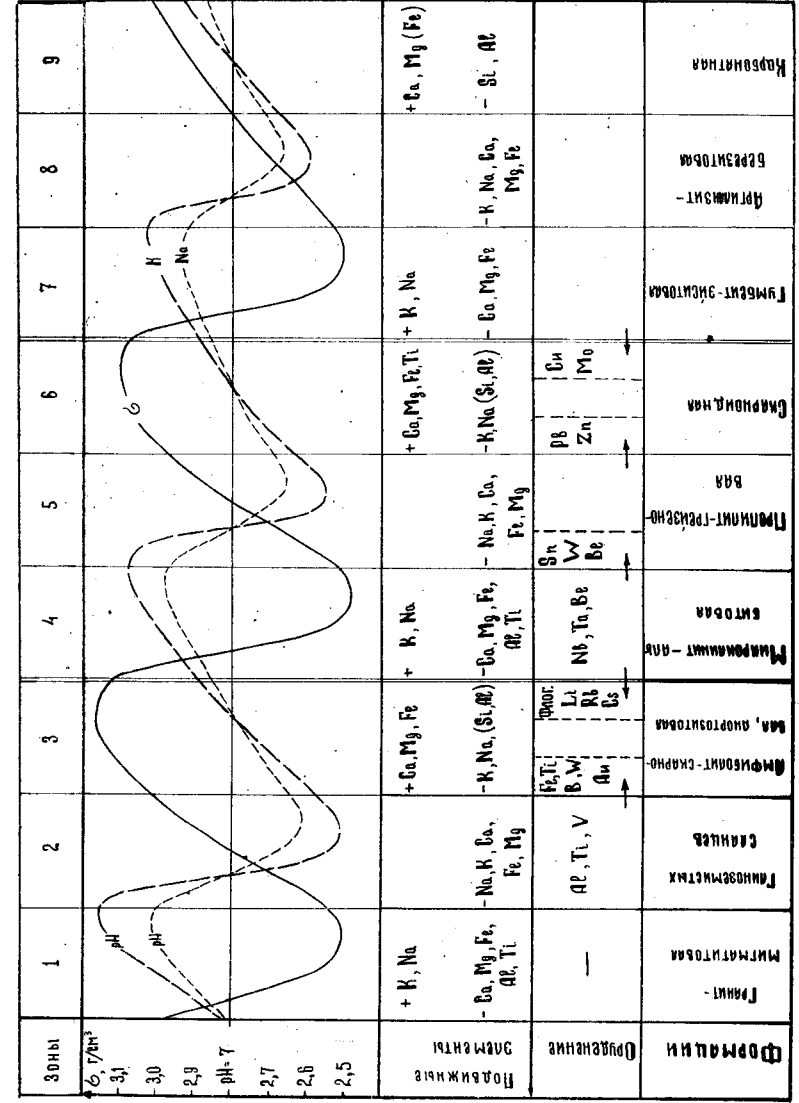


Рис. 1. Обобщенная зональность метаморфо-метасоматических систем.

свах и выступах фундамента фанерозойских складчатых сооружений субстратом служат комплексы слюдяных гнейсов и сланцев — типичные представители гранитного слоя земной коры. В фанерозойских складчатых сооружениях в метаморфо-метасоматические системы вовлекаются слоистые вулканогенно-осадочные толщи пестрого химического состава.

Контрастность метасоматической зональности рассматриваемых систем в значительной мере определяется составом субстрата. Чем более основной субстрат вовлечен в переработку, тем больше из центральной части структуры выносятся слабых оснований и рудных элементов и соответственно тем больше их накапливается в периферической зоне базификации (при прочих равных условиях). Системы, развитые по кислому субстрату, могут быть практически лишены зональности и, как мы увидим дальше, не представлять интереса в отношении полезных ископаемых.

**Оруденение.** Процесс метаморфо-метасоматической дифференциации стремится к формированию в каждой зоне мономинеральных пород. В том случае, если предельный минерал метасоматического процесса представляет промышленный интерес, данная зона или подзона является перспективной на определенный тип полезного ископаемого. Например, в тыловой подзоне зоны кислотного выщелачивания высокотемпературных метасоматитов формируются кварциты — силикатное сырье, а в передовой подзоне — кианитовые или андалузитовые сланцы — глиноземистое сырье. В среднетемпературных щелочных метасоматитах накапливаются уже не только петрогенные элементы — в микроклинитах развиты зоны, представленные чистым микроклином — керамическим сырьем, но наблюдаются повышенные концентрации редких металлов (тантала, ниобия, бериллия).

Наибольший металлогенический интерес представляют участки перекрытия соседних зон, где наблюдается высокоградиентная зональность. При прогрессивном развитии метаморфо-метасоматической системы вся структура расширяется и внутренние зоны наступают на внешние, что хорошо фиксируется изменением минеральных ассоциаций пород: фельдшпатизацией кварцитов, окварцеванием высокоглиноземистых сланцев, скарнированием амфиболитов и т. д. При наложении кислотного выщелачивания на продукты базификации, а также основные интрузии, тяготеющие к зонам нарушений по периферии структур и территориально совпадающие с зонами базификации, формируется титаномагнетитовая, кварц-магнетитовая минерализация, накапливается тонкодисперсное высокопробное золото.

На регрессивной стадии процесса внешние зоны накладываются на внутренние. Весьма показательным на этой стадии преобразование пегматитов — продуктов гранитизации, проникших в высокотемпературные зоны кислотного выщелачивания и базификации. При наложении на пегматит регрессивной стадии кис-

лотного выщелачивания микроклин и плагиоклаз замещается мусковитом [6] и формируется продуктивный кварц-мусковитовый комплекс. Регрессивная стадия среднетемпературного щелочного метасоматоза, наложенная на пегматиты, расположена в зоне базификации, ведет к появлению в них сподумена, полунита и других редких минералов. С этим же процессом связано развитие по скарнам зоны базификации флогопита, а по амфиболитам — биотитовых слюдитов с высокой концентрацией редких щелочей. В среднетемпературной триаде зоны совмещенных метасоматитов также являются весьма перспективными. По данным Д. В. Рундквиста и И. Г. Павловой [5], при наложении на скарноиды пропицитов (прогрессивная стадия метасоматоза) формируется свинцово-цинковое оруденение, а при гумбеитизации скарноидов (регрессивная стадия метасоматоза) развивается медно-молибденовое оруденение. При совмещении фельдшпатолитизации и грейзенизации на прогрессивной стадии развивается олово-вольфрам-бериллиевая минерализация и т. д. Следует особо отметить, что наиболее перспективной является зона базификации, претерпевшая как прогрессивное, так и регрессивное преобразование.

**Тепломассоперенос.** Эволюционирующий в пространстве системы активный эндогенный раствор (тепломассоноситель), обуславливающий метаморфо-метасоматический процесс, закономерно изменяет свою массу в объеме структуры. Это наглядно видно на примере купольных структур с радиусом активной зоны  $R_0$  и радиусом внешней зоны  $R$ . В стационарном процессе производительность источника  $m$  — величина постоянная:  $m = 2\pi R^2 j$ ;  $j = \frac{m}{2\pi R^2}$ , где  $j$  — плотность массопотока, распределение которого

описывается кривой  $x = \frac{1}{y^2}$ , и, следовательно, количество вещества, проходящего через поперечное сечение, обратно пропорционально квадрату расстояния от центра структуры.

В стационарном процессе раствор и среда в каждой точке находятся в тепловом равновесии и количество поступающего в систему тепла постоянно:  $Q = -\kappa \frac{dT}{dR} 2\pi R^2$ , где  $\kappa$  — константа

теплопроводности системы. Температурный градиент  $A = \frac{dT}{dR} R^2$

или  $dT = \frac{A}{R^2} dR$ ,  $\int dT = A \int \frac{dR}{R^2}$ ;  $T = \frac{A}{R}$  при постоянном градиенте, заданном стационарностью процесса. Температура в системе описывается кривой  $x = \frac{1}{y}$ , и, следовательно, распределение температуры в структуре обратно пропорционально расстоянию от ее центра. Различная зависимость (квадратичная для массы и прямая для температуры) от расстояния до центра структуры обуславливает различную степень объемной проработки субстрата в центральной и периферической частях системы при мед-



ленном убывании температуры метасоматоза. Например, в зоне гранитизации объем новообразованных продуктов метасоматоза достигает 75—80 %, в то время как в зоне базификации он не будет превышать 15 %. Этим объясняется ложное впечатление о некомплементарности процессов гранитизации и базификации в единой системе. Благодаря быстрому падению массы раствора процесс может иссякнуть при температурах, еще вполне обеспечивающих возможность метаморфо-метасоматических реакций. Этим объясняется наблюдаемое в ряде структур отсутствие внешних зон метасоматической проработки субстрата, но отчетливое проявление его метаморфических изменений, дающих аргументы в пользу изохимического процесса метаморфизма.

Интенсивность метаморфо-метасоматических систем предлагается [2] характеризовать безразмерным параметром  $\gamma$ , определяющим как мощность источника (его размер и скорость созданного им флюидного потока), так и свойства фильтрующей среды (пористость и температуропроводность). 
$$\gamma = \frac{\alpha \rho_f V_0 C_f R_0}{\kappa}$$

где  $\alpha$  — пористость среды,  $\rho_f$  — плотность флюидного потока,  $C_f$  — удельная теплоемкость флюида,  $R_0$  — размер источника,  $\kappa$  — константа теплопроводности системы. Изменение температуры по мере удаления от центра системы в зависимости от интен-

сивности источника описывается формулой 
$$T = T_0 \frac{1 - e^{-\gamma \frac{R_0}{R}}}{1 - e^{-\gamma}}$$

Зависимость температуры  $T/T_0$  от расстояния до центра системы  $R/R_0$  и мощности источника  $\gamma$  показана на рис. 2. Кривая распределения температур носит сложный характер, с точкой перегиба  $R_n$  при расстоянии от источника  $R_n = \frac{\gamma}{2} R_0$ . В области левее  $R_n$  кривая выпуклая, поэтому метасоматическая зональность характеризуется уменьшением мощности зон от центра к периферии структуры и теплота в системе зависит от потока тепла, поступающего с флюидом. Правее точки перегиба главную роль начинает играть отток тепла вследствие теплопроводности фильтрующей среды, кривая имеет вогнутый характер и мощность внешних зон увеличивается по сравнению с внутренними. С уменьшением массы раствора именно эти зоны могут демонстрировать субизохимический метаморфизм.

При высокой интенсивности источника ( $\gamma=14$ ) точка перегиба перемещена в крайнюю правую часть кривой (кривая 1), и вся она имеет выпуклый характер, типичный для большинства метаморфо-метасоматических структур докембрийских щитов. В этом случае мощность зоны гранитизации значительно превосходит мощность зоны базификации и контрастность новообразованных пород будет максимальной при субмонофациальном типе метаморфизма — температура краевой зоны минимально отличается от температуры центральной зоны.

При средней интенсивности источника ( $\gamma=7$ , кривая 2) точка перегиба расположена в средней части кривой. Для подобных структур характерен широкий диапазон температур от максимальной в центре (температура эвтектики 700—750 °С) до минимальной на периферии (температура критической точки воды 350 °С). Метаморфизм изменяется от амфиболитовой до зелено-

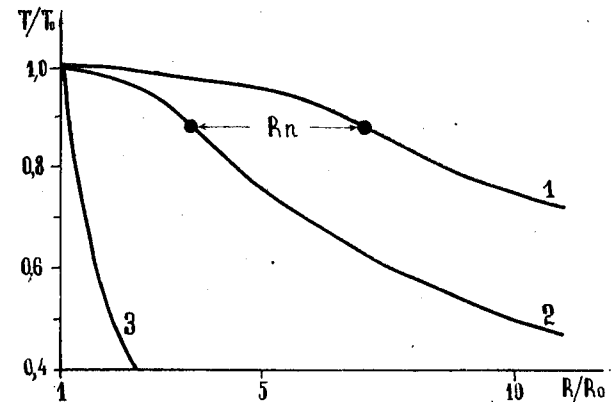


Рис. 2. Зависимость температуры ( $T/T_0$ ) от расстояния до центра источника ( $R/R_0$ ) и его мощности.

1 — мощный источник ( $\gamma=14$ ); 2 — источник средней мощности ( $\gamma=7$ ); 3 — слабый источник ( $\gamma<1$ ).

сланцевой фации. Такие структуры типичны для срединных массивов и выступов фундамента фанерозойских складчатых областей.

При низкой интенсивности источника ( $\gamma=1$ , кривая 3) температура в системе падет столь быстро, что уже при  $R/R_0=2$  кривая переходит в область гидротермальных систем. Подобные структуры типичны для контактовых ореолов магматических plutонов.

**Анатексис.** Особое внимание заслуживает процесс анатексиса как источник интрузивных гранитов, порожденных развитием метаморфо-метасоматической системы. Процесс щелочного метасоматоза, охватывающий центральную часть структуры — зону ее теплового максимума — ведет к образованию пород, отвечающих составу гранитной эвтектики, что снижает температуру плавления новообразований. Вместе с тем фельдшпатизация и окварцевание основных пород сопровождаются экзотермическим эффектом, что еще повышает температуру в зоне гранитизации. Однако процесс базификации, протекающий в понижен-

ном тепловом поле, сопровождается эндотермическим эффектом как за счет реакций амфиболитизации, скарнирования и других минеральных преобразований, типичных для базификации, так и за счет дегидратации субстрата. В целом метаморфо-метасоматическая система стремится к тепловому равновесию, вероятно никогда не достигая его.

Нарушение теплового равновесия вызывает ряд следствий:

1. Увеличение температуры в активной зоне ведет к снижению теплопроводности пород, что на фоне экзотермических метаморфо-метасоматических реакций способствует накоплению избыточного тепла в центральной части структуры. При достижении температуры плавления гранитной эвтектики в этой зоне начинается анатектическое плавление субстрата и образуется гранитный расплав. Плавление благодаря большой энергоемкости выполняет роль предохранительного клапана в нестабильной системе.

2. Чем выше основность субстрата, тем более экзотермичны метасоматические реакции и тем скорее наступит плавление при более основном составе расплава. Вместе с тем быстрое плавление не дает полностью завершиться процессу метасоматической дифференциации, и в подобных системах контрастность салит-мафитовой дифференциации будет минимальная.

3. Внутренняя энергия породы при одинаковом химическом составе пропорциональна плотности. Поэтому приращение энергии при образовании кислых гранулитов примерно на 10—12 % меньше, нежели при образовании гранитов. Следовательно, с понижением степени метаморфизма процесс гранитизации скорее идет к плавлению.

4. Энергоемкий процесс плавления с последующим удалением (интродуцированием) расплава в более верхние горизонты коры ведет к энергетическому кризису системы. С момента плавления прекращается прогрессивное ее развитие и начинается регрессивный этап метаморфо-метасоматических преобразований. Таким образом, появление гранитного расплава является переломным моментом в развитии рассматриваемой системы.

**Морфология структур.** Устанавливается зависимость морфологии метаморфо-метасоматических структур от глубины их эрозионного среза. Подобные структуры аппроксимируются изометрическим телом с нижней и верхней границей, обусловленной  $p$ — $T$ -условиями метасоматических реакций. При высоком срезе подобного тела структура имеет антиформный характер. Типичным примером этого являются гранито-гнейсовые купола, а также «термальные купола», лишённые гранитного ядра и представленные ассоциациями пород низкой ступени метаморфизма — это самый высокий срез. При глубоком срезе образуются синформные структуры типа Лапландского блока с широким развитием субстрата, представленного породами гранулитовой

фации (основными гранулитами). Трактовка анти- и синформных структур с классических стратиграфических позиций вызывает целый ряд серьезных недоразумений.

### Заключение

Предлагаемая модель метаморфо-метасоматической зональности не противоречит наблюдаемым фактам и с определенной долей вероятности описывает динамику развития этой сложной системы на принципе салит-мафитовой дифференциации вещества земной коры. Эта модель позволяет выделить несколько типов подобных систем, в основе которых лежат следующие представления: а) различная интенсивность активной зоны структуры; б) прогрессивная и регрессивная зональность и характер наложения соседних зон, что определяет металлогеническую специализацию системы; в) глубина эрозионного среза структуры. Предлагаемая модель позволяет, на наш взгляд, аргументированно выделять и систематизировать формации и формационные ряды единой сопряженной метаморфо-метасоматической системы, что, в свою очередь, дает возможность более целенаправленно и на новом уровне прогнозировать новые территории, перспективные в отношении ряда полезных ископаемых.

### Список литературы

1. Жданов В. В., Дуденко Л. Н. Региональная салит-мафитовая дифференциация и рудогенез.— В кн.: Геология метаморфических комплексов. Свердловск, 1977.
2. Жданов В. В., Харченко В. А. Физическая модель региональных метаморфо-метасоматических систем.— Физика Земли, 1982, № 5.
3. Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматических рудных месторождениях. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1955.
4. Коржинский Д. С. Теория метасоматических процессов. М., Наука, 1969.
5. Рундквист Д. В., Павлова И. Г. Опыт выделения формаций гидротермально-метасоматических пород.— Зап. ВМО, 1974, ч. 53, вып. 3.
6. Соколов Ю. М. Метаморфогенные мусковитовые пегматиты. Л., Наука, 1970.
7. Фацции метаморфизма/Н. Л. Добрецов, В. В. Ревердатто, В. С. Соболев и др. М., Недра, 1970.

УДК 552.16 : 553.22 : 553.2

**Б. В. Петров, Н. В. Попова, Н. М. Шемякина**

### НИЗКОТЕМПЕРАТУРНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ, МЕТАСОМАТОЗ И РУДООБРАЗОВАНИЕ

Проблема критериев выделения метасоматических процессов в низкотемпературных метаморфических породах зеленосланцевой фации представляет большой теоретический и прак-

тический интерес, так как с низкотемпературными метасоматитами связан широкий круг месторождений полезных ископаемых (золото, уран, полиметаллы и ряд других). Тем не менее критерии разделения низкотемпературных метаморфитов и метасоматитов в настоящее время достаточно неопределенны и субъективны. Причины этого заключаются прежде всего в сложности изучения низкотемпературных процессов и необходимости комплексного подхода к решению проблемы.

В настоящей статье не рассматриваются такие специфические фации, как пренит-пумпеллитовая и глаукофановая, а также продукты контактового метаморфизма. Объекты исследования, на которые мы будем ссылаться, располагаются в областях развития докембрия СССР, в пределах щитов и складчатых областей.

Начало метаморфизма зеленосланцевой фации фиксируется по верхнему пределу устойчивости каолинита, На-монтмориллонита, глауконита, ангидрита, опала, цеолитов. Разложение этих минералов, по новейшим экспериментальным данным, происходит при  $t^\circ$ , близкой или чуть более высокой чем  $300^\circ\text{C}$ . Примерно такая же температура получена по изотопам кислорода и газовой-жидким включениям. Верхний предел зеленосланцевой фации характеризуется появлением существенно альмандинового граната в метапелитах, кианита или андалузита в высокоглиноземистых сланцах, маргарита, глиноземистой роговой обманки вместо актинолита в метадиабазе и основных туфопесчаниках. На этом же уровне метаморфизма становятся неустойчивыми и исчезают диаспор, пирофиллит, сидерит, стильномелан.

Таким образом, граница между зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациями проходит при  $t^\circ=420\text{—}450^\circ\text{C}$ . На уровне зеленосланцевой фации пока отсутствуют какие-либо критерии разделения ее по величине давления на андалузит или кианит-силлиманитовую фациальную серию, если только эта фация не является частью метаморфической зональности, включающей средне- и высокотемпературные фации. Более того, часто создается впечатление, что на уровне зеленосланцевой фации величина флюидного давления вне зависимости от типа фациальной серии составляет 1,5—3 кбар. Судя по  $p$ — $T$ -параметрам, метаморфиты, а тем более метасоматиты зеленосланцевой фации, формируются в условиях ниже критической точки воды, когда последняя представлена жидкими гидротермами.

Минералами, присутствующими во всем диапазоне зеленосланцевой фации, являются хлориты и карбонаты всех составов, эпидоты, пирофиллит, альбит (с  $\text{An } 10\%$ ), кварц. Актинолит появляется при температуре  $350^\circ\text{C}$ , в пределах серицит-хлоритовой субфации, здесь же начинает кристаллизоваться ильменит и хлоритоид. Изограда биотита разделяет зеленосланцевую фацию на две субфации — серицит- и биотит-хлоритовую. Только пределами серицит-хлоритовой субфации ограничена

устойчивость стильномелана, а также сидерита в ассоциации с кварцем. Появление нового биотита зависит от состава исходных пород. Ранее всего он кристаллизуется в мергелистых породах. В железистых метапелитах с хлоритоидом биотит в пределах зеленосланцевой фации не появляется. Интервал кристаллизации первого метаморфического биотита в различных породах составляет около  $50^\circ\text{C}$ . Температурный интервал биотит-хлоритовой субфации невелик, поэтому часто в метаморфических зональностях поле пород этой субфации очень узкое, но в районах с пологими изоградами может быть широким. За изоградой биотита серицит (фенгит) сменяется мусковитом.

Особо следует остановиться на метаморфизме базальтов и диабазов в условиях зеленосланцевой фации. Как известно, эти породы безводны и для метаморфизма требуют притока воды из окружающих метасадков. В условиях зеленосланцевой фации дегидратация осадков проходит еще сравнительно слабо, поэтому давление воды невелико. Тем более что во многих среднепротерозойских прогибах Балтийского щита, например, метабазаляты составляют до 75—85% всего разреза, а количество богатых водой метапелитов очень незначительно. Все это приводит к тому, что метаморфизм основных ортопород проходит в условиях заметного дефицита воды и является регрессивным по сравнению с  $t^\circ$  кристаллизации базальтоидов. Следствием этого является незавершенность большинства метаморфических реакций в метадиабазе и химическая и минеральная неравносность возникших в них парагенезисов. Наряду с минералами, соответствующими условиям зеленосланцевой фации, такими как актинолит, эпидот, хлорит, альбит, биотит, карбонаты, обычно присутствует в большом количестве глиноземистая роговая обманка, а в серицит-хлоритовой субфации — реликтовый моноклинный магматический пироксен. Первичные магматические структуры и текстуры прекрасно сохраняются на всем интервале зеленосланцевой фации. В общем случае лишь в эпидот-амфиболитовой фации метабазаляты по уровню метаморфизма становятся изофациальными с окружающими осадочными породами.

Изучение геохимических особенностей регионального метаморфизма свидетельствует о том, что в зеленосланцевой фации процесс регионального метаморфизма является изохимическим [3]. Если учесть, что в этих условиях в вулканогенно-осадочных породах хорошо сохраняются осадочные структуры и текстуры, то перед исследователями обычно не встает особых трудностей при проведении палеогеографических реконструкций в метаморфических толщах.

В отличие от метаморфитов к метасоматитам следует относить породы, образовавшиеся в твердом состоянии в результате аллохимических процессов, приведших к существенному изменению химического состава исходных пород. Это изменение кроме

летучих компонентов всегда охватывает широкий круг петрогенных и редких элементов. Поэтому к метасоматическим образованиям не следует относить, например, зеленокаменные изменения пород, которые за исключением более высокого содержания летучих ничем не отличаются от первичных базальтоидов. Перед исследователями, занимающимися низкотемпературными метасоматитами, встают многочисленные трудности, обусловленные прежде всего природой изучаемых объектов. Чаще всего мы имеем дело с очень мелкозернистыми породами, в которых чрезвычайно затруднена диагностика ряда порообразующих минералов под микроскопом и иногда невозможна отборка чистых мономинеральных фракций. Поэтому часто трудно отличить первичные метаморфические минералы от вторичных метасоматических.

Для надежного выделения и изучения метасоматических формаций на фоне низкотемпературных метаморфических пород следует использовать комплекс методов, которые можно разделить на геологические, петрографические, петрохимические, геохимические и минералогические. В ряде случаев хороший эффект дают геофизические методы, но в настоящей статье они не рассматриваются. Конкретные примеры использования того или иного метода будут рассмотрены на ряде изученных авторами объектов.

По времени образования метасоматические формации, связанные с метаморфическими комплексами, чаще всего формируются на регрессивной стадии прогрессивного регионального метаморфизма или в результате проявления процессов тектономагматической активизации. В последнем случае они могут быть отделены от всех предыдущих процессов значительным промежутком времени.

Все известные нам низкотемпературные региональные метасоматические формации контролируются разрывными нарушениями и по площади развития значительно уступают метаморфитам. Они не имеют прямой генетической связи с интрузивными комплексами, хотя последние нередко являются для метасоматитов вмещающей средой.

Низкотемпературные метасоматические формации могут быть разделены на две группы — калиевую и натриевую. К формации натриевого ряда относятся альбититы, характерной особенностью которых является образование лейкократовых пород. существенно альбитового состава. Поэтому петрохимические характеристики процесса альбитизации могут быть легко получены из сравнения субстрата, по которому идет метасоматоз, и конечного продукта — альбитита. Если альбититы развиваются по базальтоидным породам, то происходит привнос натрия, кремния, летучих компонентов (прежде всего  $\text{CO}_2$ ) и вынос оснований, а также широкого круга редких элементов фемафильной группы (рис. 1, а). Альбитизация кислых пород (гранитоид-

дов, песчаников) сопровождается выносом кремния, калия, перераспределением оснований, привносом натрия (рис. 1, б). Поведение алюминия в процессе альбитизации более сложно. В большинстве случаев его содержание в альбититах выше, чем в субстрате, но, вероятно, не за счет привноса, а за счет выноса

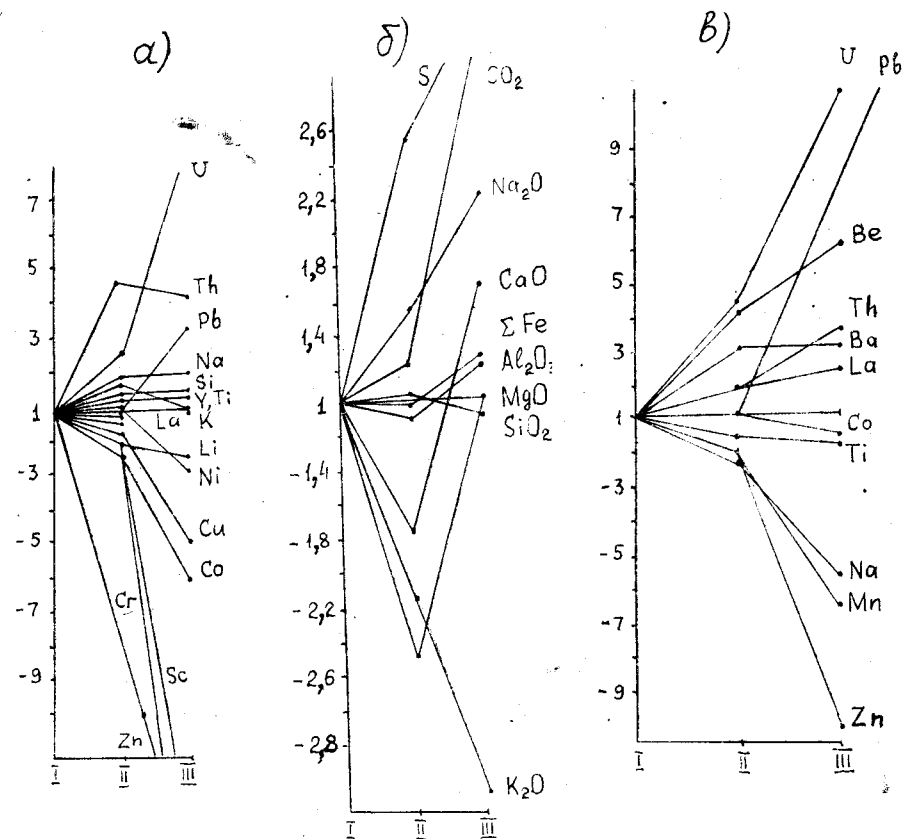


Рис. 1. Поведение петрогенных и редких элементов при альбитизации метадиабазов (а) и эффузивов Северной Швеции (б), а также при березитизации основных пород (в).

I — исходные породы, II — предрудная стадия, III — рудная стадия.

кремнезема и оснований или же локального перераспределения алюминия.

Образование рудной минерализации в изученных нами породах связано преимущественно с жильной стадией процесса. Предрудные альбититы подвергаются дроблению и карбонатируются. Секущие жилы имеют гематит-доломит-кварц-альбитовый, кварц-карбонатный или кварц-карбонат-актинолитовый состав. Данные по дикрипитации включений в кварце свидетель-

ствуют о том, что процесс альбитизации проходил в интервале температур от 430 до 200 °С.

Совершенно другую химическую направленность имеет процесс калиевого метасоматоза, происходившего в том же районе в предшествующую эпоху. Особенно наглядно это проявляется при сравнении процессов калиевого и натриевого метасоматоза по одинаковому или близкому субстрату. Метамандельштейны и метадиабазы субстрата метаморфизованы в условиях зеленосланцевой или низкотемпературной части эпидот-амфиболитовой фации. Их обычная минеральная ассоциация: актинолит (роговая обманка) — эпидот — альбит, к которым добавляется небольшое (около 2 %) количество кварца. Почти всегда хорошо сохраняются первичные магматические текстуры и структуры пород.

Метасоматоз проявлен только вдоль тектонических нарушений. В I стадию калиевого метасоматоза происходит полное замещение актинолита или роговой обманки биотитом и хлоритом. При этом в породах хорошо видна офитовая структура. Во II стадию альбит замещается мусковитом, усиливается рассланцевание породы, происходит перекристаллизация кварца, увеличивается количество хлорита, появляется кальцит и пирит, офитовые структуры исчезают. На заключительной, III стадии метасоматоза наблюдается дифференциация пород на кварц-карбонатные и хлорит-мусковитовые прослои. Вместо мелкого эпидота появляются крупные зональные кристаллы цоизита и клиноцоизита, ядра которых сложены ортитом, биотит частично замещается серицитом.

Наконец, после нового этапа тектонических подвижек на раздробленные метасоматиты накладывается в виде пятен, прожилок и мелких жил кальцит-кварцевая рудная стадия. Из аксессуарных минералов в метасоматитах отмечаются уранинит, рутил, анатаз, ильменит, апатит, халькопирит, гематит, галенит, сфалерит, флюорит.

Химическая направленность метасоматического процесса заключается в значительном привносе калия, кремния, а из редких элементов — урана, свинца, бериллия, в меньшей степени тория, бария, лантана, лития, выносятся натрий, цинк, марганец (рис. 1, в).

Таким образом, рассмотренные метасоматиты калиевого ряда по основным породам можно отнести к формации березитов. О температурах метасоматоза можно судить по характеру парагенезисов. Предполагается, что процесс начался при температуре не менее 400 °С, а конечные его стадии протекали при  $t^{\circ}$  около 200—250 °С.

В связи с изучением процессов метасоматоза по основным породам нам пришлось заниматься критериями отличия продуктов зеленокаменных изменений («региональных пропицитов») от метасоматитов. Ранее было установлено, что метаморфизм

базальтоидов является процессом изохимическим [3]. Дальнейшее изучение основных пород подтвердило этот вывод. На рис. 2 приведено положение петрогенных и редких элементов на диаграммах R-факторного анализа в четырех группах метадиа-

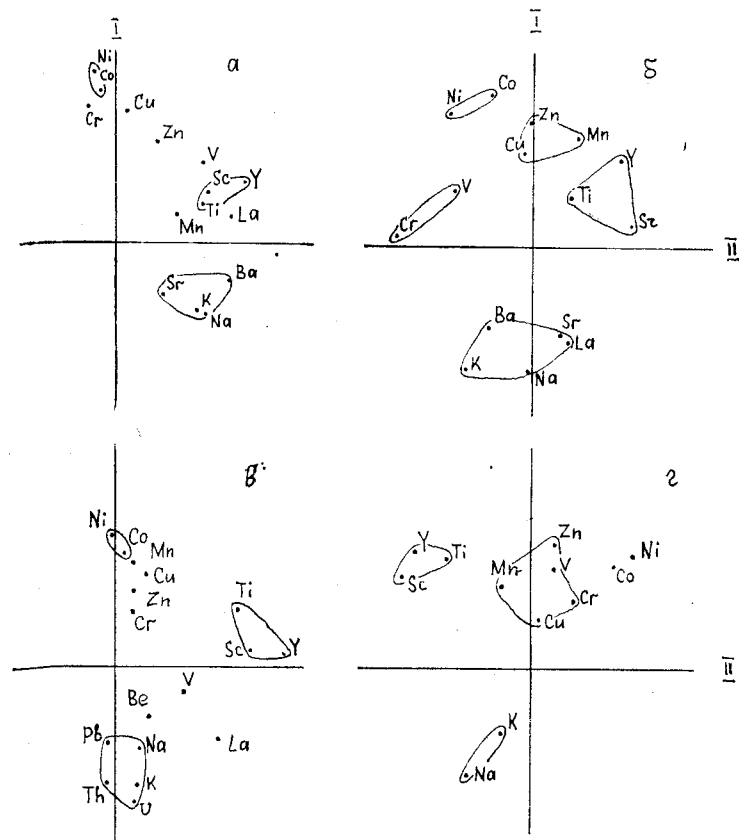


Рис. 2. Геохимические группировки элементов в метадиабазе на диаграммах R-факторного анализа.

а — раннепротерозойские метабазиты амфиболитовой фации; б — метагаббро-диабазы зеленосланцевой фации; в — диабазы, метаморфизованные от зеленосланцевой до амфиболитовой фации; г — диабазы, не затронутые процессами регионального метаморфизма.

базов. Эти диабазы имеют различный возраст и метаморфизованы в условиях от зеленосланцевой до амфиболитовой фации. Несмотря на некоторые первично-магматические различия в их химическом составе, элементы основных ортопород на факторных диаграммах образуют четкие и в общем идентичные геохимические группировки, характерные для магматических пород. Группа литофильных элементов — Na, K, U, Th, Ba, Sr — имеет

между собой положительную корреляционную связь, так же как и группа фемафильных элементов. Тренд изменчивости состава пород вытянут от фемо- до литофильной группировки элементов. Проявление как калиевого, так и натриевого метасоматоза приводит к существенному изменению геохимических группировок элементов (рис. 3). Если процесс метасоматоза проявлен достаточно интенсивно, то на фоне магматического тренда воз-

никает тренд щелочного метасоматоза (рис. 3, в). Таким образом, геохимические критерии позволяют достаточно надежно отделять изохимические зеленокаменные изменения базальтоидов от развитых по ним метасоматитов.

Во всех классификациях метасоматических формаций [1, 2] выделены высоко- и среднетемпературные формации скарнов. Однако среди низкотемпературных метасоматитов формации подобного ряда обычно не отмечаются. Наши данные свидетельствуют о том, что такие формации существуют и достаточно широко проявлены среди пород зеленосланцевой фации.

Процесс магнезиально-кальциевого углекислого метасоматоза отмечается в одном из районов Балтийского щита. На фоне пологой складчатости одной из среднепротерозойских мульд выделяются узкие килевидные антиклинальные складки, осложненные или сопряженные с тектоническими нарушениями. Вдоль таких складчато-разрывных зон проявляются процессы метасоматоза. Породы всех составов — доломиты, песчаники, алевролиты, сланцы — подвергаются доломитизации. Осевая часть складчато-разрывных зон представлена кварцевыми кальцит-доломитовыми мраморами, характеризующимися весьма специфическим химическим составом. Промежуточная зона представлена порфиробластическими и частично перекристаллизованными породами. В качестве порфиробласт отмечены альбит, биотит, флогопит, пирит, доломит, анкерит, турмалин. Количество порфиробласт подвержено резким изменениям, но содержание каждого из перечисленных минералов (кроме турмалина) может достигать 30—50%. Наиболее обычна ассоциация доломит-альбитовых и биотит-пиритовых порфиробластических пород. Весьма интересна группа хромсодержащих метасоматитов. Их типичная ассоциация: хромовая слюда — хромовый амфибол — хромовый турмалин — эпидот — анкерит — пирит.

Преобразование глинистых сланцев ограничивается порфиробластической стадией. Вторичных доломитов по ним не образуется. Еще слабее доломитизация проявлена в углеродистых сланцах. Она выражена только прожилковой, наиболее поздней стадией. Эта стадия накладывается на порфиробластическую зону и в меньшей степени на неизменные породы фона. Прожилки имеют кварцевый, кварц-карбонатный (чаще кальцитовый), карбонатный состав. Иногда в них отмечается пирит и барит. В немногих случаях порфиробластические породы секутся тонкими прожилками биотитов.

Все перечисленные выше породы принимались ранее за нормальные осадочно-метаморфические серии и, более того, служили основой для стратиграфических построений. Однако существуют факты, противоречащие этому. Во-первых, процесс развивается на фоне вмещающих пород, метаморфизованных в условиях преимущественно серицит-хлоритовой и реже биотит-хлоритовой субфации. Породы фона представлены очень мелкозер-

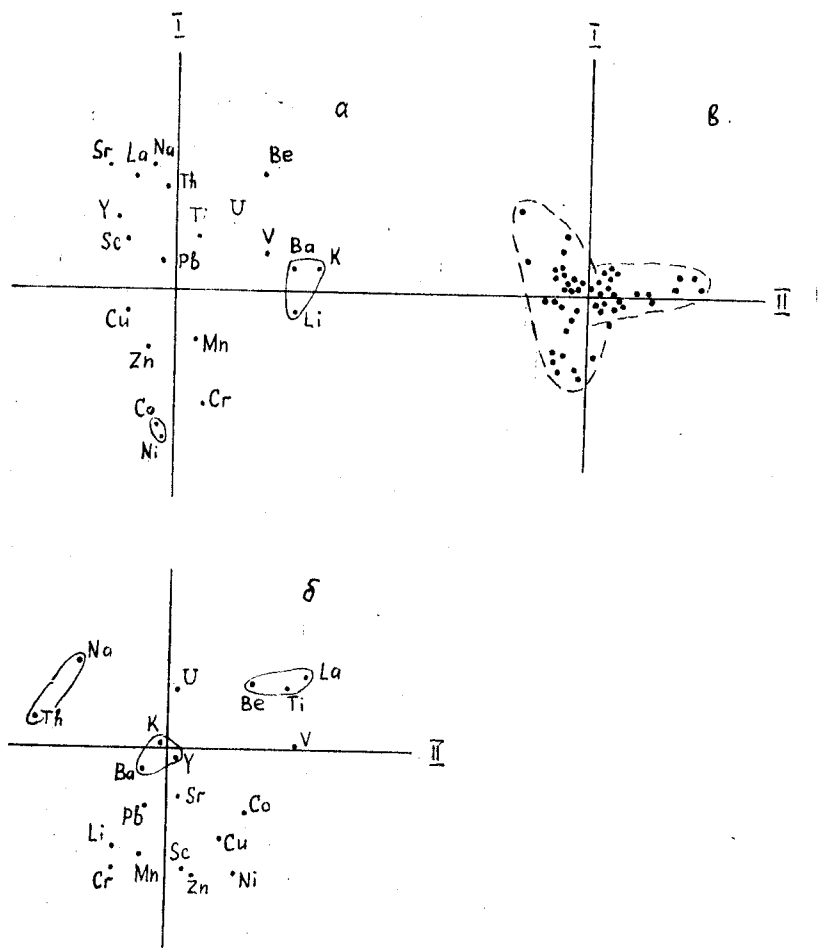


Рис. 3. Изменение геохимических группировок элементов в диабазах в процессе: а — калиевого метасоматоза, б — натриевого метасоматоза, в — наложения тренда калиевого метасоматоза на тренд магматической дифференциации в диабазах.

нистыми слоистыми образованиями, в которых отсутствует кливаж. В этих условиях расстояние между изоградами метаморфизма всегда очень велико. В то время сами метасоматиты по температурам соответствуют высокотемпературной части биотит-хлоритовой субфации. Причем сравнительно мелкие скважины глубиной 200—400 м пересекают всю симметричную метасома-

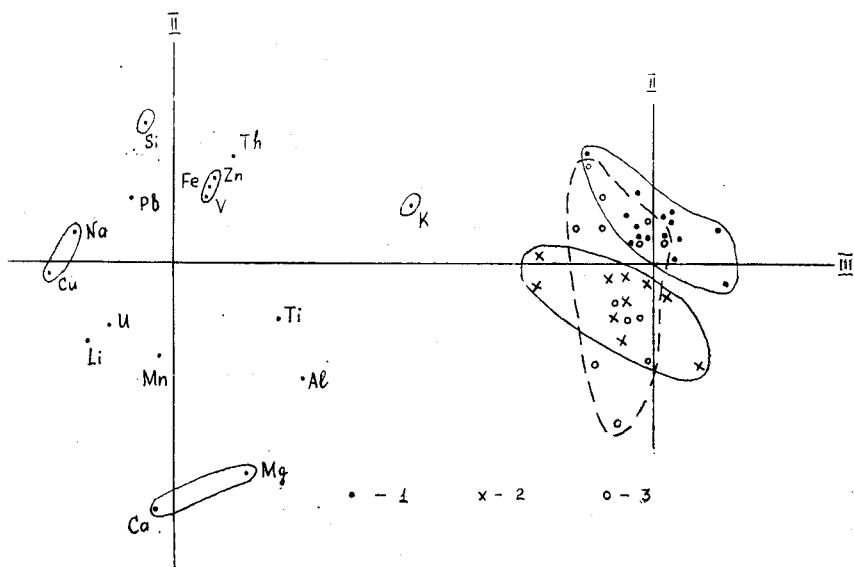


Рис. 4. Положение точек составов алевролитов на факторной диаграмме. 1 — олигомиктовые алевролиты; 2 — известковистые алевролиты; 3 — метасоматиты по алевролитам.

тическую колонку. Такой температурный градиент при обычном региональном метаморфизме никогда не достигается. Во-вторых, некоторые породы порфиробластической стадии имеют химические составы, не встречающиеся среди осадочных пород вообще и среди осадочных пород данного района в частности. К ним относятся доломиты с 3—4 % натрия или калия (в фоновых доломитах менее 1 %), глинистые сланцы с концентрацией CaO до 10 % (в фоновых сланцах менее 1,5 %) и ряд других пород. Кроме высоких абсолютных содержаний необычны и соотношения между компонентами состава пород. В-третьих, в породах одного типа, относящихся к различным выделяемым зонам, резко меняются геохимические группировки и содержания редких элементов. Рудные тренды (II и III факторы) оказались существенно разными в разных зонах (рис. 4).

Для полного суждения о геохимии процесса углекислого магнезиально-кальциевого метасоматоза данных пока недостаточно. Однако уже сейчас можно утверждать, что в центральной

части колонки в значительных количествах привносятся Ca, CO<sub>2</sub>, а из редких — Cu, Li, V, U и выносятся большинство других петрогенных элементов. В порфиробластической зоне привносятся и (или) перераспределяются между породами K, N, Al, Fe, Mg, Ca, Zn, U, Pb, Ag, Cr, а из летучих компонентов — CO<sub>2</sub> и S. Следует отметить, что, вероятно, не случайно процесс доломитизации характерен для многих полиметаллических месторождений Фенноскандии.

Интересный пример железо-магнезиального метасоматоза изучен нами в зоне тектоно-магматической активизации. Этот метасоматоз накладывается на архейские, ранне- и среднепротерозойские породы в участках подновленных в эпоху активизации древних разломов. Метасоматическому преобразованию подвергаются биотитовые, биотит-амфиболовые, глиноземистые гнейсы, раннепротерозойские мигматиты и аплит-пегматоидные граниты, среднепротерозойские порфиробластические плагио-микроклиновые граниты.

Выделяется несколько стадий метасоматоза. В I стадию происходит хлоритизация биотита во всех породах, во II — полное выщелачивание кварца и замещение его хлоритом-II, карбонатом, альбитом, гематитом в различных количественных соотношениях, часть пор остаются незаполненными. В III стадию средний плагиоклаз замещается мелкозернистым гематит-альбитовым агрегатом и карбонатом. Последний иногда остается на месте, но часто переотлагается выше по разрезу. Благодаря появлению пылевидного гематита породы II и III стадий приобретают красную или сургучную окраску. В IV стадию плагиоклаз замещается альбит-хлорит-серицитовым агрегатом. Если эта стадия накладывается на гематитизированные породы, то их красная окраска переходит в зеленую. В IV стадию образуются мелкие прожилки флюорит-кальцит-кварцевого состава с пиритом. Наиболее поздняя стадия преобразования пород (возможно, гипергенная) заключается в образовании каолина по трещинам и плоскостям скалывания.

Максимум процессов метасоматоза фиксируется в осевой части зоны активизации и постепенно затухает к ее флангам. От I к IV стадии интенсивность метасоматоза уменьшается. Полная метасоматическая колонка наблюдается очень редко.

Геохимия процесса метасоматоза изучена в трех участках. В первом участке он проявлен очень слабо и представлен I и редко IV стадиями. Во втором участке отмечена I, а также слабо проявленные II и IV стадии. Третий участок характеризуется максимальным развитием первых трех стадий метасоматоза, но IV часто отсутствует. Оруденение известно только в первом и втором участке.

Наиболее яркой особенностью геохимии процесса метасоматоза для пород всех составов является вынос кремния и калия, уменьшение отношения K/Na, привнос магния, в меньшей степе-

ни железа, увеличение степени окисленности железа и отношения  $Mg/\Sigma Fe$ , перераспределение Ca, P, Ti, Al, Na (рис. 5). Из редких элементов обычно наблюдается привнос фемафилов, вынос Be, Pb, Sr. Поведение петрогенных и редких элементов в процессе метасоматоза во многом определяется составом исход-

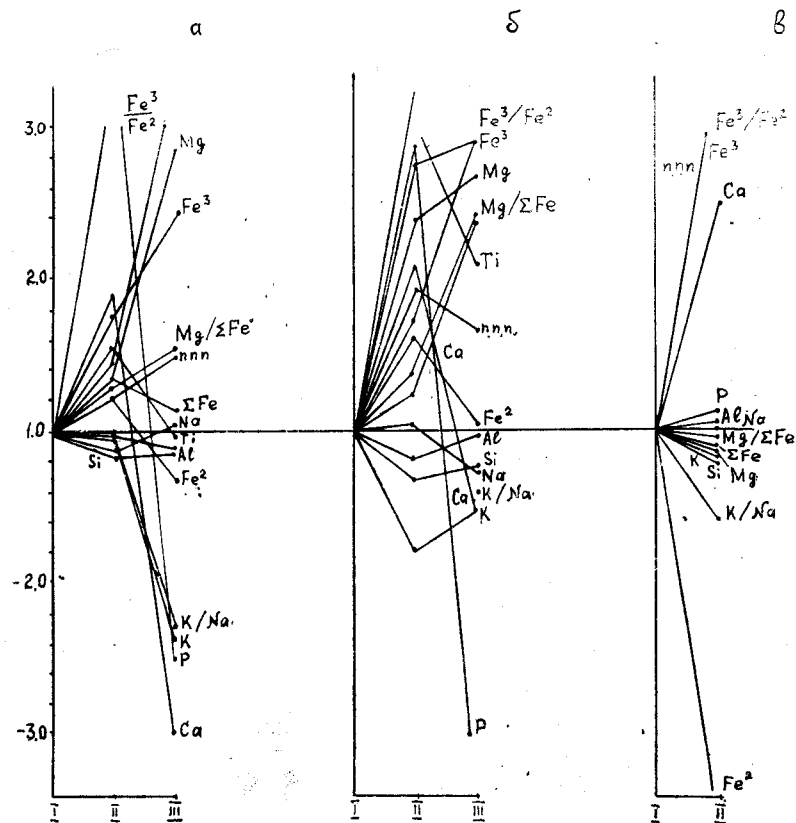


Рис. 5. Характер изменения состава пород в процессе железо-магниевого метасоматоза.

а — плагиогнейсы, б — аплит-пегматитовые граниты; в — среднепротерозойские граниты. I — неизменные породы; II — зона выщелачивания кварца; III — рудная зона.

ных пород. Микроклин и мусковит, а также большая часть аксессуарных минералов (кроме сфена и апатита) в процессе метасоматоза устойчивы, поэтому все элементы, входящие в их состав, остаются инертными. В то же время биотит и плагиоклаз активно изменяются, что обуславливает подвижность содержащихся в них редких элементов. Стадия хлоритизации биотита не приводит к заметному изменению состава лейкократовых гра-

нитойдных пород, но заметно сказывается на составе мезо- и меланократовых гнейсов. Зато привнос фемафильных элементов во II стадию значительно сильнее фиксируется в гранитоидах, чем в гнейсах. Поскольку главным минералом — концентратором стронция в гнейсах и среднепротерозойских гранитах является плагиоклаз, его альбитизация обуславливает интенсивный вынос этого элемента в плагиогранитах и плагиогнейсах. По данным декрипитации включений в кварце и флюорите, температура образования метасоматитов ниже 240 °С.

Металлогеническая специализация метасоматитов определяется характером растворов и типом колонки метаморфизирующихся пород. Натриевые метасоматиты во всем мире имеют урановую специализацию. Другие рудные компоненты в промышленных концентрациях в них неизвестны. Калиевые метасоматиты и метасоматиты базификатного ряда специализированы на широкий круг элементов. Масштаб оруденения обычно прямо пропорционален масштабу развития метасоматического процесса. Главный рудный компонент, как правило, отлагается в центре метасоматической колонки и имеет экзогенный источник, а второстепенные — на ее флангах. Поскольку кроме привноса при метасоматозе происходит перераспределение многих элементов, важное значение приобретает металлогеническая специализация вмещающих пород. В промежуточных зонах метасоматической колонки могут возникать промышленные рудные концентрации тех элементов, в отношении которых специализированы окружающие породы. В этом случае зоны выноса обрамляются зонами привноса. Даже в результате изохимического зеленосланцевого метаморфизма иногда формируются промышленные месторождения, так как при этом рассеянные рудные компоненты образуют собственные минеральные формы, годные для извлечения. Однако тип и масштаб месторождений в данном случае целиком определяются металлогенической специализацией исходных ортопород.

#### Список литературы

1. Жариков В. А. Парагенезис минералов, фации и формации.— Зап. ВМО, 1968, ч. 97, вып. 4.
2. Омеляненко Б. И. Околорудные гидротермальные изменения пород. М., Недра, 1978.
3. Петров Б. В., Макрыгина В. А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Новосибирск, Наука, 1975.



## МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ И ИХ РУДОНОСНОСТЬ

УДК 552.16 : 553.2(571.66)

В. К. Кузьмин, В. В. Жданов

### ПОЛИМЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ КАМЧАТСКОГО СРЕДИННОГО МАССИВА И ЕЕ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ОЦЕНКИ РУДОНОСНОСТИ

Вопросы генезиса и возраста метаморфических пород Камчатского массива являются предметом острой дискуссии, причем по этим вопросам существуют противоположные суждения. Высказывались гипотезы как о контактовой, регионально-контактовой природе метаморфизма, связанного с гипотетической гранитной интрузией, так и о формировании всех метаморфических пород в результате одноактного или многократного проявления регионального метаморфизма. Вопрос о возрасте первичных пород не менее противоречив. Есть точка зрения, что метаморфизм претерпела единая толща докембрийских пород палеозойско-мезозойских, верхнемеловых или палеогеновых образований. Однако ряд геологов считают, что метаморфизованы разновозрастные комплексы, причем выделяется от двух (докембрий и палеозой) до четырех (архей?, протерозой, синий — нижний палеозой, средний палеозой — мезозой) комплексов [3, 4, 5]. Камчатский массив с 1964 по 1971 г. изучался группой геологов ВСЕГЕИ под руководством Ю. А. Альбова. Эти исследования проводились преимущественно в геолого-структурном аспекте и с 1976 г. были продолжены нами, но уже с целью геолого-петрологического изучения метаморфических комплексов и связанных с ними полезных ископаемых.

Камчатский массив расположен в южной части Срединного хребта и является горстовым поднятием, в пределах которого вскрыты метаморфические породы доверхнемелового возраста. Массив вытянут в меридиональном направлении более чем на 250 км, причем простираение верхнемеловых терригенных и вулканогенных толщ, обрамляющих массив, в целом повторяет его контуры. Внешние ограничения массива везде разрывные. Структурный шов в зоне сочленения метаморфических образований и неметаморфизованных толщ уверенно фиксируется по восточной и западной границе массива, на юге он выражен неотчетливо,

а на севере перекрыт кайнозойскими вулканогенными образованиями. Совокупность геологических и геофизических данных позволяет рассматривать Камчатский массив как выступ фундамента складчатого сооружения верхнемеловой геосинклинали.

Камчатский массив состоит из трех более или менее изометричных блоков (с юга на север): Лунтосского, Хангарского и

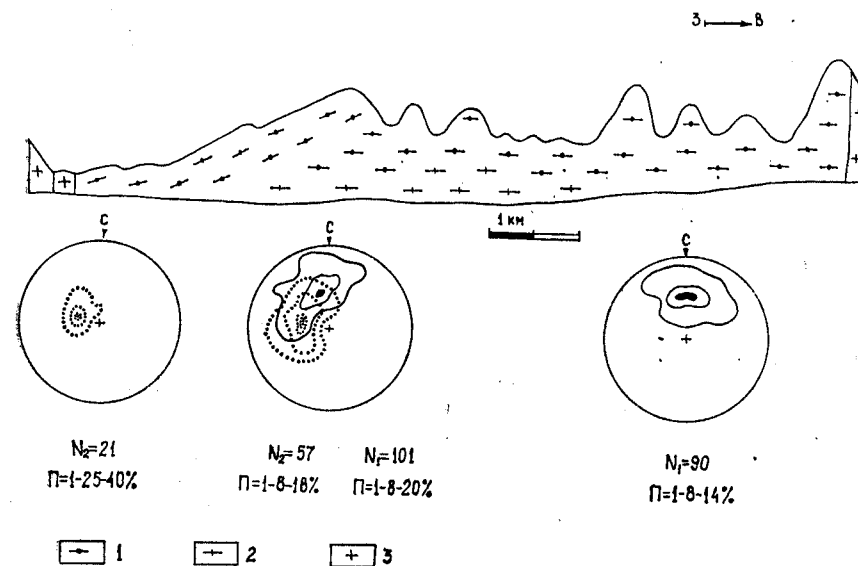


Рис. 1. Геологический разрез по водоразделу рек Лево́й Воровской и Лево́й.

1 — гнейсы, мигматиты и милониты докембрия; 2 — гранито-гнейсы докембрия; 3 — граниты верхнего мела.  
 $N_1$  — количество замеров в мигматитах;  $N_2$  — количество замеров в милонитах;  
 $P$  — изолинии плотностей.

Ичинского. Внутреннее строение этих блоков и массива в целом гетерогенно и характеризуется полиметаморфической зональностью, определяющей сочетанием двух разновозрастных комплексов: докембрийских гнейсов, мигматитов, гранито-гнейсов и палеозойско-мезозойских разнообразных сланцев и филлитов. При исследовании строения гнейсового комплекса Лунтосского блока в бассейне рек Лево́й и Лево́й Воровской установлено, что структурный план пород в центральной и краевой части комплекса различен (рис. 1). Геометрический анализ замеров элементов залегания сланцеватости показывает преобладающую роль субширотных ориентировок при доминирующем северном падении в гранито-гнейсах и мигматитах центральной части комплекса с постепенным переходом к субмеридиональным ориентировкам в краевых зонах милонитов по гнейсам и мигмати-

там. Сходная ситуация, хотя и не столь четко выраженная, наблюдается в Хангарском блоке. Устойчивая субширотная ориентировка элементов залегания пород в центральной части гнейсового комплекса отражает древний структурный план этой толщи и позволяет выделить в пределах рассматриваемой структуры блока ядро и переработанную периферическую часть. К зоне сочленения гнейсов и сланцев-милонитов приурочены мелкие интрузии гипербазитов. Простирание пород сланцевого комплекса в целом повторяет очертания докембрийского блока, т. е. субсогласно с простиранием милонитов внешней части ядра, и не совпадает с древним простиранием гнейсов центральной части ядра. К зоне структурного шва — к контакту метаморфического и осадочно-вулканогенного комплексов — приурочены субсогласные тела размером 1,5—2 км в различной степени измененных основных и ультраосновных пород.

Среди мигматитов встречаются линзы и прослои мезократовых гранат-биотитовых гнейсов. Дисгармоничное соотношение текстур этих гнейсов и вмещающих пород позволяет рассматривать их в качестве реликтовых образований. Изотопный анализ свинца цирконов, выделенных из гнейсов субстрата, показывает значение возраста 1300 млн. лет [2]. Критические минеральные ассоциации гнейсов субстрата соответствуют амфиболитовой фации метаморфизма, возможно с реликтами гранулитовой фации. В качестве субстрата сланцевого комплекса рассматриваются широко распространенные в регионе равномернозернистые слюдяные сланцы, близкие по химическому составу к гнейсам субстрата, но отличающиеся наличием реликтовых структур осадочных пород, присутствием углистого вещества и турмалина. Критические парагенезисы сланцевого комплекса характеризуют смену фаций от амфиболитовой до зеленосланцевой часто в разрезах мощностью всего 2—3 км.

Максимум метасоматических преобразований приурочен не к зоне структурного шва, а к ядерной части блока, где наблюдаются гранито-гнейсы и мигматиты по гнейсам субстрата. Обычно прослеживается постепенный переход от мигматизированных гнейсов через мигматиты к гранито-гнейсам. В штуфах и шлифах отчетливо видна смена сланцеватой текстуры массивной, порфиробластической, а гранобластовой структуры — гипидиоморфнозернистой структурой гранита с реликтами гранобластовой структуры гнейса. В этом же направлении наблюдается раскисление плагиоклаза и уменьшение количества темноцветных минералов, вплоть до полного исчезновения граната. Сопоставление химического состава пород в ряду гнейс—мигматит—гранито-гнейс показывает вынос из системы железа и магния, привнос натрия, что соответствует гранитизации.

К сочленению гнейсового и сланцевого комплексов приурочены зоны высокоглиноземистых гнейсов и сланцев мощностью до 2—3 км, нередко секущие генеральное направление сланце-

ватости. Структура этих пород порфиробластическая, минеральный состав разнообразен, но исключительно за счет разнообразия порфиробластов (силлиманита, кианита, андалузита, ставролита и др.), в то время как основная ткань не отличается от типичных гнейсов и сланцев. Иногда порфиробластические сланцы постепенно переходят в кварц-кианитовые (силлиманитовые) породы. Изменение химического состава в ряду сланец — высокоглиноземистый сланец характеризуется относительным увеличением в последних содержания глинозема и кремнезема благодаря выносу щелочей и слабых оснований, т. е. носит реститовый характер. Минеральный парагенезис и химизм указывают на процесс кислотного выщелачивания, протекающий при различных р—Т-условиях от амфиболитовой до зеленосланцевой фации.

В краевых зонах сланцевого комплекса часто наблюдается порфиробластическое и прожилковое развитие амфибола, а также образование скарновых парагенезисов в породах, не обладающих достаточным количеством слабых оснований для изохимического возникновения в них амфибола, диопсида, гроссуляра или кальцита. В слюдяных сланцах можно видеть отдельные неориентированные неправильные скелетные зерна — порфиробласты амфибола, переполненные включениями минералов основной ткани. Увеличение содержания амфибола ведет к образованию существенно амфиболовых полос, а затем и к развитию амфиболовых темных сланцев, среди которых нередко встречаются реликты слюдяного сланца. Порфиробластические амфибол-биотитовые сланцы иногда рассекаются неориентированными, часто ортогональными к сланцеватости жилками мелкозернистого амфиболита мощностью от 1—10 мм до 1 см. При слиянии этих жилков они образуют сплошную массу амфиболита.

Гранат-диопсид-плагиоклазовые скарны и эпидот-гранат-кальцитовые скарноиды широко распространены по периферии Камчатского массива в виде согласных и секущих жил мощностью от единиц до десятков метров. Они располагаются как в амфиболовых, так и в слюдяных сланцах и гнейсах. Для скарнов характерна массивная текстура, крупнозернистая призматическизернистая структура и обычное присутствие реликтов вмещающих пород. Сопоставление химического состава слюдяных сланцев и развивающихся по ним амфиболитов или скарнов показывает десиликацию пород, сопровождающуюся привносом слабых оснований, что вместе с морфологией метасоматических тел указывает на процесс базификации.

В пределах Камчатского массива широко развиты дайки и довольно крупные тела, принадлежащие к верхнемеловому гранит-гранодиоритовому комплексу и рассекающие более раннюю метаморфическую зональность. Вокруг аллохтонных гранитных тел обычно проявлены локальные контактово-метасоматические зоны кислотного выщелачивания с новообразованными фибро-

литом, мусковитом и кварцем. Масштабы контактовых изменений не сопоставимы с масштабами регионального метасоматоза, захватывающего обширные площади метаморфического комплекса вне территориальной связи с гранитными интрузиями.

В целях установления закономерностей дифференциации пород Камчатского массива был предпринят факторный анализ

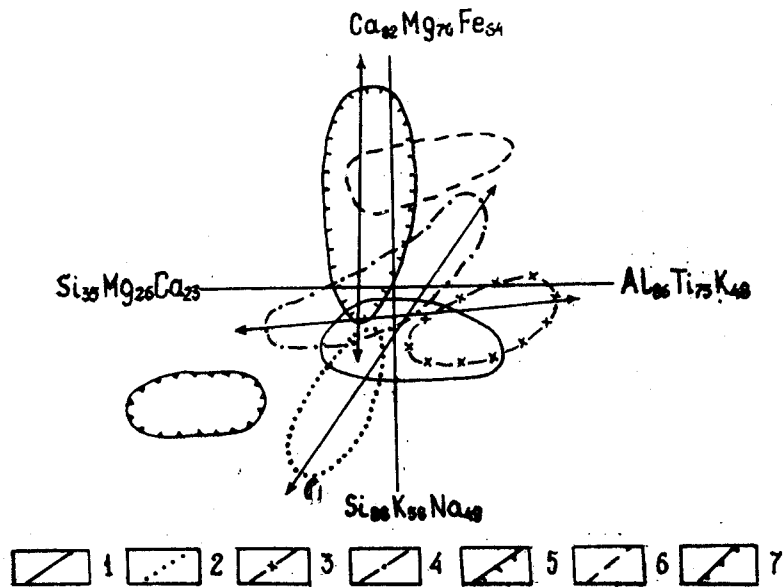


Рис. 2. Компонентная диаграмма в плоскости I и II факторов (данные 140 химических анализов пород).

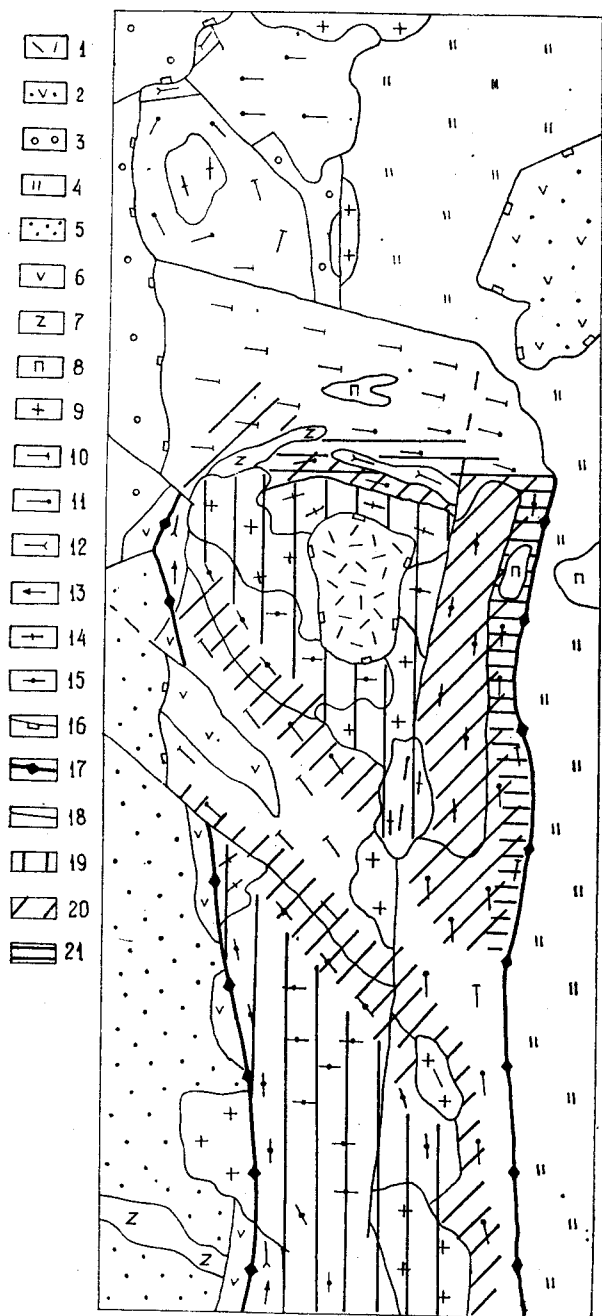
1 — гнейсы и сланцы (субстрат); 2 — мигматиты, гранито-гнейсы и граниты (зона гранитизации); 3 — высокоглиноземистые гнейсы и сланцы (зона кислотного выщелачивания); 4 — амфиболовые сланцы; 5 — скарны и скарноиды (4 и 5 — зона базификации); 6 — амфиболовые сланцы (метабазиты); 7 — верхнемеловые осадочные и вулканогенные образования (неметаморфизованные).

химического состава метаморфических пород этого региона. На компонентной диаграмме (рис. 2) в плоскости I и II факторов фигуративное поле состава субстрата (гранат-биотитовых гнейсов) расположено в центре диаграммы, от этого поля в направлении кислотно-щелочного тренда располагается поле гранито-гнейсов и гранитов (зона гранитизации), в направлении «амфотерного» тренда располагается поле высокоглиноземистых гнейсов и сланцев (зона кислотного выщелачивания), а в направлении кальций-магний-железистого тренда — поле амфиболитов и скарнов (зона базификации). Все три поля смыкаются в поле субстрата. Рассмотренные процессы гранитизации, кислотного выщелачивания и базификации распространены в пределах Камчатского массива регионально и создают закономерную зональ-

ную структуру (рис. 3). Значительные площади в центре массива заняты продуктами гранитизации, а окаймляющие их зоны сложены продуктами кислотного выщелачивания (промежуточная зона) и базификации (краевая зона). Редуцированность внешних зон по западному краю Камчатского массива обусловлена частичным или полным срезанием их широко развитыми здесь надвиговыми структурами.

Рассмотрим металлогеническую специализацию каждой из этих зон. Зона гранитизации в связи с выносом из нее всех рудных элементов является бесперспективной на предмет обнаружения полезных ископаемых. В зоне кислотного выщелачивания накапливается глинозем, содержание которого иногда достигает 28 %, но устойчивой концентрации глинозема на больших площадях нами не выявлено. Вместе с глиноземом возможно накопление титана. В зоне базификации отмечена слабая шеелитовая минерализация. Особое внимание было уделено исследованию участков нагоняющего перекрытия соседних зон, в частности наложения кислотного выщелачивания на продукты базификации (разворот фигуративного поля амфиболовых сланцев зоны базификации в направлении тренда Al—Ti соответствует перекрытию этих двух зон). Предполагалось накопление в этих участках рассеянной минерализации аксессуарных элементов, в частности золота. Золото здесь осаждается из кислых растворов, поступающих из зоны кислотного выщелачивания, при их восстановлении в основной среде вмещающих пород, среди которых встречаются не только базификаты, но и основные метаморфизованные интрузивные или эффузивные породы. Дополнительным фактором фиксации золота является наличие в этих участках углистых слюдяных сланцев, активных восстановителей. Наиболее благоприятные условия для появления геохимических аномалий золота установлены по восточному и северному обрамлению Хангарского блока, где интенсивно проявлен процесс кислотного выщелачивания, наложенный на периферическую зону амфиболитов и углистых сланцев. Восточная субмеридиональная зона кислотно-основного взаимодействия в пределах Хангарского блока, вероятно, является на всем протяжении геохимической аномалией на золото, и на ее продолжении, за пределами обнаженной части метаморфического комплекса, в узлах пересечения погребенной зоны с молодыми магматическими проявлениями реально ожидать появления регенерированной золотой минерализации. При наложении кислотного выщелачивания на метагипербазиты формируется золото-платиновая минерализация. Здесь, кроме золота, привнесенного кислыми растворами, обнаружено медистое золото и платина, переотложенные из метагипербазитов в процессе их метасоматической переработки [1].

Изложенный материал позволяет наметить два главных этапа в истории становления Камчатского массива. В докембрийский этап в низкоградиентных условиях амфиболитового или



гранулитового (?) регионального метаморфизма сформировался древний гнейсовый комплекс. В палеозойско-мезозойский этап произошло дробление докембрийского фундамента и формирование Камчатского массива-блока. В процессе воздымания блока докембрийские гнейсы и палеозойско-мезозойские (?) вулканогенно-осадочные породы претерпели интенсивные метаморфо-метасоматические преобразования в высокоградиентных условиях температуры, давления и концентрации вполне подвижных компонентов, благодаря чему сформировалась регионально проявленная зональность сопряженных зон гранитизации, кислотного выщелачивания и базификации. Судя по минеральным парагенезисам пород, условия метаморфизма от центра к периферии блока менялись от амфиболитовой до зеленосланцевой фации. В градиентном поле проявления метаморфо-метасоматических процессов находят свое закономерное место зоны проявления рудогенеза.

#### Список литературы

1. Жданов В. В., Рудашевский Н. С. Новый тип золото-платиновой минерализации в метасоматитах по базитам.— Докл. АН СССР, 1980, т. 251, № 6.
2. Кузьмин В. К., Чухонин А. П. О докембрийском возрасте гнейсов Камчатского массива.— Докл. АН СССР, 1980, т. 251, № 4.
3. Лебедев М. М., Бондаренко В. Н. К вопросу о возрасте и генезисе метаморфических пород Центральной Камчатки.— Сов. геология, 1962, № 11.
4. Марченко А. Ф. О тектонической природе, возрасте и структурном положении метаморфических комплексов Камчатки.— В кн.: Вопросы магматизма и тектоники Дальнего Востока. Владивосток, 1975.
5. Мокроусов В. П. Стратиграфия домеловых отложений Камчатки.— В кн.: Материалы совещания по разработке унифицированной схемы стратиграфии Северо-Востока СССР. М., 1961.

Рис. 3. Схема метаморфо-метасоматической зональности Камчатского массива.

1 — современные эффузивы; 2 — неогеновые вулканогенные образования; 3 — неогеновые и палеогеновые осадочные отложения; 4—5 — верхнемеловые образования: 4 — кремнисто-вулканогенные, 5 — осадочные; 6 — мезозойские (?) вулканогенные образования; 7—9 — позднемеловые интрузии: 7 — основных пород, 8 — ультраосновных пород, 9 — гранитоидов; 10—13 — палеозойско-мезозойский (?) сланцевый комплекс: 10 — филлиты, 11 — кристаллические сланцы, 12 — метаморфизованные основные породы, 13 — метаморфизованные ультраосновные породы; 14—15 — докембрийский гнейсовый комплекс: 14 — гранито-гнейсы, 15 — гнейсы; 16 — границы наложенных кайнозойских структур; 17 — структурные швы Камчатского массива; 18 — крупные тектонические нарушения; 19 — зоны гранитизации; 20 — зоны кислотного выщелачивания; 21 — зоны базификации.

Ю. Е. Вишневская, А. Т. Маслов,  
Р. А. Жуков, Л. Н. Дуденко

### ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫЕ СЛАНЦЫ КЕЙВ КАК ПРОДУКТ РЕГИОНАЛЬНОГО КИСЛОТНОГО ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ

Кейвский блок — крупная региональная структура, расположенная в юго-восточной части Центральнокольского сегмента. По данным ГСЗ, Кейвский блок ограничен глубинными разломами и от сопредельных блоков отличается аномально малой мощностью земной коры [4]. Гравитационный минимум и региональная положительная аномалия поля ( $\Delta T$ )<sub>a</sub> объясняются интенсивным проявлением здесь гранитизации и щелочного метасоматоза. Границы блока трассируют вытянутые линейные тела анортозит-амфиболитов. Промежуточное пространственное положение между комплексами гранитоидного и основного состава занимают полосы высокоглиноземистых сланцев Больших и Малых Кейв, Цагенской и ряда мелких зон. В целом пространственное распределение породных ассоциаций в пределах Кейвского блока отвечает зональности, предсказываемой концепцией метаморфо-метасоматических систем В. В. Жданова (см. статью в настоящем сборнике).

Высокоглиноземистые сланцы Кейвской зоны протягиваются более чем на 150 км в виде полосы шириной от 2 до 15 км вдоль северо-восточного контакта Кейвского блока. С точки зрения подавляющего большинства предыдущих исследователей, кристаллические сланцы Больших Кейв являются эталонным образцом высокоглиноземистой регионально-метаморфической протосадочной формации [1]. Структура Кейвской зоны расшифровывается ими как типичный синклиниорий первого порядка, сложенный изоклинальными и частично брахиформными складками.

Структурные исследования, проведенные нами, показали несостоятельность этого представления, основанного только на приблизительно симметричном (вкрест простирания структуры) расположении петрографически сходных разностей пород. В процессе наших исследований было установлено:

1) отсутствие периклинальных замыканий как на юго-восточной и северо-западной оконечностях структуры, так и на субширотных ее ответвлениях;

2) отсутствие визуально наблюдаемых замков складок с размахом крыльев более 0,3—0,5 м при изобилии структур будинажа всех порядков, а также тектонических зон дробления, катаклаза и милонитизации;

3) систематическое выклинивание в одном из предполагаемых крыльев изоклинальных складок мощных горизонтов, прослеживаемых по простиранию на расстояния, в 10—30 раз превышающие размах крыльев;

4) присутствие гнейсов (аналогичных древним гнейсам обрамления) в ядрах структур, рассматриваемых традиционно в качестве синклиналей;

5) секущие взаимоотношения ряда стратиграфических горизонтов, отдельных слоев и слоев (в частности, приводимых в обоснование наличия косої слоистости);

6) ошибочность представления о будинированных кварцевых жилах как о линзах конгломератов.

Перечисленные факты не только не подтверждают стратиграфо-складчатого генезиса Кейвской зоны, но в значительной своей части исключают его. Следовательно, констатированная приблизительная симметрия в расположении петрологических разностей вкрест простирания Кейвской зоны требует иной интерпретации.

Параметаморфогенной гипотезе образования кристаллических сланцев Кейвской зоны противоречит также четко проявленная структурно-минералогическая неравновесность рассматриваемой толщи. Она находит выражение в следующих фактах:

1) постепенные и закономерные переходы одних пород в другие, зачастую в форме затеков, ветвистого внедрения;

2) повсеместные закономерные реакционные соотношения между минералами пород с развитием разнообразных структур роста и разъедания (микроскопические наблюдения);

3) обилие анхимономинеральных прослоев пород, сложенных любым из порообразующих минералов толщи;

4) резкая неравнозернистость сланцев, связанная с широчайшим развитием порфиробластеза на фоне тонкозернистой бластомилонитовой основной массы;

5) обилие гигантозернистых (до 1 м) порфиробластов.

Все перечисленное плохо увязывается с представлениями о региональном изохимическом метаморфизме, но типично для пород — продуктов метасоматоза.

Принципиальная возможность образования высокоглиноземистых сланцев как продуктов кислотного выщелачивания пород, богатых СаО, неоднократно отмечалась в литературе [2, 5, 6, 7]. Однако описывались лишь локальные проявления этого процесса, в том числе приводящие к возникновению значительных концентраций глинозема, примером которых могут служить крупные промышленные кианитовые месторождения этого типа в США [5]. Локальные проявления кислотного выщелачивания анортозитов с образованием ставролит-кианитовой наложенной ассоциации наблюдались нами в непосредственной близости от Кейвской зоны — в габбро-анортозитовом массиве в бассейне р. Паттелем. Вдоль локальных тектонических зон милонитизации в анортозитах, а также на их контактах здесь образуются ставролит-кианит-кварцевые сланцы, аналогичные широко развитым в пределах Кейвской зоны.

С целью выявления роли метасоматоза в образовании высокоглиноземистых сланцев и их продуктивных горизонтов нами под руководством В. В. Жданова проведены детальные геолого-петрографические исследования Кейвской зоны. За время работ, начатых в 1973 г., собран и обработан обширный фактический материал, составлены литолого-структурные карты масштаба 1 : 50 000, покрывающие 50 % площади структуры.

Детальное петрографо-геологическое изучение показало, что среди разнообразных по составу алюмокремнистых сланцев Кейв присутствуют отдельные поля и блоки анортозитов и плагиогнейсов. Тела крупнозернистых анортозитов мощностью от первых до сотен метров в поперечнике обнаружены в большинстве разрезов через структуру (участки Каневский, Лесной Манюк, Шуурурта, Пологая-Тайвэй, Песцовая тундра) с увеличением их количества с запада на восток. Переходы от анортозитов к алюмокремнистым сланцам постепенны и, как правило, представлены зонами макробудинажа: разномасштабные линзовидные обломки анортозита, ориентированные по сланцеватости толщи, облекаются кианит-ставролитовыми сланцами. С удалением от анортозитового блока количество обломков уменьшается, реликтовый плагиоклаз сохраняется в форме очковых «порфиробласт» и наконец исчезает полностью в массе кианит-кварцевых сланцев. Сланцы с признаками исходных апоанортозитов слагают основную массу пород Кейвской зоны.

Поля мелкозернистых биотитовых плагиогнейсов (участки Лесной Манюк, Песцовая Кейва и др.) также посредством окварцевания по зонам дробления и милонитизации сменяются толщей алюмокремнистых сланцев, содержащих постепенно исчезающие от контакта реликты гнейсов. Плагиоамфиболиты на контактах с кварцевыми сланцами рассланцовываются и постепенно переходят в породы вмещающей толщи. Таким образом, при внимательном изучении толщи кейвских сланцев в них удается обнаружить три типа исходных субстратов (анортозиты, плагиогнейсы, плагиоамфиболиты), претерпевших милонитизацию и вторичное замещение с постепенными закономерными переходами в соответствующие разновидности кристаллических сланцев.

Петрографическая направленность изменения каждой из исходных пород показана на рис. 1. Наиболее распространенный и важный в практическом отношении петрогенетический ряд 1 отражает закономерную смену минеральных парагенезисов при переходе анортозитов в алюмокремнистые сланцы. В гигантозернистых ильменитсодержащих анортозитах (1), содержащих плагиоклаз № 60—90, с приближением к контакту появляется ставролит (зона 1.1), затем плагиоклаз подвергается интенсивному окварцеванию и раскислению, ставролит частично вытесняется кианитом (1.2). Далее процесс окварцевания усиливается, плагиоклаз № 20—30 сохраняется лишь в резорбированных, ча-

сто разлинзованных реликтах (1.3). В парагенезисе 1.4 плагиоклаз почти полностью отсутствует, порода сложена конечными продуктами изменения — кианитом, кварцем и рутилом. Кианит и кварц часто дифференцируются в мономинеральные зоны с образованием в ряде случаев промышленных концентраций глинозема.

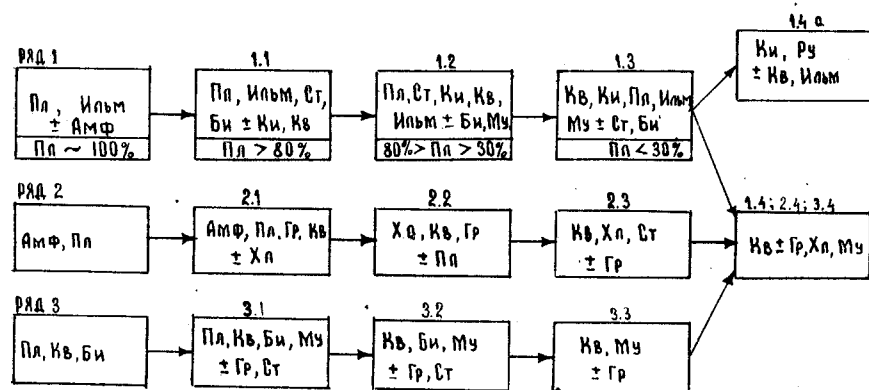


Рис. 1. Петрогенетическая классификация кристаллических сланцев Кейвской зоны.

Пл — плагиоклаз; Амф — амфибол; Ст — ставролит; Ки — кианит; Кв — кварц; Би — биотит; Му — мусковит; Ильм — ильменит; Ру — рутил; Гр — гранат; Хл — хлорит.

Переход плагиогнейсов обрамления и их внутрискрутурных останков в алюмокремнистые сланцы иллюстрирует петрогенетический ряд 3. Здесь, так же как и в предыдущем случае, замещение происходит посредством разложения неустойчивого плагиоклаза с развитием по нему кварца, ставролита, граната. Принципиально сходную с этим картину представляет собой и апобазитовый ряд 2: плагиоамфиболиты через кварц-хлоритовые ставролит- и гранатсодержащие сланцы замещаются анхимономинеральными кварцитами. Таким образом, петрографический тренд изменения всех исходных пород Кейвской зоны независимо от их состава един и выражается в образовании однотипных конечных продуктов их замещения — кварцитов.

Минералогическая направленность преобразований исходного субстрата также одинакова для рядов 1, 2, 3. Она определяется прежде всего неустойчивостью плагиоклаза во всех породах с разложением этого сложного алюмосиликата на два простейших соединения: силикат алюминия (кианит, ставролит) и окись кремния. В отношении плотности — это дивергентный распад на разуплотненную и переуплотненную составляющие. С целью статистического анализа этого эффекта для парагенетических минеральных ассоциаций апоанортозитового ряда 1 были построены вариационные кривые по плотностному параметру

(рис. 2). По полученным полимодальным распределениям выделены однорядные плотностные подгруппы. Смена минеральных ассоциаций отмечена на диаграмме линиями, соединяющими наиболее близкие модальные значения. Полученная диаграмма по сути идентична петрогенетическому ряду *I* и вполне характеризует основную тенденцию расщепления рассматриваемой си-

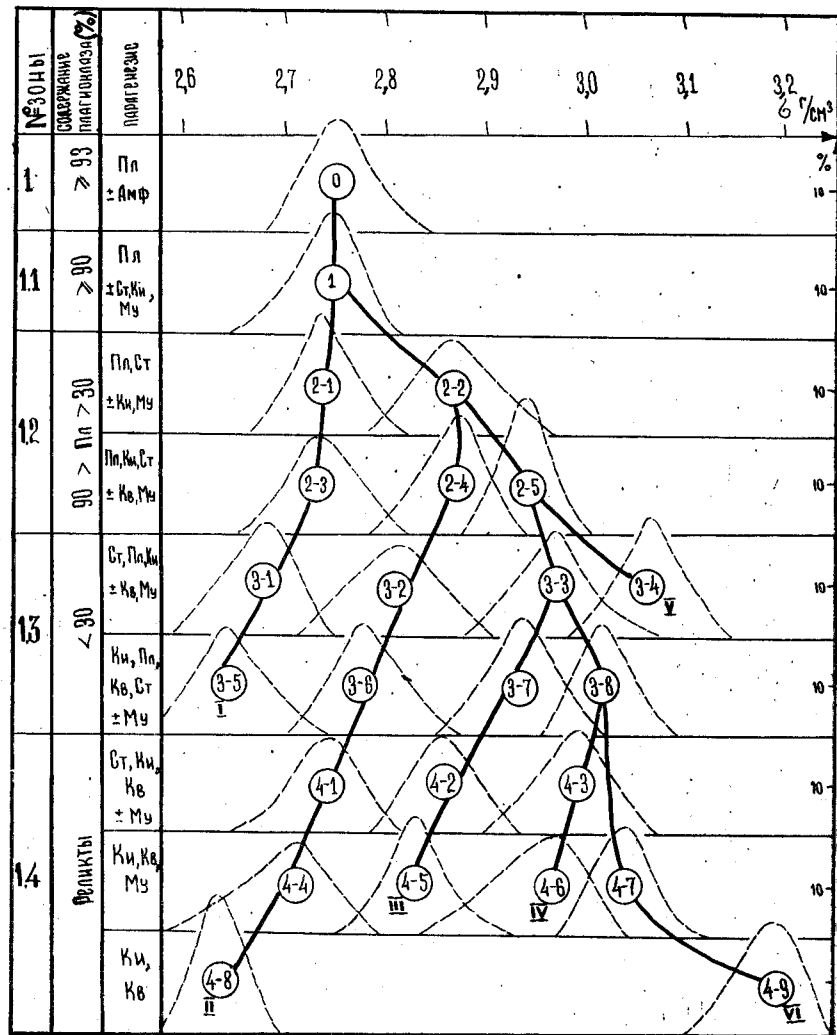
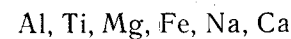


Рис. 2. Диаграмма изменения плотности сланцев апоанортозитового ряда. Кругами обозначены модальные значения выборок, цифры в кругах — номера плотностных подгрупп; римские цифры — номера ветвей (объяснение в тексте).

стемы на «кварцевую» и «кианитовую» составляющие. Тренд разуплотнения исходного вещества прослеживается через раскисление плагиоклаза (ветвь *I*), окварцевание анортозита (ветвь *II*) и продуктов его замещения (ветви *III* и *IV*) вплоть до образования анхимономинеральных кварцитов. Тренд переуплотнения фиксируется по проявлению процессов ставролитизации (ветвь *V*) и кианитизации (ветвь *VI*) субстрата с образованием в пределе анхимономинеральных кианитовых руд.

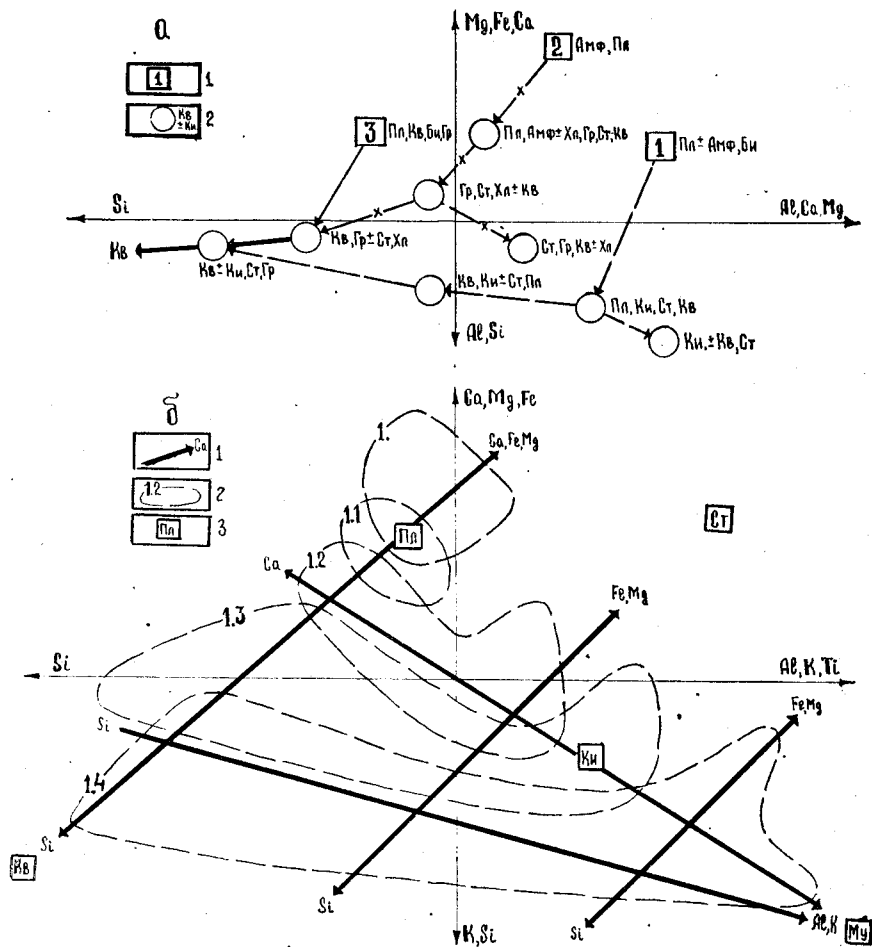
Петрохимическая эволюция пород в рядах соответствует характеру минералогических преобразований и сводится к выносу оснований и щелочей при относительной инертности амфотерных элементов (Si, Al, Ti). Прослеженный по минеральным парагенезисам характер относительной подвижности компонентов в петрогенетических рядах принципиально однозначен для всех видов субстрата:



Рассмотрение конкретных петрохимических разрезов (по данным полных химических анализов) подтверждает приведенную схему. Во всех случаях фиксируется резкий вынос кальция, в меньшей степени магния, железа и натрия, компенсирующийся общим разрыхлением системы; алюминий и титан относительно подвижны и способны накапливаться в определенных участках зональности; кремний в основном инертен. Парадоксальный факт полного окварцевания без привноса кремния объясняется образованием кварца за счет внутренних ресурсов породы, подвергнутой выщелачиванию и соответственному разуплотнению. Наблюдающийся повсеместно привнос калия отражает более поздний наложный процесс мусковитизации сланцев, связанный с регрессивной фазой гранитизации Кейвского блока.

Проведенное Л. Н. Дуденко петрохимическое исследование пород Кейвской зоны с применением факторного анализа (рис. 3, а) показало, что все многообразие существующих химических составов системы описывается двумя главными параметрами: 1) отношением феррических (Ca, Mg, Fe) элементов к силикатным (Si, Al) — тренд выщелачивания и 2) отношением кремния к алюминию — тренд дифференциации конечных продуктов выщелачивания.

Данными факторного анализа подтверждается вывод о том, что для различных рядов развития кейвских сланцев характерен единый конечный продукт, что полностью согласуется с разработанной петрогенетической классификацией пород (рис. 1). Подробнее направленность петрохимических преобразований рассмотрена нами на примере апоанортозитового ряда *I* (рис. 3, б). Основные тренды и точки, соответствующие составу главных породообразующих минералов, и общее расположение фигуративных полей демонстрируют сходство диаграммы с апоанор-



тозитовым петрогенетическим рядом. Они отражают вынос из системы кальция по ходу раскисления и исчезновения плагиоклаза, а также конечное расщепление системы на кварцевую и кианитовую составляющие. Если сопоставить компонентную диаграмму, на которой вместо фигуративных полей нанесены точки средних составов подгрупп пород, с плотностной диаграммой, то обнаруживается их полное сходство. И если не учитывать более позднюю мусковитизацию, то петрохимическая диаграмма в этой трансформации (рис. 3, в) представляет собой вариант плотностной диаграммы (рис. 2), выполненной в координатах основных порообразующих элементов.

Реакционные соотношения пород и минералов, а также общность тенденций преобразования любых исходных пород подтверждаются различными независимыми методами исследования

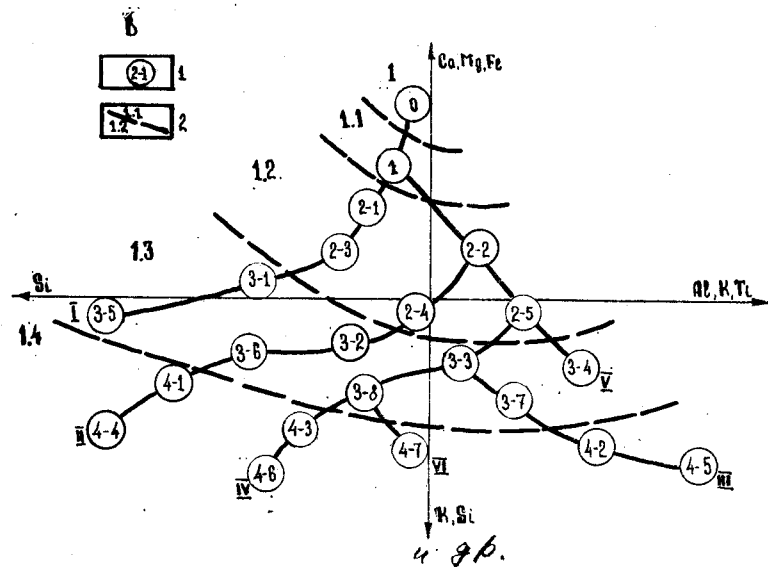


Рис. 3. Компонентные диаграммы [3].

а — последовательные ряды метасоматических замещений по средним составам пород; 1 — точки среднего состава исходных субстратов; 2 — точки среднего состава продуктов изменения исходных субстратов.

б — фигуративные поля пород апортозитового ряда: 1 — главные оси межгрупповых трендов; 2 — фигуративные поля, соответствующие зонам метасоматической колонки (рис. 1); 3 — фигуративные точки теоретических составов минералов.

в — связь петрохимических и петроплотностных параметров пород апортозитового ряда (по средним значениям): 1 — точки средних химических составов пород и номера плотностных подгрупп и ветвей апортозитового ряда; 2 — поля соответствующих зон метасоматической колонки.

и позволяют сделать, на наш взгляд, обоснованный вывод о происхождении комплекса кейвских сланцев в результате метасоматической переработки неоднородного по составу милонитизированного субстрата.

Петрогенетические ряды пород (рис. 1), отражающие контакто-реакционную зональность, представляют собой типичные метасоматические колонки. Метасоматическое происхождение апортозитовых сланцев подтверждается инвариантом зональности, прослеживаемой в них на самых различных геологических уровнях. Она отмечается: 1) на уровне шлифа, где последовательность минералообразования (в частности, порфиробласт) повторяет последовательность развития зон в метасоматической колонке; 2) на контактах всех апортозитовых тел с кварцевыми сланцами (в масштабах от отдельного обнажения до частных геологических разрезов); 3) в поперечном зонально-симметричном разрезе через Кейвскую структуру, причем последовательность пород апортозитового ряда в сводной стратиграфической колонке И. В. Белькова [1, с. 79] полностью совпадает со строением метасоматической колонки; 4) по прости-



ранию всей структуры, где с юго-востока на северо-запад сменяются: зона максимального развития плагиоклазовых сланцев, изобилующих реликтами анортозитов (р. Ача), зона существенно кианит-кварцевых сланцев с крупным месторождением кианита (участок Шуурурта), переходящая в северо-западной части структуры (Песцовая тундра) в зону наиболее интенсивного окварцевания. Существование такого инварианта разномасштабной зональности свидетельствует о едином механизме ее возникновения, никак не связанном с процессами седиментогенеза и пликвативной тектоникой.

Таким образом, весь проведенный комплекс исследований (структурные, петрологические, петрохимические, петрофизические) позволяет утверждать, что Кейвская зона сформировалась в результате кислотного выщелачивания неоднородного субстрата (преимущественно анортозитового состава), прошедшего интенсивную тектоническую подготовку. Данная генетическая модель позволяет разработать новые критерии оценки перспектив Кейвской структуры на комплекс полезных ископаемых.

#### Список литературы

1. Бельков И. В. Кианитовые сланцы Кейв М.—Л., Изд-во АН СССР, 1963.
2. Бондаренко А. П. Алюмокремнистые метасоматиты в комплексе регионально-метаморфизованных пород (Кольский полуостров).— В кн.: Ультраметаморфизм и метасоматоз докембрийских формаций. Л., Наука, 1966.
3. Дуденко Л. Н., Македон И. Д. Классификация моноклиновых пироксенов по типу изоморфных замещений и их диагностика.— Зап. ВМО, 1978, ч. 107, вып. 5.
4. Земная кора восточной части Балтийского щита. Л., Наука, 1978.
5. Кориковский С. П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М., Наука, 1967.
6. Московченко Н. И., Турченко С. И. Метаморфизм кианит-силлиманитового типа и сульфидное оруденение. Л., Наука, 1975.
7. Пинаева Н. И. Редкие парагенезисы в породах колчеданной формации Северной Карелии.— В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л., Наука, 1970.

УДК 550.42 : 546 : 552.321.1 (571.56 + 575.3)

Г. М. Беляев, С. Д. Великославинский, Н. М. Кузнецова,  
Т. А. Павлова, В. А. Рудник, Е. В. Толмачева

#### ГЛАВНЕЙШИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ УЛЬТРАМЕТАМОРФОГЕННОГО ГРАНИТООБРАЗОВАНИЯ

Проблема ультраметаморфогенного гранитообразования имеет важное практическое и теоретическое значение в познании закономерностей мобилизации и концентрации рудного вещества, формирования земной коры и ее гранитоидных составляющих [1, 4]. В настоящей работе приводятся результаты сравнительного анализа закономерностей формирования ультраметамор-

фогенных гранитоидов центральной части Алданского щита и Южного Тянь-Шаня, полученные в процессе многолетних комплексных геологических, петрологических и геохимических исследований, результаты которых частично опубликованы [1, 3, 4, 5]. В процессе этих исследований были выявлены петрохимические особенности гранитоидных пород различных возрастных, формационных и генетических типов, структура латеральной петрогеохимической зональности, а также общие закономерности поведения петро- и рудогенных элементов в процессах ультраметаморфизма.

#### Геохимическая эволюция ультраметаморфогенного гранитообразования в докембрии Алданского щита

Наиболее полно исследованные ультраметаморфогенные гранитоиды центральной части Алданского щита подразделяются на пять комплексов, сформировавшихся по крайней мере в результате четырехкратного проявления процессов ультраметаморфизма, детальная геолого-петрологическая характеристика которых дана ранее [1, 4]. Комплексы ультраметаморфогенных гранитоидов занимают определенную структурную позицию и закономерно сменяют друг друга во времени, фиксируя главные этапы ультраметаморфогенного гранитообразования на Алданском щите:

I этап (3200—2900 млн. лет): нимгерканский комплекс палингенно-анатектических автохтонных гранитоидов эндербитовой формации;

II этап (2900—2600 млн. лет): а) тимлтоно-алданский комплекс палингенно-метасоматических автохтонных гранитоидов мигматит-гранитовой формации, б) нимырский комплекс интрузивно-анатектических параавтохтонных гранитоидов аляскитовой формации, в) комплекс кварц-полевошпатовых метасоматитов;

III этап (2000—1700 млн. лет): унгринский комплекс интрузивно-анатектических аллохтонных гранитоидов гранитовой формации;

IV этап (1700—1300 млн. лет): амутский комплекс интрузивно-реоморфических аллохтонных гранитоидов лейкогранитовой формации.

Петрохимические особенности рассматриваемых комплексов гранитоидов отражены на рис. 1, а геохимические — в табл. 1. Древнейшие гранитоиды Алданского щита — эндербиты и чарнокиты, объединяемые в эндербитовую (мигматит-плагиогранитовую) формацию, — образовались в процессе ультраметаморфизма в условиях гранулитовой фации. На диаграмме А. А. Прядовского фигуративные точки химических составов гранитоидов эндербитовой формации локализуются в пределах полей диорит-

тов, плагногранитов, гранитов и их эффузивных аналогов, что свидетельствует о весьма вероятной первично-магматической природе большей части рассматриваемых пород. Вместе с тем устанавливается петрохимическое родство гранитоидов формации эндербитов с вмещающими их основными кристаллическими сланцами, которые занимают определенное стратиграфическое положение в разрезе архея Алданского щита и для которых доказана metabазальтоидная природа (рис. 2, 3). Так, например, отчетливо проявлена петрохимическая связь гранитоидов эндер-

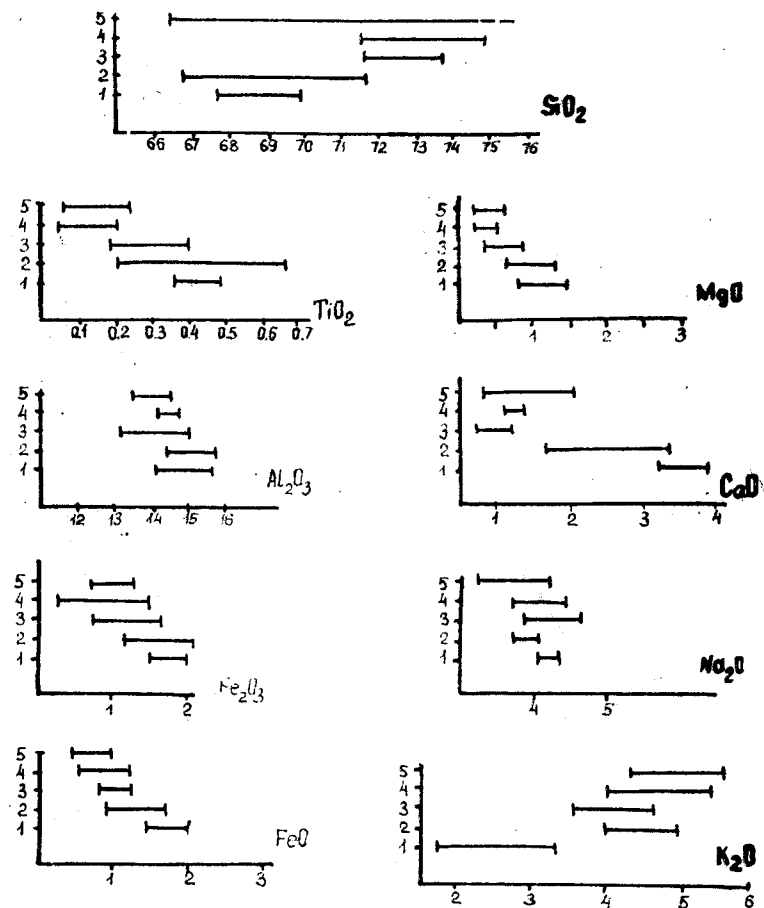


Рис. 1. Петрохимическая характеристика ультраметаморфогенных гранитоидов центральной части Алданского щита в оценках генеральных средних с 95 %-ной вероятностью, % по массе (по абсциссе).

1, 2, 3, 4, 5 — гранитоиды соответственно эндербитовой, мигматит-гранитовой, аляскитовой, гранитовой и лейкогранитовой формаций.

битовой формации и основных кристаллосланцев, развитых в пределах Федоровской серии (рис. 2), сутамского и чогарского стратиграфических комплексов, что позволяет рассматривать эти породы как продукты метаморфизма и палингенеза в условиях гранулитовой фации комагматичных эффузивов основного, среднего и кислого состава, составлявших единые петрохимические серии с типоморфными формациями щелочных базальтов континентального типа для Федоровской серии или толеитов океанического типа для сутамского и чогарского комплексов [3, 4]. Для гранитоидов формации эндербитов, развитых в толще пород Верхнеалданской серии и тимптоно-желтулинского комплекса, не устанавливается их комагматичность с metabазальтоидами, хотя тренды изменчивости химического состава этих пород сходны с трендами дифференциации кислых эффузивов фанерозоя (рис. 3).

Таким образом, сравнительный анализ химического состава гранитоидов эндербитовой формации, ассоциирующих с метаморфитами различных стратиграфических уровней, позволяет выявить некоторые закономерности эволюции магматизма на самых ранних этапах развития земной коры Алданского щита и более обоснованно типизировать и коррелировать вмещающие эти гранитоиды стратиграфические подразделения.

Гранитоиды II этапа ультраметаморфизма, наиболее широко развитые в центральной части Алданского щита и образовавшиеся ультраметаморфогенным путем в условиях амфиболитовой фации, в значительной мере наследовали вещество более древних гранитоидных пород. Как видно на рис. 1, для гранитоидов мигматит-гранитовой и аляскитовой формаций по сравнению с эндербит-чарнокитами характерно явление лейкократизации, т. е. обеднение такими компонентами, как  $TiO_2$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $FeO$ ,  $MgO$ ,  $CaO$ , входящими в состав темноцветных минералов, при менее четко выраженной тенденции обогащения  $SiO_2$ ,  $Na_2O$  и  $K_2O$ .

В ходе переработки различных гранитоидов на разных этапах и стадиях процессов ультраметаморфизма закономерно изменяется содержание в гранитоидных породах и рассеянных элементов. На рис. 4 приведены результаты обработки методом главных компонент данных количественного спектрального анализа гранитоидных пород различной формационной принадлежности. Как видно из рис. 4, распределение фигуративных точек состава пород на компонентной диаграмме описывается двумя практически перпендикулярными друг к другу трендами А и Б. Тренд А, вдоль которого происходит согласованное увеличение содержаний Pb, Ba, Sr и уменьшение Sc, Co, Mn, V, Ti, Zn, Ni, Cr, Sn, отражает тенденцию изменения химического состава продуктов гранитообразования во времени: поля фигуративных точек гранитоидных пород эндербитовой, мигматит-гранитовой и

## Геохимическая характеристика ультраметаморфогенных

Элементы	Гранитоиды I этапа				Мигматит-фор
	Эндербитовая формация				
	Эндербиты		Чарнокиты		
	$\bar{x}$	$\bar{x}_{0,95}$	$\bar{x}$	$\bar{x}_{0,95}$	
Ba	620,8	498,6—743,0	884,7	709,0—1060,4	1017,0
Be	2,4	2,1—2,6	1,5	1,2—1,8	2,1
Cu	28,7	22,5—34,9	29,9	20,0—39,8	51,4
Co	17,1	14,7—19,5	11,2	9,1—13,3	8,6
Cr	110,9	90,0—131,8	57,9	38,5—77,3	41,4
Ga	23,6	22,3—25,0	22,3	20,7—23,9	23,9
Mn	851,5	741,1—962,0	527,1	372,5—681,7	263,0
Nb	13,7	11,9—15,5	8,9	7,3—10,5	10,6
Ni	37,5	29,1—46,0	21,4	14,9—27,9	18,5
Pb	11,7	10,4—13,0	12,1	9,7—14,5	16,8
Sc	21,8	11,7—31,9	7,9	4,6—11,2	5,3
Sn	2,3	0,7—3,9	4,2	2,4—6,0	4,4
Sr	337,3	147,7—527,0	511,8	240,3—783,3	373,2
Ti	5938,5	4800—7077	3282,4	2459,1—4105,7	2562,4
Zn	116,5	108,3—124,7	66,9	37,8—96,0	32,6
Zr	220,5	157,7—283,3	202,5	145,8—259,2	233,0
V	148,0	114,5—181,5	77,4	55,0—99,8	45,1
Y	26,3	22,1—30,5	17,3	10,0—24,6	15,5
Yb	2,2	1,9—2,5	1,5	0,9—2,1	1,2
<i>n</i>	26		17		

Примечание: Все данные приведены по результатам количественного анализа ВСЕГЕИ.  $\bar{x}$  — выборочное среднее,  $\bar{x}_{0,95}$  — оценка генерального в выборке. В выборку входят результаты анализов гранитоидных пород,

аляскитовой формаций сменяют друг друга на тренде А именно в такой последовательности и перекрываются незначительно.

Тренд В, вдоль которого происходит увеличение содержаний Y, Yb, Nb, Be, Ga, Pb, Zr и уменьшение Ba и Sr, по-видимому, отражает процессы дифференциации мобилизованного в тот или иной этап ультраметаморфизма гранитоидного расплава. Подобного рода процессы дифференциации гранитоидных мобилизатов приводят, в частности, к формированию плагиогранитов, обогащенных Ba и Sr (фигуративные точки с отрицательными значениями главных факторов), и лейкократовых гранитов, обогащенных в первую очередь редкими и редкоземельными элементами. Степень дифференцированности ультраметаморфогенных гранитоидов по микроэлементному составу усиливается с омоложением их возраста.

## гранитоидов центральной части Алданского щита

гранитовая магия	Гранитоиды II этапа				
	$\bar{x}_{0,95}$	Аляскитовая формация		Формация кварц-полевошпатовых метасоматитов	
		$\bar{x}$	$\bar{x}_{0,95}$	$\bar{x}$	$\bar{x}_{0,95}$
892,3—1093,7	1248,3	1137,8—1325,7	921,6	807,5—993,6	
1,6—2,6	1,3	1,1—1,5	1,3	1,0—1,6	
40,6—58,1	22,7	20,0—24,6	27,8	22,5—31,1	
7,5—9,7	5,8	5,1—6,5	5,9	5,0—6,5	
37,9—43,6	39,6	37,3—41,2	38,2	34,7—41,7	
22,6—24,7	22,5	21,8—23,0	22,7	21,0—24,5	
235,3—280,1	212,6	188,1—229,7	301,6	224,0—350,6	
9,0—11,6	11,4	8,7—13,3	6,4	5,3—7,1	
15,7—20,2	19,3	16,3—21,4	30,6	24,2—34,6	
15,3—17,7	18,1	15,8—19,7	18,6	18,4—20,0	
4,4—5,9	2,6	1,9—3,1	5,1	3,8—6,0	
3,6—4,9	1,9	1,4—2,3	2,1	1,53—2,5	
312,5—410,5	475,9	398,2—530,3	361,5	283,1—411,0	
2223,7—2770,9	1401	1230,4—1520,4	1343,4	967,8—1580,3	
24,6—37,5	14,0	9,1—17,4	12,4	6,9—15,8	
205—250,3	153,0	133,2—166,9	141,7	114,9—158,6	
38,4—51,8	34,5	31,5—36,6	29,6	23,6—33,4	
12,7—17,2	14,0	9,4—17,2	23,9	13,9—30,2	
1,0—1,3	1,6	1,1—2,0	3,0	1,6—3,9	
<i>n</i>	33	46	38		

спектрального анализа, выполненного в лаборатории физических методов среднего в 95 %-ном доверительном интервале, в г/т. *n* — число анализов развитых в пределах верхнеалданской и федоровской серий.

Таким образом, анализ компонентной диаграммы (рис. 4) позволяет наметить следующие закономерности эволюции докембрийских гранитоидных формаций: 1) наличие определенной направленности изменения вещественного состава ультраметаморфогенных гранитоидных пород во времени от наиболее древней формации (эндербитовой) автохтонных гранитоидов через параавтохтонные (мигматит-гранитовая формация) к наиболее молодым аллохтонным (аляскитовая формация) — тренд А; 2) наследование гранитоидами последующих этапов ультраметаморфизма геохимических особенностей предшествующих гранитоидных пород, о чем свидетельствует частичное перекрытие полей их фигуративных точек; 3) закономерное увеличение со временем степени дифференцированности продуктов гранитообразования и соответственно повышению миграционной способности как петрогенных, так и малых, в том числе рудных, эле-

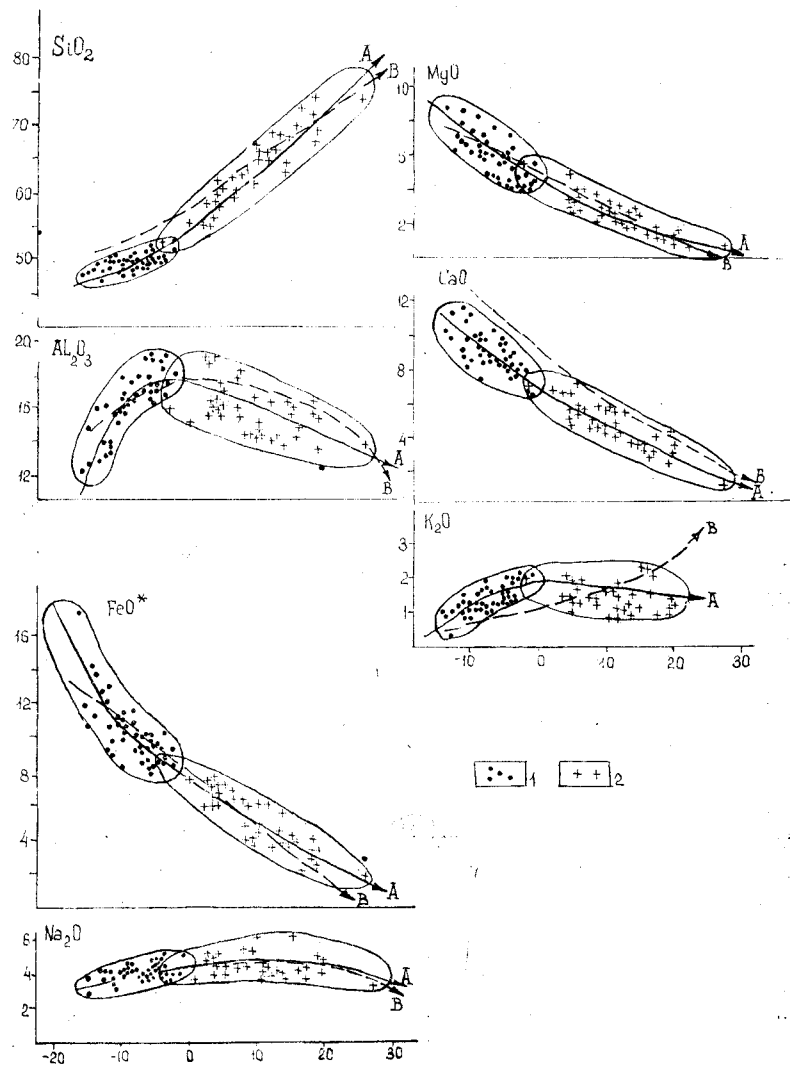


Рис. 2. Вариационная диаграмма, иллюстрирующая возможную комагматичность metabазальтов (кристаллические сланцы основного состава) и метаэффузивов среднего и кислого составов (эндербитов и чарнокитов) федоровской серии Алданского щита. По абсциссе — индекс Ларсена ( $1/3\text{SiO}_2 + \text{K}_2\text{O} - \text{MgO} - \text{CaO} - \text{FeO}^*$ ), по ординате — окислы, % по массе.  $\text{FeO}^* = \text{FeO} + 0,9 \text{Fe}_2\text{O}_3$ .

1 — metabазальты; 2 — метаэффузивы среднего и кислого составов. А — тренд дифференциации комагматичной метавулканической серии, входящей в состав федоровской серии; В — тренд дифференциации комагматичной вулканической серии Йеллоустонской провинции.

ментов в процессе становления гранитоидных формаций от наиболее древних этапов ультраметаморфизма к наиболее молодым (хронологически последовательное увеличение разброса фигуративных точек гранитоидов вдоль тренда В).

Проявляющаяся на фоне устойчивого изменения вещественного состава ультраметаморфогенных гранитоидов раннего докембрия тенденция наследования петрохимических, а в ряде случаев и минеральных особенностей состава исходного субстрата

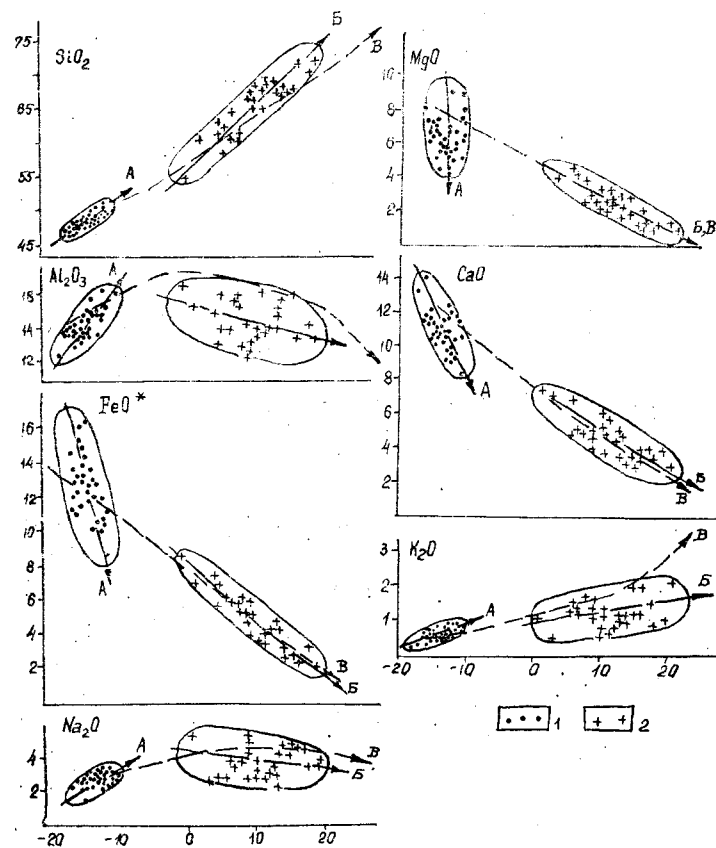


Рис. 3. Вариационная диаграмма, иллюстрирующая изменчивость химического состава кристаллических сланцев основного состава (metабазальтов), эндербитов и чарнокитов (метавулкаников среднего и кислого составов), послыжно залегающих в пределах верхнеалданской серии Алданского щита. По ординате — окислы, % по массе; по абсциссе — индекс Ларсена.

1 — metabазальты; 2 — метаэффузивы среднего и кислого составов. А — тренд дифференциации metabазальтов; В — тренд дифференциации метаэффузивов среднего и кислого составов; В — тренд дифференциации комагматичной вулканической серии Йеллоустонской провинции.

вновь формирующимися гранитоидами имеет большое практическое значение для целей геологического картирования и стратиграфического расчленения глубоко метаморфизованных и неоднократно гранитизированных комплексов докембрия, поскольку на долю гранитоидного материала в пределах подобных комп-

когранитовой формаций объясняются наследованием ими химического состава метаэффузивов эндербитовой формации, химизм которых индивидуален для каждого из таких стратиграфических подразделений, как верхнеалданская и федоровская серии.

### Геохимическая эволюция ультраметаморфогенного гранитообразования в фанерозое Южного Тянь-Шаня

Ультраметаморфогенные гранитоиды Южного Тянь-Шаня образовались в ходе зонального метаморфизма нижнепалеозойских терригенных толщ в условиях высокотемпературной субфации

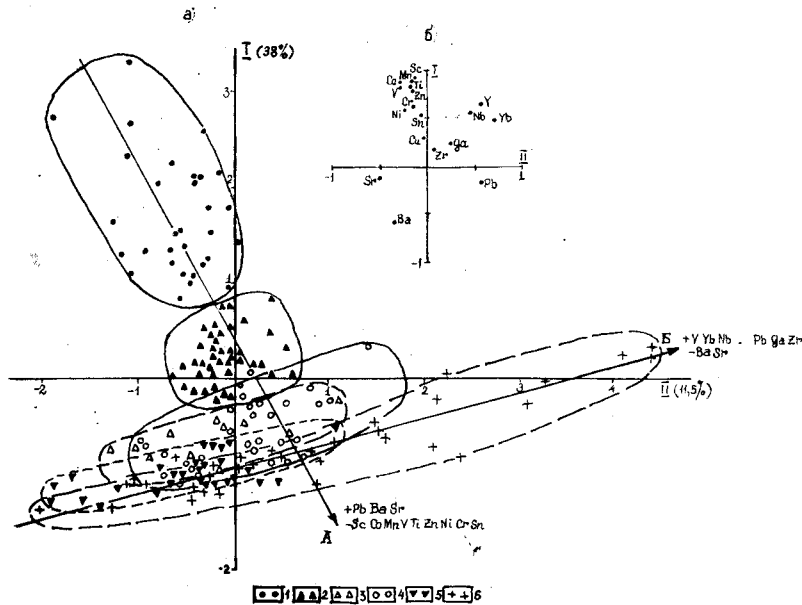


Рис. 4. Факторная компонентная диаграмма составов ультраметаморфогенных гранитоидов и субстрата докембрия центральной части Алданского щита (а) и матрица факторных нагрузок на главные компоненты (б). 1 — кристаллические сланцы основного состава (метабазальтоиды); 2—3 — гранитоиды I этапа; 4 — эндербиты, 5 — чарнокиты; 6 — гранитоиды II этапа; 4 — мигматит-гранитовой формации, 5 — аляскитовой формации, 6 — формации кварцполевошпатовых метасоматитов. А — тренд, отражающий эволюцию продуктов гранитообразования во времени от этапа к этапу и от формации к формации; Б — тренд, отражающий эволюцию гранитоидов в процессе магматической дифференциации расплава в пределах каждой из формаций. I, II — первая и вторая главные компоненты (в скобках указан вес главных компонент).

лексов приходится до 90 % объема пород. Так, на основании статистической обработки данных о распределении в гранитоидах элементов и дискриминантного анализа последних установлены значимые различия в химическом составе, в том числе и в содержании элементов-примесей, гранитоидов одних и тех же формаций, развитых в пределах верхнеалданской и федоровской серий. Если гипотеза о первично-вулканогенном генезисе большинства кристаллических сланцев основного состава и переслаивающихся с ними тел эндербитов и чарнокитов справедлива, то «стратиграфические» различия в составе гранитоидов мигматит-гранитовой, аляскитовой, гранодиорит-гранитовой и гранит-лей-

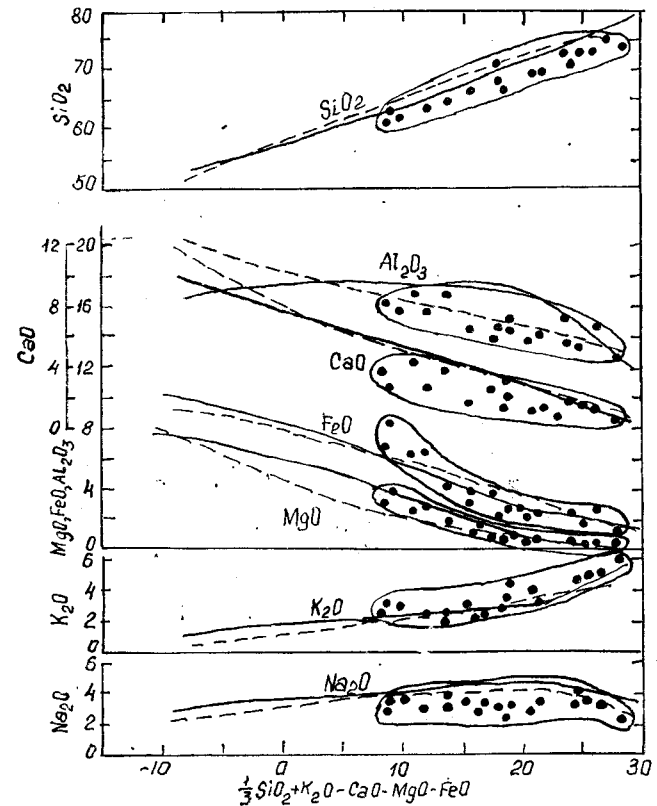


Рис. 5. Вариационная диаграмма, иллюстрирующая изменчивость химического состава ультраметаморфогенных гранитоидов каратегинского комплекса (поля фигуративных точек), состава кислых эффузивов Иеллоустонской провинции (сплошные линии) и глубинных пород батолита Нижней Калифорнии (пунктирные линии).

Таблица 2

Петрохимическая характеристика ультраметаморфогенных гранитоидов карагетинского метаморфического комплекса (мигматит-гранитовая формация)

Оксиды	Биотитовые граниты		Гранат-кордиеритовые граниты	
	$\bar{x}$	$\bar{x}_{0,95}$	$\bar{x}$	$\bar{x}_{0,95}$
SiO <sub>2</sub>	69,00	66,1—71,9	71,8	69,6—74,0
TiO <sub>2</sub>	0,38	0,36—0,40	0,36	0,31—0,41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,73	14,30—15,14	14,91	14,31—15,51
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,45	0,38—0,53	0,42	0,30—0,54
FeO	0,59	0,01—1,17	0,46	0,31—0,61
MnO	0,26	0,22—0,30	0,18	0,14—0,22
MgO	1,24	0,76—1,72	1,12	0,42—1,82
CaO	0,78	1,28—2,28	1,68	0,96—2,40
Na <sub>2</sub> O	3,05	2,87—3,23	3,26	2,85—3,67
K <sub>2</sub> O	4,17	3,71—4,61	4,32	3,42—5,22
<i>n</i>	18		21	

амфиболитовой фации. Они слагают небольшие по размерам (0,5—1 км<sup>2</sup>), часто зональные массивы. Ультраметаморфогенные гранитоиды рассматриваемого района отнесены к мигматит-гранитовой формации, по генезису подразделены на анатектические автохтонные, параавтохтонные и аллохтонные и представлены биотитовыми, гранат-биотит-кордиеритовыми и гранат-кордиеритовыми разновидностями [5]. Тренды изменчивости их химического состава хорошо коррелируются с трендами магматической дифференциации гранитоидов (рис. 5).

Результаты петрогеохимических исследований (табл. 2, 3) показывают, что основной тенденцией эволюции вещества гранитоидов Южного Тянь-Шаня на стадии формирования анатектических расплавов по законам эвтектического плавления является наследование состава исходного субстрата, в то время как стадия консолидации этих расплавов, сопровождавшаяся кристаллизационной дифференциацией, характеризовалась расширением круга рудогенных элементов, накапливавшихся в процессе дифференциации, и увеличением контрастности их распределения. Указанные закономерности отчетливо выражены на факторной диаграмме (рис. 6). Наследование состава исходного субстрата в процессе ультраметаморфогенного гранитообразования проявлено в перекрытии фигуративных полей состава субстрата и тех разновидностей ультраметаморфогенных гранитоидов, в которых процессы магматической (кристаллизационной) дифференциации проявлены крайне незначительно (тренд А). Изменение состава ультраметаморфогенных гранитоидов в процессе магматической дифференциации соответствует тренду Б,

Таблица 3

Геохимическая характеристика ультраметаморфогенных гранитоидов карагетинского метаморфического комплекса (мигматит-гранитовая формация)

Элементы	Биотитовые граниты		Гранат-кордиеритовые граниты	
	$\bar{x}$	$\bar{x}_{0,95}$	$\bar{x}$	$\bar{x}_{0,95}$
Ba	679	543—815	910	640—1180
Be	5,1	4,1—6,1	6,2	4,1—8,3
Cu	29	25—33	27	21—33
Co	10	8—12	9	8—10
Cr	82	69—95	48	41—55
Ga	28	25—31	31	28—34
Mn	355	316—394	286	202—368
Ni	50	45—55	32	25—39
Pb	31	24—38	40	33—47
Sn	5	3—7	11	9—13
Sr	185	156—214	258	201—312
Ti	3485	3080—3880	2081	1696—2466
Zn	95	86—104	98	76—120
Zr	258	224—292	218	182—254
V	69	60—78	52	40—65
Y	26	22—30	22	18—26
U	8	4—12	9	5—13
Th	68	57—79	98	88—100
<i>n</i>	33		30	

Примечание. Геохимическая характеристика дана по результатам полуквантитативного спектрального анализа, выполненного в лаборатории Таджикского ПГО.

вдоль которого происходит увеличение содержаний Th, Ba, Sr, Sn, Be, Ga, Cu и Pb. При этом в ранних дифференциатах (биотит-гранат-кордиеритовых гранитах) накапливались только Pb, Cu, Ga, тогда как в конечных (гранат-кордиеритовых гранитах) группа накопления дополняется Th, Ba, Sn, Sr, U, Be.

Наследование вещественного состава субстрата гранитоидами проявилось также и на минеральном уровне — в сходстве петрогенезиса субстрата и жильного материала, близком составе одноименных минералов, наличии в гранитоидах реликтовых минералов субстрата.

### Выводы

1. Намеченная ранее [2] ведущая тенденция изменения вещественного состава магматических пород от докембрия до мезозоя включительно, выражающаяся в увеличении кремнекислотности и калиевости гранитоидов от ранних этапов гранито-

образования к более поздним, подтверждается и уточняется данными по петрохимической эволюции ультраметаморфогенных гранитоидов Алданского щита.

2. Значимое накопление рудных элементов в процессе ультраметаморфогенного гранитообразования происходило на рег-

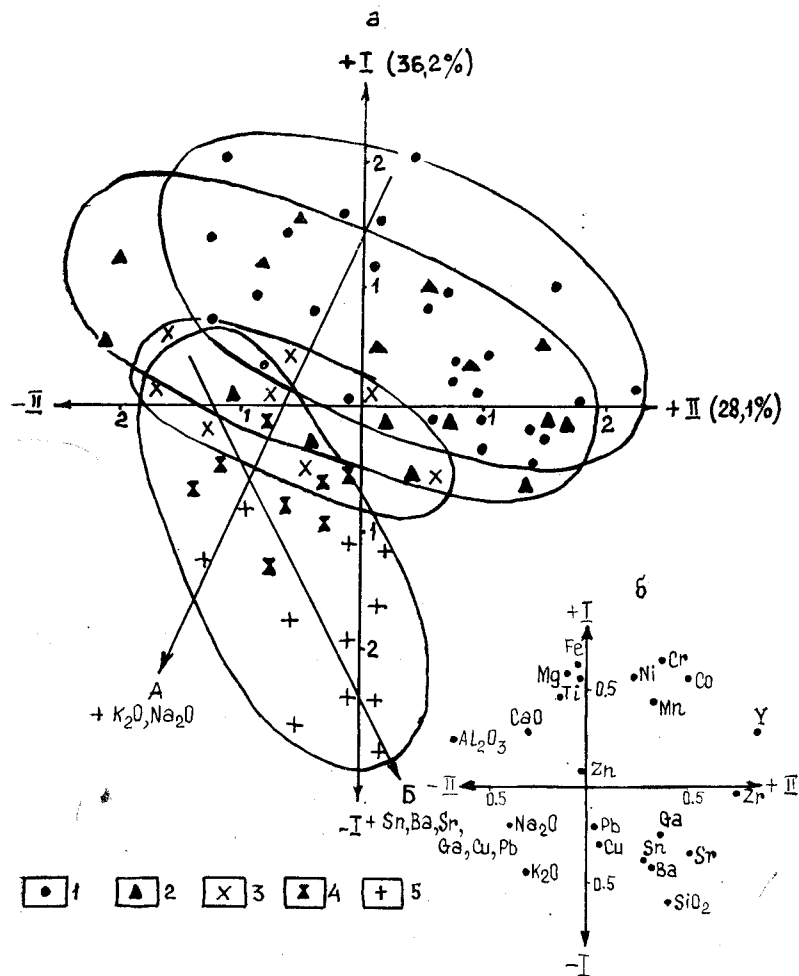


Рис. 6. Факторная компонентная диаграмма состава ультраметаморфогенных гранитоидов и субстрата фанерозоя каратегинского комплекса (а) и матрица факторных нагрузок на главные компоненты (б).

1 — гнейсы; 2 — мигматиты; 3—5 — ультраметаморфогенные гранитоиды: 3 — биотитовые, 4 — биотит-гранат-кордиеритовые, 5 — гранат-кордиеритовые. А — тренд, отражающий эволюцию вещества на стадии формирования ультраметаморфогенных расплавов; Б — тренд магматической дифференциации расплавов на стадии их консолидации. I, II — первая и вторая главные компоненты (в скобках указан вес главных компонент).

рессивной стадии эволюции гранитоидного расплава палингено-анатектической или палингено-метасоматической природы в процессе магматической дифференциации. В случае неоднократного развития процессов гранитообразования имела место тенденция последовательного увеличения степени дифференцированности ультраметаморфогенного расплава и соответственно контрастности распределения малых, в том числе и рудогенных, элементов в направлении от древних гранитоидов к более молодым.

Как следствие изложенной геохимической закономерности ультраметаморфогенного гранитообразования является вывод о более высокой потенциальной рудоносности зон и областей проявления наиболее молодых докембрийских гранитоидных формаций, завершающих ультраметаморфогенное гранитообразование в регионе. Рудоконцентрирующие процессы в областях фанерозойского гранитообразования пространственно и генетически также связаны с наиболее молодыми стадиями, завершающими рассматриваемые ультраметаморфогенные явления.

3. Наряду и параллельно с тенденцией направленной эволюции вещественного состава гранитоидов проявилось также и определенное наследование ими геохимических особенностей субстрата, независимо от формационной принадлежности гранитов и количества этапов и стадий мобилизации гранитоидного вещества. Указанная закономерность открывает возможности не только реконструкции первично-стратифицированных комплексов и серий докембрия, но также и геологического картирования докембрия в областях интенсивного проявления гранитизации и корреляции соответствующих серий по геохимическим данным, что особенно важно для прогнозной оценки территорий в отношении метаморфогенных и стратиформных месторождений.

4. Наряду с элементами определенного сходства в закономерностях докембрийского и фанерозойского ультраметаморфогенного гранитообразования имеются и принципиальные различия, заключающиеся в большей локальности проявления процессов гранитообразования в фанерозое, в меньшей длительности последних и, следовательно, в более узком по сравнению с докембрием спектре генетических и формационных типов гранитоидов, а также в существенно меньшем объеме вовлеченного в мобилизацию вещества.

#### Список литературы

1. Беляев Г. М., Рудник В. А. Формационно-генетические типы гранитоидов. Л., Недра, 1978.
2. Направленность петрохимической эволюции магматизма/В. А. Рудник, Г. М. Беляев, М. В. Богидасва и др.—Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1975, т. 241.

3. *Расчленение* и корреляция докембрия по геохимическим данным/В. А. Рудник, С. Д. Великославинский, В. Н. Верхало-Узкий, Э. В. Соболевич.— В кн.: Общие вопросы расчленения докембрия. Л., Наука, 1979.

4. *Рудник В. А.* Гранитообразование и формирование земной коры в докембрии. Л., Недра, 1975.

5. *Толмачева Е. В.* Термодинамические параметры метаморфизма карагетинского комплекса (Южный Тянь-Шань). Мат-лы V Всесоюз. петрограф. совещ. Т. 1. Алма-Ата, 1976.

УДК 552.163(571.56)

*В. И. Бергер, С. В. Малочков*

### РЕГИОНАЛЬНЫЙ ЗОНАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ ТЕРРИГЕННОГО КОМПЛЕКСА ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ

Верхояно-Колымская система мезозойд является одной из крупнейших терригенных геосинклинально-складчатых систем мира. Ее территория — более 500 тыс. км<sup>2</sup> — сложена песчано-глинистыми отложениями верхоянского геосинклинального комплекса, имеющего карбон-юрский возраст. Терригенные отложения, входящие в комплекс, картировались как чисто осадочные образования, без учета метаморфических преобразований. Это во многом определялось хорошей сохранностью пород, внешне выглядящих обычно как нормальные песчаники, алевролиты и т. п.

При изучении в 1974—1979 гг. региональных условий размещения золото-сурьмяных месторождений Восточной Якутии авторами в ряде рудных районов выявлен зеленосланцевый метаморфизм терригенных толщ. Установлена закономерная связь оруденения с наиболее низкотемпературной хлорит-серицит-карбонатной субфацией фации зеленых сланцев, подтвердившаяся как общая закономерность при сравнительном анализе других золото-сурьмяных провинций [2]. Метаморфические образования изучались с использованием петрографических коллекций Верхнеиндигирской экспедиции ЯТГУ. Составленные среднемасштабные и детальные карты метаморфической зональности охватывают территорию 30 тыс. км<sup>2</sup>.

Изучение метаморфизма терригенных толщ в мезозойдах Северо-Востока СССР начато М. Л. Гельманом, который в 1961 г. установил его влияние на размещение золото-кварцевого оруденения в Анойской зоне Чукотской системы. На основании совместных исследований с М. П. Крутоус в юго-восточной части Яно-Колымского пояса М. Л. Гельман пришел к выводу о распространении зеленосланцевого метаморфизма на всей его территории [6], что нашло отражение в ряде мелкомасштабных общих карт и схем.

В Южном Верхоянье Н. Г. Андриановым установлена линейная метаморфическая («околоразломная») зональность [1].

Центральная полоса представлена терригенными породами, метаморфизованными в ставролит-альмандиновой субфации амфиболитовой фации, краевые зоны зеленосланцевой фации несут главную массу золотопроявлений. Впоследствии к близким выводам о распространении метаморфизма и влиянии его на распределение золотого оруденения в Алла-Юньской зоне пришли И. М. Симанович, И. В. Кунаев и др.

**Метаморфические преобразования.** Терригенные породы верхоянского комплекса повсеместно несут признаки слабого метаморфизма, почти не распознаваемого визуально. Только на отдельных участках породы явно рассланцованы и переходят в «шелковистые» серицит-хлоритовые, биотитовые, графитовые сланцы.

Метаморфические минеральные новообразования составляют от 5 до 60 % объема пород. Видоизменениям в первую очередь подвергается пелитовая составляющая цемента пород. Первичный кремнисто-глинистый цемент в песчаниках и алевролитах практически нацело замещается минералами метаморфического парагенезиса. Среди них главными «индекс-минералами» являются андалузит и кордиерит, биотит (ранний зеленовато-коричневый и поздний красновато-коричневый), хлорит—рипидолит, магнезиально-железистый карбонат (доломит—анкерит). Серицит — сквозной минерал, он проходит через все зоны метаморфической зональности. Эпидот, цоизит, альбит представлены очень незначительно. За счет перекристаллизации кремнистой составляющей первичного цемента в метаморфизованных породах образуются скопления микрозернистого кварца. Метаморфогенные минералы образуют скопления с размером отдельных зерен 0,001—0,3 мм или порфиры (до 1,5 мм), представленные пакетами хлорита, серицита, биотита, а также карбоната. При интенсивном изменении замещение захватывает не только цемент, но частично и обломочную часть пород, приобретающих часто лепидобластовую или гранолепидобластовую структуру.

По главным метаморфическим парагенезисам устанавливается площадное распространение таких субфаций метаморфизма: 1) биотит-андалузитовой (кордиеритовой) субфации эпидот-амфиболитовой фации (в этот парагенезис входят также кварц, мусковит, калиевый полевой шпат, графит, пирротин); 2) биотит-хлоритовая субфация фации зеленых сланцев (второстепенные минералы — эпидот, альбит, пирротин, графит); 3) хлорит-серицитовая субфация (хлорит составляет до 60 % в метаморфическом парагенезисе, присутствуют графит, редко альбит); 4) хлорит-серицит-карбонатная субфация, с резким преобладанием серицита и карбоната над хлоритом, графитизацией углестого вещества, содержащегося в исходной породе.

Карбонат, являющийся типоморфным для наиболее низкотемпературной субфации, появляется в ней независимо от того,



какую часть разреза терригенной толщи она охватывает. Исходные породы характеризуются весьма слабой карбонатностью. Появление в них больших масс карбоната не может быть объяснено с позиций изохимического метаморфизма, что указывает на активное участие углекислоты в составе метаморфизирующих растворов. Можно предполагать, что давление  $\text{CO}_2$  было относительно невысоким, так как обеспечило кристаллизацию карбоната только в низкотемпературной зоне поля метаморфизма. Именно четкая пространственная обособленность метаморфического парагенезиса с участием карбоната позволила использовать последний в качестве индекс-минерала. У. Файф и др. [8] считают возможным и желательным выделение в таких условиях самостоятельных субфаций низких ступеней метаморфизма для карбонатсодержащих минеральных ассоциаций.

Периферические субфации — хлорит-серицитовая и хлорит-серицит-карбонатная — по составу минеральных парагенезисов близки к новообразованиям, связываемым с метагенезом терригенных отложений. Отчетливое секущее положение метаморфических зон по отношению к слоистости, независимость уровня и интенсивности метаморфизма от стратиграфического положения пород свидетельствуют о непричастности метагенеза к рассматриваемым преобразованиям. Во всяком случае, он полностью затухает метаморфизмом.

Метаморфическая зональность. Выделенные субфации метаморфизма образуют сложный поликонцентрический зональный узор. Зональность в каждом из центров носит прогрессивный характер с закономерной сменой относительно высоких ступеней метаморфизма в центральной зоне низкими ступенями по периферии. Ширина зон колеблется от первых десятков километров до сотен метров, они имеют прихотливую конфигурацию, редко прослеживаясь в форме выдержанных полос. Внешние зоны сливаются, образуя единое поле регионального зонального метаморфизма, отражающее, очевидно, структуру теплового потока в период инверсии и складчатости.

В метаморфических минеральных парагенезисах внутри зон устанавливаются неравновесные соотношения, выражающиеся в частичном замещении минералов более высоких ступеней метаморфизма минералами низких ступеней: эпидот и биотит замещаются хлоритом, хлорит — серицитом, хлорит и серицит — карбонатом. Эти замещения отвечают регрессивной тенденции стадии затухания зонального метаморфизма. Они не интенсивны, проявлены локально и не затрагивают общего рисунка прогрессивной метаморфической зональности. Местами они, видимо, приводят к некоторому расширению зон низких субфаций.

На уменьшенном варианте карты зонального метаморфизма одного из районов Верхояно-Колымской системы, приведенной на рис. 1, показаны границы блоков пологих дислокаций и зон интенсивной линейной складчатости, являющихся главными ре-

гиональными складчатыми элементами системы [2]. Зоны, отвечающие высоким ступеням метаморфизма, тяготеют, как и гранитоиды, к сиалическим блокам пологих дислокаций. Это заключение иллюстрируется распределением площадей зон (таблица).

Метаморфические зоны пересекают границы структурных элементов. Интенсивность метаморфических преобразований не зависит от напряженности складчатости. В зонах смятия и расланцевания на метаморфические породы накладывается сланцеватость, не меняющая состава метаморфических парагенезисов и очертаний зон.

Указанные соотношения отвечают общему выводу Г. Винклера [4] о развитии динамотермального метаморфизма вслед за образованием региональных складчатых структур, продлении метаморфической перекристаллизации после складчатости («в посторогенное время»).

Метаморфические купола. Распределение метаморфических зон фиксирует положение термальных куполов, в ядрах которых находятся биотит-андалузитовая и биотит-хлоритовая субфации. Они распространены в виде отдельных, чаще всего изометричных пятен на общем фоне хлорит-серицитовой субфации, занимающей около 50 % всей площади. Купола имеют округлую (2, а) или несколько удлиненную (рис. 2, в) форму и диаметр до 50 км. Они окружены внешней хлорит-серицит-карбонатной зоной, распадающейся на отдельные фрагменты в сильно эродированных куполах (рис. 2, б).

В районе, охваченном картой (рис. 1), выделен 31 метаморфический купол. Только пять, наименее значительных, располагаются в пределах зон интенсивной складчатости. Главная масса куполов сосредоточена в блоках пологих дислокаций. Ядра многих куполов проткнуты позднемезозойскими гранитоидными интрузиями. Обычно такие интродуцированные гранитами купола имеют антиклинальное строение — более древние породы как бы вздернуты по контактам интрузий. Слабо эродированным куполам с биотит-хлоритовым ядром часто отвечают широкие блюдцеобразные пологие синклинали — просадки. Подобный купол из центральной части Адыча-Эльгинского блока пологих дислокаций показан на рис. 2, а.

Метаморфические купола не обнаруживают связей с зонами разломов, в их размещении отсутствует линейность. Это роднит их с гранито-гнейсовыми куполами докембрийских и фанерозойских складчатых областей, которые, по Т. Г. Павловой [7], характеризуются неупорядоченным, нелинейным пространственным распределением. Особенности размещения метаморфических куполов в гранитизированных блоках пологих дислокаций вне связи с региональными разломами, закономерное положение в куполах гранитных батолитов позволяют квалифицировать региональный зональный метаморфизм как плутонический, по

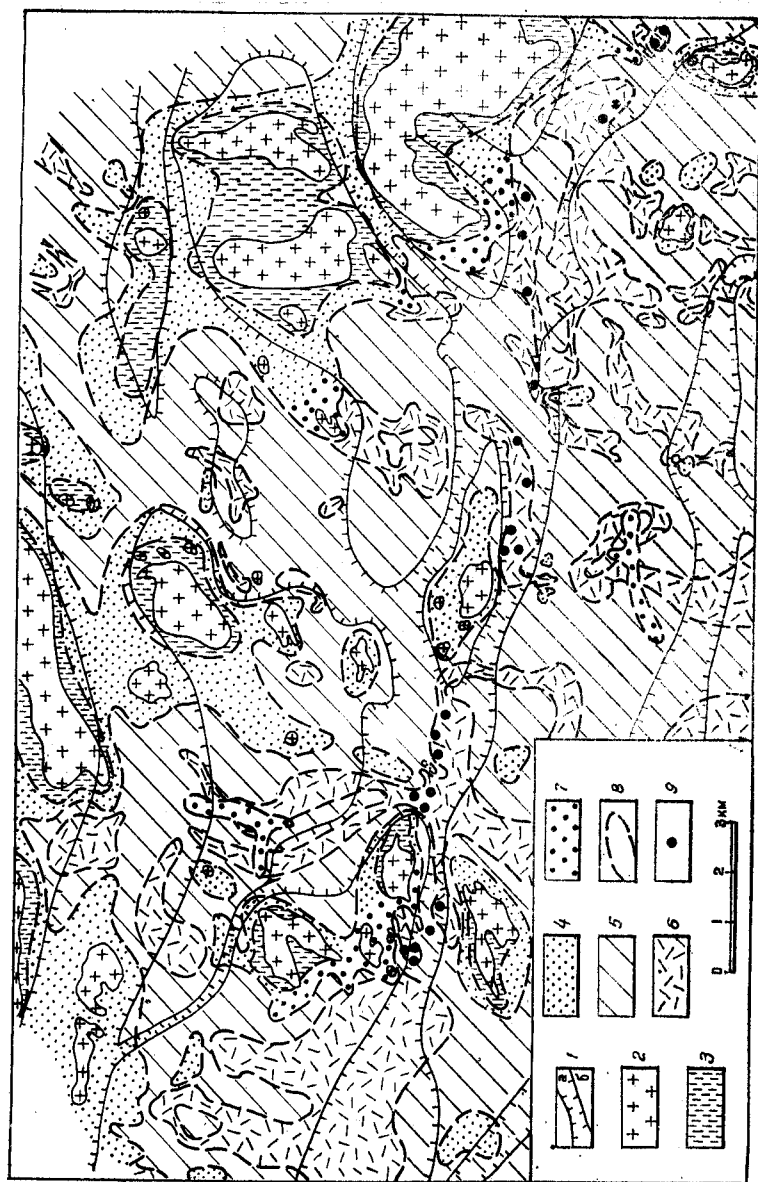


Рис. 1. Карта регионального зонального метаморфизма терригенных отложений верхоянского комплекса одного из районов Восточной Якутии.

1 — зоны интенсивной складчатости (а), разделяющие блоки пологих дислокаций (б); 2 — позднемезозойские гранитоиды; 3—6 — метаморфические зоны: 3 — биотит-андалузитовая (кордиеритовая), 4 — биотит-хлоритовая, 5 — хлорит-серицитовая, 6 — хлорит-серицит-карбонатная; 7 — ореолы контактного метаморфизма (наложенная биотитизация); 8 — границы метаморфических зон; 9 — проявления золото-сульфурного оруденения.

### Распределение метаморфических зон в главных структурных элементах Верхнеиндигирского района

Площадь	Блоки пологих дислокаций	Зоны интенсивной складчатости
Общая (в рамках карты — рис. 1), км <sup>2</sup>	15 000	9 500
Относительная, %:		
Метаморфические зоны:		
биотит-андалузитовая	10,0	2,8
биотит-хлоритовая	20,8	17,3
хлорит-серицитовая	43,6	52,9
хлорит-серицит-карбонатная	15,9	24,5
Гранитоиды	12,7	2,5

Х. Риду, или «инверсионный полифациальный», по Б. Я. Хоревой [9]. Связь батолитов с метаморфическими куполами определяется, очевидно, длительным действием интенсивного теплового потока, сфокусировавшегося, как это ни парадоксально, не в межблоковых зонах смятия, а в синклинальных блоках — микрократонах, подвергшихся гранитизации.

В ряде участков экзоконтактовые ореолы ороговикования, сопровождающие интрузии гранитоидов, наложены на зоны регионального метаморфизма. Минералы метаморфических парагенезисов при этом замещаются кордиеритом, андалузитом и особенно широко — поздним красновато-коричневым биотитом. Такие соотношения выглядят наиболее убедительно при замещении наложенным биотитом карбоната периферической хлорит-серицит-карбонатной субфации. Выделяются два вида проявлений наложенной биотитизации:

1. В большинстве случаев наложенная биотитизация развивается унаследованно вокруг ядер метаморфических куполов, интродуцированных гранитоидами, наступая фронтально на метаморфические зоны разных субфаций. Такой «фронт» наложенной биотитизации изображен на рис. 3, а, б. На рис. 3, б показан «фронт», двигавшийся к западу от крупнейшего Нельканского батолита и частично поглотивший рудоносную хлорит-серицит-карбонатную метаморфическую зону.

2. Вытянутые ореолы биотитизации секут метаморфические зоны, отмечая положение нескрытых трещинных гранитных интрузий, иногда выявляемых геофизически (рис. 3, в). Эти линейные ореолы резко нарушают общий план зонального метаморфизма и, вероятно, отвечают наиболее позднему (постбатолитовым — орогенным) интрузиям.

Данные о строении метаморфических куполов говорят о длительном и сложном пути их формирования в связи с единым гранитно-метаморфическим процессом, протекавшим в позднем мезозое. Длительность этого процесса, очевидно, сопоставима с

временем развития полихронного гранитоидного магматизма в Верхояно-Колымской системе, оцениваемым по радиологическим данным примерно в 100 млн. лет. Гранитно-метаморфический процесс может быть разделен на две главные стадии:

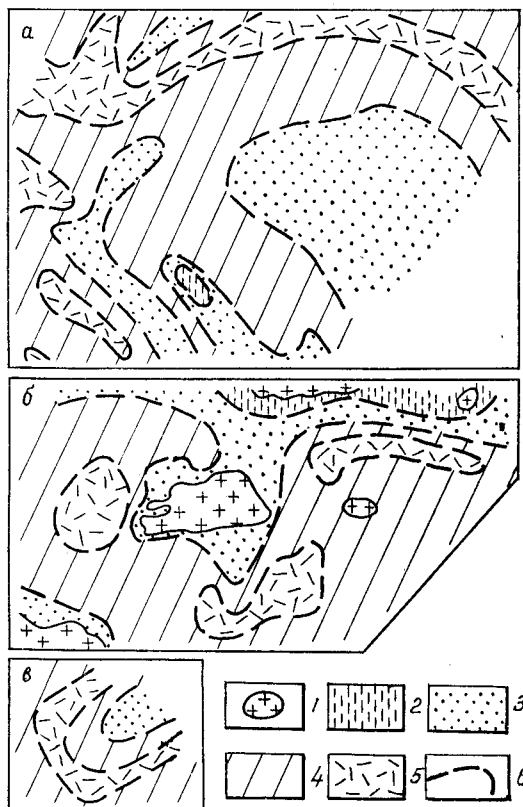


Рис. 2. Метаморфические купола в породах верхоянского терригенного комплекса.

1 — позднемезозойские гранитоиды; 2—5 — метаморфические зоны: 2 — биотит-андалузитовая (жордиеритовая), 3 — биотит-хлоритовая, 4 — хлорит-серицитовая, 5 — хлорит-серицит-карбонатная; 6 — границы метаморфических зон.

I — прогрессивный зональный метаморфизм с образованием термальных куполов над очагами вероятного палингенеза и гранитообразования. В некоторых глубоко эродированных куполах гранитные ядра несут черты формирования на месте, путем «магматического замещения» и, возможно, отвечают верхним частям таких очагов, вскрытым эрозией;

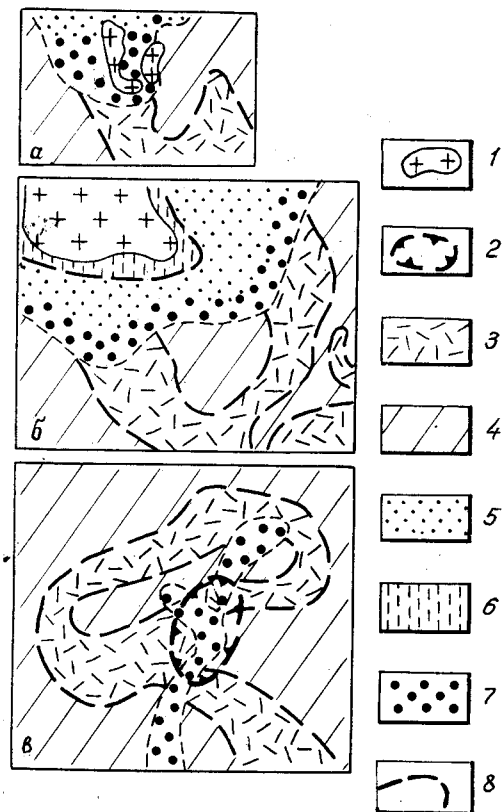


Рис. 3. Соотношение ореолов наложенной биотитизации с зонами регионального метаморфизма.

1 — позднемезозойские гранитоиды; 2 — нескрытая гранитная интрузия по геофизическим данным; 3—6 — метаморфические зоны: 3 — хлорит-серицит-карбонатная, 4 — хлорит-серицитовая, 5 — биотит-хлоритовая, 6 — биотит-андалузитовая (жордиеритовая); 7 — ореолы контактового метаморфизма (наложение поздней биотитизации на хлорит-серицит-карбонатную субфацию зонального метаморфизма); 8 — границы метаморфических зон.

II — многократное интродуирование в метаморфические купола гранитоидов с образованием крупных многофазных гранитных плутонов, разрастанием ядерных зон куполов, с наложением ореолов контактовой биотитизации на региональную метаморфическую зональность.

Соотношение метаморфизма и золото-сурьмяного оруденения. Проявления золото-антимонитовой березитовой формации занимают закономерное положение в региональной метаморфической зональности, будучи приурочены

к периферической хлорит-серицит-карбонатной субфации. Участки распространения этой субфации вмещают в пределах региональных рудоконтролирующих зон смятия 97% золото-сурьмяных проявлений (рис. 1). При этом последние входят в ряды зональности золото-кварцевых месторождений, располагающихся упорядоченно по отношению к позднемезозойским гранитоидам,

## Выводы

1. В терригенных толщах верхоянского геосинклинального комплекса установлен региональный зональный метаморфизм с закономерной сменой субфаций от центральных частей куполов к их периферии: биотит-андалузитовой (кордиеритовой), биотит-серицит-хлоритовой, хлорит-серицитовой и хлорит-серицит-карбонатной.

2. Узор метаморфической зональности независим от простирания и интенсивности складчатых и разрывных дислокаций. Большинство метаморфических куполов, как и гранитоидных интрузий, размещается в сиалических блоках пологой складчатости и распределяется нелинейно.

3. Метаморфические купола являются продуктом длительно-гранитно-метаморфического процесса, соизмеримого со временем полихронного гранитоидного магматизма в позднем мезозое (около 100 млн. лет). Их формирование распадается на две стадии: I — развитие региональной метаморфической зональности, II — интродуирование в купола гранитоидов и развитие контактовых ореолов наложенной биотитизации.

4. Золото-антимонитовые проявления приурочены к наиболее низкотемпературной периферической хлорит-серицит-карбонатной субфации регионального зонального метаморфизма и имеют, вероятно, метаморфогенно-гидротермальное происхождение. Их возрастная позиция по отношению к метаморфическим образованиям определяется термальным метаморфизмом руд в ореолах контактовой биотитизации II стадии формирования куполов.

5. Устойчивый характер связи оруденения с региональным зональным метаморфизмом позволяет использовать его в качестве одного из критериев прогноза и поисков месторождений золото-антимонитовой березитовой формации.

## Список литературы

1. Андрианов Н. Г. О взаимоотношении процессов метаморфизма и золоторудной минерализации в Южно-Верхоянском синклинии.— Докл. АН СССР, 1973, 211, № 2.
2. Бергер В. И. Сурьмяные месторождения (закономерности размещения и критерии прогнозирования). Л., Недра, 1978.
3. Билибина Ю. А. О возрасте некоторых золоторудных месторождений Кольмского района.— Сов. геология, 1940, № 5—6.
4. Винклер Г. Г. Ф. Генезис метаморфических пород. М., Недра, 1979.
5. Гавриков С. И. О возрасте и связи золотого и редкометалльно-золотого оруденения с некоторыми мезозойскими гранитоидами Верхнеиндигирского рудного района.— Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1967, т. 135.
6. Гельман М. Л. О роли регионального метаморфизма в золотом оруденении Северо-Востока СССР.— Докл. АН СССР, 1976, 230, № 6.
7. Павлова Т. Г. Гранито-гнейсовые купола и их развитие во времени.— Геотектоника, 1972, № 4.

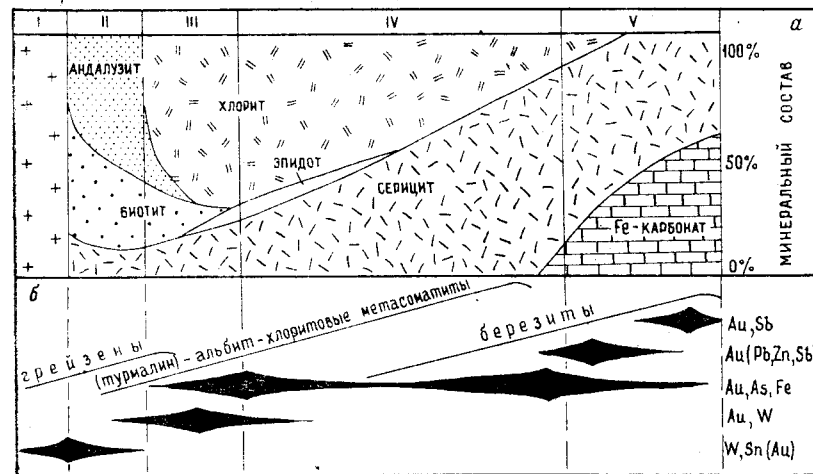


Рис. 4. Состав метаморфических зон (а), изменение состава гидротермальных метасоматитов и оруденения в метаморфических зонах (б).

I — позднемезозойские гранитоиды; II—V — метаморфические зоны: II — биотит-андалузитовая (кордиеритовая), III — биотит-хлоритовая, IV — хлорит-серицитовая, V — хлорит-серицит-карбонатная.

что было отмечено С. И. Гавриковым [5]. В. И. Бергером [2] установлено, что золоторудная зональность коррелируется с метаморфической зональностью: золото-редкометалльные проявления тяготеют к внутренним зонам куполов, золото-сульфоантимонитовые и золото-антимонитовые — к внешним (рис. 4).

Закономерное положение золото-сурьмяных проявлений в метаморфической зональности позволило высказать гипотезу об их метаморфогенно-гидротермальном происхождении. Формирование месторождений относится, видимо, к конечному периоду I этапа гранитно-метаморфического процесса, ко времени проявления регрессивной метаморфической тенденции. Это подтверждается данными о термальном метаморфизме золото-сурьмяных руд в ореолах контактового ороговикования, отвечающих II этапу, с замещением пирита пирротинном, антимонита самородной сурьмой, бертьеритом и др., хлорита биотитом и т. д. [2]. Приведенные данные параллелизуются с наблюдениями Ю. А. Билибина [3] по термальному метаморфизму золото-кварцевых жил «добатолитового» комплекса вблизи гранитоидов Яно-Колымского пояса.

8. *Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж.* Метаморфические реакции и метаморфические фации. М., Изд-во иностр. лит., 1962.

9. *Хорева Б. Я.* Критерии расчленения и генезис метаморфических и гранитоидных ультраметаморфических комплексов. Л., Недра, 1978.

УДК 551.243 : 551.72(470.21/.22)

*М. А. Черноморский, В. И. Васильева, В. В. Донских*

### О ПРИРОДЕ КУПОЛОВИДНЫХ СТРУКТУР ДОКЕМБРИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ШИТА

Куполовидные формы, или гранито-гнейсовые купола, в настоящее время признаются характерными структурными элементами докембрийских метаморфических комплексов в пределах древних щитов и выступов основания складчатых областей.

Анализ состояния проблемы изученности гранито-гнейсовых куполов обнаруживает большую противоречивость в суждениях об их природе, характеризующуюся наличием взаимоисключающих концепций, исходящих из представлений о каком-то определенном, однотипном их генезисе. В этой связи нужно отметить как главенствующую традиционную «реоморфическую» гипотезу, признающую преимущественно диапировый механизм конечным способом образования куполовидных структур [7], а также блоковую, базирующуюся на идее штампового механизма куполообразования [4] в результате воздымания глыб древнего фундамента. Исследования авторов приводят к заключению, что обе эти концепции являются вполне реалистичными и даже иногда могут взаимно дополнять одна другую. Кроме того, в итоге изучения северо-запада Кольского полуострова В. И. Васильевой и В. В. Донских в 1978 г. был впервые выделен еще один, третий, генетический тип древних куполовидных структур, связанных с протобулканической деятельностью. Таким образом, выявляется большая разнородность (гетерогенность) куполовидных форм, и в частности их полигенетичность, выраженная в том, что в процессе формирования одного объекта-купола так или иначе совмещаются различные механизмы образования. Следует добавить, что в известной классификации куполовидных форм Л. И. Салопа [7], для разделения которых были использованы в основном вещественные признаки (гранито-гнейсовые, гнейсовые и прочие купола), уже была заложена идея разнородности описываемых структур — наличие так называемых гранулитовых куполов блоковой природы, хотя при этом резко завышалась роль гранитного диапиризма и проигрывалось значение иных путей их образования.

Основными участками работ авторов являлись Северное Приладожье и северо-запад Кольского полуострова.

Северное Приладожье. В этом районе П. Эскола в 40-х гг. были выделены так называемые окаймленные гнейсовые купола, характерной особенностью которых считалось, во-пер-

вых, присутствие в их ядрах переработанных блоков архейского фундамента, которые окружены породами сортавальской и ладожской серий нижнего—среднего протерозоя, и, во-вторых, диапировый генезис, обусловленный воздействием ремобилизованного материала фундамента в виде высокоподвижных гранитоидных масс. Однако позднее геологи группы Н. Г. Судовикова [2] пришли к выводам о преимущественно складчато-глыбовой природе куполовидных поднятий, которые в результате совместной деформации ядер и обрамления приобрели наложенную структурную конформность.

Наши работы базируются в основном на материалах по двум крупнейшим в районе куполовидным структурам — Коккасальской [9] и Кирьяволахтинской, имеющим при определенном сходстве различия в строении и развитии и характеризующим две группы поднятий: Питкярантскую (восточную) и Сортальскую (западную) [10, рис. 1].

Методологической основой работ являлось детальное изучение ядерных частей куполовидных форм (включая отчасти и обрамление) с выяснением закономерностей их вещественно-структурной эволюции. Результаты применения структурного анализа показывают, что структуры района в целом сформировались в течение четырех этапов деформации, проявившихся на его площади неравноценно как по вертикали, так и по латерали. Наибольшее значение приобрели первые три и особенно II этап, приближающийся по возрасту к главной фазе свекофенской складчатости или, по Л. И. Салопа [8], к карельскому диастрофизму. Все они относятся к группе «постладожских» деформаций, следы более ранних движений отмечаются лишь гипотетически.

На I этапе были образованы сжатые складки малой амплитуды с субгоризонтальными осевыми плоскостями, в дальнейшем при искривлении получившими субширотное простирание. Движениями II, главного по своей значимости этапа сформировались структуры субмеридионального плана, в полной мере проявившиеся в восточной части района. Складки III этапа имеют запад-северо-западное простирание осей и более развиты в западной группе поднятий. На IV этапе возникли в основном трещины субмеридионального простирания, залеченные дайками диабазов и порфиринов.

По существующим представлениям, в ядрах куполов Северного Приладожья выходит переработанный фундамент карелид, состоящий из гранито-гнейсов [2] или амфиболитов и гнейсов ялонварской серии [8].

*Кирьяволахтинская структура* [10, рис. 1] вытянута длиной осью на 20 км к запад-северо-западу при ширине в 8—9 км. В ограничениях ее ядра главную роль играют разрывы и надвиги, реликтовые стратиграфические контакты наблюдаются в юго-западной части. В пределах ядра значительно развиты ро-

зовые массивные, реже гнейсовидные автохтонные граниты, связанные с вмещающими породами постепенными, нередко дисконформными соотношениями и содержащие останцы (скиалиты) субстрата в виде пропластков и линз биотитовых гнейсов и амфиболитов. Расположение гранитов незакономерное (азональное). Вмещающие негранитизированные породы обнаруживаются в западном и восточном флангах ядра и представлены серыми, иногда слабо гнейсовидными метапорфиритами с реликтами порфировой или афанитовой структуры. Метапорфириты связаны с калиевыми гранитами постепенными переходами с образованием ряда гранитизированных пород (метапорфириты — гнейсы — граниты). При этом происходит все большее сгущение порфиробласт микроклина (при слабом развитии сланцеватости в средней части ядра). На участках большего развития сланцеватости породы приобретают облик не порфиробластических, а ленточных, полосчатых мигматитов, в которых сгущение полосок лейкосомы также приводит к появлению гомогенизированных гранитов. Процессы мигматизации связаны с дайками пегматоидных гранитов, относящимися к последним ступеням вещественно-структурной шкалы (трещины IV, отчасти III этапов деформации).

Существенную роль в строении ядра играют амфиболиты (в основном второй генерации), являющиеся здесь единственно реальными геологическими телами с четкими контактами. Они слагают силлоподобные «пласты» различной (иногда до 10—15 м) мощности, расположенные преимущественно согласно сланцеватости пород, т. е. вдоль осевых плоскостей ранних складок. В западной, ненарушенной, части ядра ортоамфиболиты в зависимости от рельефа картируются в виде широких полос и пятен, восточнее они вместе с вмещающими породами наклонены к югу и выходят в виде линейных тел, не вовлеченных в деформации II и III этапов, которые проявлены здесь сравнительно слабо. Гнейсы в зоне экзоконтакта испытывают «бронирующее» влияние амфиболитов и также не подвергнуты деформациям II этапа.

Непосредственное обрамление Кирьяволахтинского выступа представлено метаморфизованными от амфиболитовой (с юга) до зеленосланцевой (с севера) фации вулканогенно-осадочными породами сортавальской серии, в нижних частях которой встречаются линзы мраморов, черных сланцев и пластовые тела амфиболитизированных габброидов.

II и III этапы деформации проявились на рассматриваемой площади угнетенно и не обеспечили рост антиклинали в ядре Кирьяволахтинского и других поднятий западной группы. При этом оси складок II этапа ориентированы субмеридионально, т. е. почти вкрест длинной оси Кирьяволахтинской структуры. Все это подчеркивает известную структурную автономность ее ядра по отношению к обрамлению, и если учитывать преиму-

щественное развитие дизъюнктивов в его ограничениях, то поднятие в целом можно квалифицировать как блок-антиклиналь. Окончательное ее оформление связано с движениями III этапа деформации, что привело к периклинальному подвороту сланцеватости гнейсов в периферических частях ядра согласно обрамлению. Тогда же произошло надвигание блока к северо-северо-востоку на породы сортавальской серии. С III этапом деформации рядом исследователей связывается время становления прогрессивной метаморфической зональности Северного Приладожья [3].

*Коккасельская структура* [9, рис. 1] восточной группы поднятий по своей величине соизмерима с Кирьяволахтинской, но длинной своей осью вытянута субмеридионально, соответственно направлениям II этапа деформаций, и имеет форму неправильного овала. В составе ее ядра также широко и бессистемно развиты автохтонные розовые, но более гнейсовидные микроклиновые граниты, гранитизированные биотитовые гнейсы и пластовые дайки ортоамфиболитов линейной формы, которые активно вовлечены в движения II этапа. При этом амфиболиты являются как бы маркирующими для структур II этапа, в центральной части выступа ими обрисовываются более открытые складки, поскольку влияние тангенциальных давлений здесь закономерно снижается. Кроме перечисленных пород наблюдаются небольшие участки сложно деформированных серых олигоклазовых гнейсо-гранитов, которые сопоставляются с древними гранитоидами фундамента [6]. Становление Коккасельской структуры относится ко II этапу деформации, когда образовались разнорядковые и различные по морфологии (от сжатых до открытых) складки с преимущественно субмеридиональным простиранием линейных элементов. Тогда же произошло окончательное оформление периклинально-концентрической ориентировки тектур пород, не всегда совпадающей с контактами последних.

Таким образом, морфологически Коккасельская структура представляет собой куполовидную антиформную складку, образовавшуюся в результате совместной деформации ядра и обрамления с возникновением наложенной структурной конформности. При этом ось ядра купола расположена вкрест направлений осевых плоскостей реликтовых сжатых складок I этапа.

Изложенный материал свидетельствует о том, что две описанные выше куполовидные структуры различаются степенью вещественно-текстурной переработки и характеризуют разные уровни эрозионного среза, повышающегося с востока на запад. В западной группе поднятий деформации II и III этапов проявились слабее и не привели к росту антиклиналей в их ядрах. Здесь в большей мере сохраняется структурная автономность ядер, в результате чего они обнаруживают более отчетливое глыбовое происхождение. В восточной группе поднятий интенсивные движения II этапа привели к оформлению крупных ан-

тиклиналей в силу возникновения наложенной структурной конформности ядер и обрамления. Это придает структурам в целом более куполовидный облик и позволяет относить их к формам блоково-купольным, но не к диапироидам, поскольку в их ядрах отсутствуют высокообильные массы гранитоидов. Однако, хотя эрозионные срезы Северного Приладожья и не достигают уровня фронта реоморфизма, на формировании блоково-купольных структур в известной мере сказывается увеличение объема субстрата ядер при гранитизации, что придает им полигенетический характер.

Изучение особенностей строения куполовидных структур северо-запада Кольского полуострова позволило установить вулcano-тектоническую их природу.

Исследованная территория характеризуется блоковым строением, причем крупные блоки отличаются как составом слагающих их пород, так и особенностями метаморфизма и размещения в их пределах магматических образований. В прибрежной зоне Баренцева моря выделяются крупные овальные структуры губы Амбарной, губы Малой Волоковой, хр. Муста-Тунтури и Ара-Губская структура (схема). Они развиваются на фоне, по-видимому, более ранних линейных зон северо-западного направления, которые дешифрируются среди гранитизированных образований Западно-Мурманского блока и выявляются протяженными дайкообразными телами габбро-диоритов (и амфиболитов). Более определенно это устанавливается в пределах Ура-Губской куполовидной структуры, где линейно вытянутые дайки амфиболитов срезаются кольцевыми разломами, обособляющими ее ядерную часть. Куполовидные структуры, развитые в пределах расположенного юго-западнее Титовско-Суормусьярвинского протовулканического грабена, отделены крупными тектоническими швами от гранитизированных пород Западно-Мурманского блока, а с юга — от гнейсов кольской серии. Вдоль бортов грабена развиты мощные зоны (до 1 км) бластомилонитов и амфиболитизированных габбро и диабазов. Состав пород, слагающих грабен, существенно различен: это в основном амфибол-биотитовые и эпидото-биотитовые гнейсы, образованные, по-видимому, за счет вулканогенных пород.

Собственно-куполовидные структуры как в пределах Западно-Мурманского блока, так и внутри линейного Титовско-Суормусьярвинского грабена (Титовские, Суормусьярвинская и др.) маркируются прежде всего овальным или полуовальным расположением тел амфиболитов, часть которых трассирует крутые кольцевые центральнонаправленные разломы.

Наименее деформированной является Старотитовская структура, в ядре которой вскрываются плагиомикроклиновые граниты с полого периклинальной пластовой отдельностью. Контакт гранитов крутопадающий. Пологолежащие амфиболиты сохраняются в виде эрозионных останцов кровли гранитов и покровов

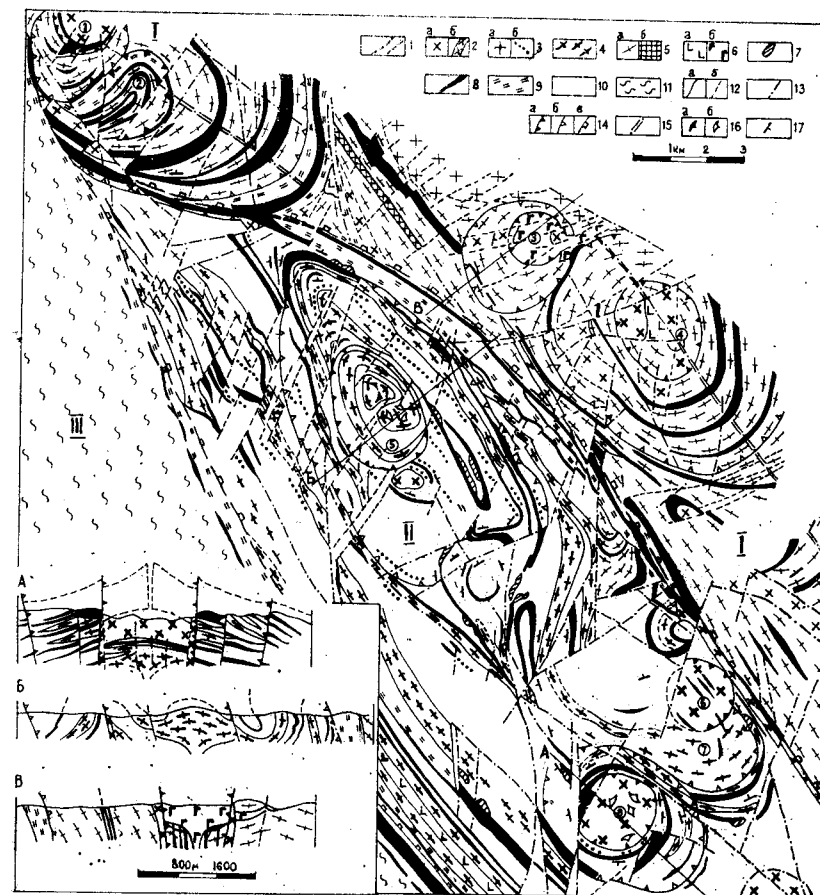


Схема геологического строения междуречья Печенги—Титовки. Составили В. И. Васильева и В. В. Донских с использованием материалов В. Ф. Николаева, М. А. Черноморского, А. Н. Большой, И. А. Самининой, 1978 г.

1 — дайки диабазов, габбро-диабазов; 2 — микроклиновые граниты (а), дайки гранитов (б); 3 — плагиомикроклиновые граниты (а), зоны мигматизации (б); 4 — плагиограниты, гранодиориты, частично микроклинизированные; 5 — гнейсо-гранодиориты, гнейсо-плагиограниты (а), гнейсо-диориты (б); 6 — габбро, габбро-диориты (а), габбро-амфиболиты (б); 7 — гипербазиты; 8 — амфиболиты; 9 — бластомилониты; 10 — ортогнейсы: эпидото-биотитовые, амфибол-биотитовые, биотитовые; 11 — гнейсы кольской серии; 12 — геологические границы (а — прослеженные, б — предполагаемые); 13 — поствулканические разрывные нарушения; 14 — синвулканические разломы протовулканических структур, трассирующиеся дайками гранитов, гнейсо-гранодиорит-порфиров, габбро-диабазов и амфиболитов: а, б — кольцевые (а — внутренне, б — внешне), в — линейные; 15 — предполагаемые древние тектонические швы фундамента; 16 — плоскостные тексты (а — гнейсовидность, б — отдельность); 17 — полосчатость.

I — Западно-Мурманский блок; II — Титовско-Суормусьярвинский грабен; III — Центральный блок (гнейсов кольской серии).

1—8 (цифры на схеме) — протовулканические кольцевые структуры: 1 — губы Амбарной, 2 — губы Малой Волоковой, 3 — хр. Муста-Тунтури, 4 — хр. Восточного Муста-Тунтури, 5 — Суормусьярвинская, 6 — Новотитовская, 7 — Среднетитовская, 8 — Старотитовская.

Разрезы протовулканических структур: А — Старотитовской, Б — Суормусьярвинской, В — хр. Муста-Тунтури.

в пределах зоны экзоконтакта. Куполовидное строение Старотитовской структуры подчеркивается кольцевым расположением силлоподобных, более круто падающих по сравнению с покровными тел амфиболитов, согласно залегающих среди биотитовых гнейсов в виде гряд-куэст, пологие склоны которых соответствуют периклиальному падению гнейсовой толщи, окаймляющей центральное гранитное тело. Соотношение пологолежащих амфиболитов с более крутыми силлоподобными телами, а также особенности их внутреннего строения позволяют считать первые протовулканическими покровами основного состава, вторые — их субвулканической фацией, а кольцевые разломы, ограничивающие ядерную и периферическую части структуры, — бортами протокальдер. В целом центральная часть Старотитовской структуры ранее, очевидно, представляла собой вершинную кальдеру древнего вулкана, борт которой фиксируется подводящей кольцевой дайкой гранита. Граниты ядерной части купола заняли пространство (полость отслоения) между основанием вулканической постройки и ее фундаментом, образовав тело арочной формы в центре кальдеры (см. схему, А).

*Суормусъярвинская структура* деформирована согласно общему плану грабена и запрокинута к юго-западу. Ядро ее сложено плагиогранитами, полагая отдельность которых воссоздает куполовидное строение кровли центрального тела, что наряду с согласными контактами краевых тел позволяет предполагать лакколитообразную форму гранитного массива в целом. Наряду с отдельностью граниты обнаруживают наложенную гнейсовидность. Для гранитных тел, окружающих центральный массив, характерны крутые падения кливажа и гнейсовидности. Поведение контактов лакколита, большей частью согласных с вмещающими гнейсами, позволяет предположить, что дугообразное расположение гранитных тел вокруг центрального куполовидного массива того же состава возникло при обращении залегания краевых частей лакколита в процессе его проседания по кольцевому разлому (см. схему, Б). Последний залечен дайкой гранодиорит-порфира и обособляет центральную часть структуры в пределах развития толщи мигматизированных биотитовых гнейсов. Периферическая (приподнятая) часть постройки протовулкана сложена преимущественно амфибол-биотитовыми гнейсами с многочисленными силлами амфиболитов, которые в виде согласных крутопадающих тел участвуют в складчатости и образуют опрокинутые кольцевые синклинали по периферии структуры, где с ними тесно ассоциируют гипербазиты. Интрузии гипербазитов внедрились, по-видимому, в обращенную часть протовулканической постройки по внешним кольцевым разломам, ограничивающим прикальдерные центриклинали.

Сходное строение имеет *Урагубская структура*, отличающаяся от Суормусъярвинской лишь большей глубиной эрозионного среза, на котором вскрываются гранито-гнейсы основания

постройки и кольцевые тела (дайки) амфиболитов непосредственно в экзоконтакте гранита. Кольцевой разлом в основании протовулканической постройки срезает линейные тела амфиболитов. Периферическая часть купола сложена гранито-гнейсами, содержащими в различной мере гранитизированный субстрат.

Структуры *хр. Муста-Тунтури* и *губы Малой Волоковой* представляют еще более глубокие срезы протовулканических структур в пределах Западно-Мурманского блока, где дайкообразные тела амфиболитов обнаруживают крутое (очевидно, с запрокидыванием юго-западного крыла) центриклинальное залегание. Ядерные части структур *хр. Муста-Тунтури* представлены лополитами габбро-амфиболитов и штоками габброидов. Контакт лополитообразного тела проходит по кольцевому разлому, падающему к центру под углом около 50°. Этот разлом, частично залеченный микроклиновыми гранитами, четко выявляется на аэрофотоснимках (см. схему, В).

Рассмотренные куполовидные структуры характеризуются некоторыми общими чертами строения. Это прежде всего постоянное развитие среди метаморфических толщ ортоамфиболитов. Последними практически всегда маркируются эти структуры, в связи с чем их можно называть амфиболито-гнейсовыми (или гранито-амфиболито-гнейсовыми) куполами. Наиболее важным является различие форм залегания амфиболитов (силлы, дайки, лополиты, возможно покровы) и закономерное пространственное распределение их в пределах куполовидных структур: силлы — внутри, кольцевые дайкообразные интрузии — преимущественно по их периферии, преобладание даек, лополитов (и лакколитов) на нижних, силлов — на верхних уровнях и сохранение покровов в случае глубокого опускания толщ вдоль кольцевых разломов. Нередко в амфиболитизированных основных породах встречаются реликты миндалекаменных текстур, диабазовые, габбро-диабазовые и порфириовидные структуры, наблюдаются также эндоконтактовые аподиабазовые фации (в силлах).

Амфиболиты близки по составу к толеитовым базальтам, что также свидетельствует об их магматической природе. [1]. При этом устанавливается определенное геохимическое сходство всего ряда пород, от основных до кислых (в том числе и гранитов), что может указывать на общность их происхождения. Характерной чертой ряда куполовидных структур является развитие в их ядерной части гранитоидов в виде пластинообразных тел небольшой мощности, что подтверждается геофизическими данными.

Таким образом, исследованные куполовидные структуры северо-запада Кольского полуострова имеют определенные особенности строения, позволяющие считать их куполами вулкано-тектонического происхождения:

1) наличие в ядерной части структур лакколитов (или арочной формы интрузий) гнейсо-плагиогранитов, гранодиоритов и



т. д., что типично для основания разреза вулканических построек;

2) присутствие кольцевых даек гранитоидов, трассирующих внутренних (кальдерный) кольцевой разлом, который обособляет ядерную часть структуры, представленную обычно биотитовыми ортогнейсами;

3) залегание амфиболитов преимущественно в виде силлов на крыльях куполовидных структур, сложенных эпидото-биотитовыми и биотито-амфиболовыми ортогнейсами;

4) периклинальное залегание покровов метавулканитов и подводящие кольцевые дайки в ядерной части структуры;

5) развитие кольцевых интрузий (и даек) ортоамфиболитов (диабазов и габбро-диабазов) и нередко ассоциирующихся с ними гипербазитов, выполняющих периферический (протокальдерный) кольцевой разлом;

6) наличие периферических кольцевых синклиналей (первичных центриклиналей), ограниченных крутыми разломами, что указывает на проседание свода протовулканической постройки;

7) сингенетичные пликативные деформации, гнейсификация и мигматизация всех пород, участвующих в строении протовулканических куполов.

Рассмотренные особенности строения гранито-гнейсовых куполов северо-запада Кольского полуострова отвечают стадиям развития протовулканических построек и могут быть объяснены моделью формирования вулcano-тектонической структуры [5]. Можно предполагать более широкое распространение куполов вулcano-тектонической природы в древних метаморфических комплексах, хотя нередко они могут быть затушеваны процессами деформации и гранитизации. В этой связи особенно следует отметить так называемые гранит-зеленокаменные области с гранитоидами в ядрах куполов и вулканогенно-осадочным их обрамлением. Некоторые реликты протовулканических построек наблюдаются и в Северном Приладожье. В целом же тесная взаимозависимость блоково-разрывной тектоники и протовулканической деятельности (в сочетании с процессами гранитизации) может обуславливать и большую генетическую сложность куполовидных структур. В заключение следует констатировать, что преимущественным развитием в пределах изученных нами площадей Карело-Кольского региона пользуются куполовидные формы блоково-купольного и протовулканического типов (и, возможно, так или иначе совмещенной природы), достоверные же купола, связанные с гранитным диапиризмом, определенно не устанавливаются, что, тем не менее, в принципе не отрицает возможности их присутствия.

#### Список литературы

1. Васильева В. И., Донских В. В. О магматогенной природе основных пород кольской серии и их роли в метаморфогенном рудообразовании. Тез. докл. IV Всесоюз. симпозиума по метаморфизму. Апатиты, 1979.

2. Геологическое строение глубинных зон подвижных поясов (Северное Приладожье)/Н. Г. Судовиков, В. А. Глебовицкий, А. С. Сергеев и др. Л., Наука, 1970.

3. Глебовицкий В. А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных поясах. Л., Наука, 1973.

4. Горлов Н. В. Гранито-гнейсовые купола раннего докембрия.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 2.

5. Донских В. В. Древние вулканы и методы их геологической съемки. Автореф. канд. дис. Л., 1979.

6. Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. И., Байкова В. С. Эпохи и типы гранитообразования в докембрии Балтийского шита. Л., Наука, 1974.

7. Салоп Л. И. Два типа структур докембрия: гнейсовые складчатые овалы и гранито-гнейсовые купола.— Бюл. МОИП. Отд.-ние геол., 1971, т. XVI (4).

8. Салоп Л. И. Гнейсо-гранулитовый комплекс фундамента карелид Приладожья и свекофенид на юге Финляндии.— Бюл. МОИП. Отд.-ние геол., 1979, т. 54 (5).

9. Черноморский М. А. Структура Коккасельского поднятия в Северном Приладожье.— Докл. АН СССР, 1978, т. 240, вып. 2.

10. Черноморский М. А. Особенности строения и эволюции куполовидных структур Северного Приладожья.— Докл. АН СССР, 1980, т. 255, вып. 1.

УДК 552.163(470.21)

*Э. Б. Наливкина, Н. П. Виноградова, А. Г. Нехорошева*

#### МЕТАМОРФИЗМ ПОРОД СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

В северо-западной части Кольского полуострова, к северу от Порьяташского разлома, развиты докембрийские образования двух структурных этажей: архейского и среднепротерозойского (или верхней части раннего протерозоя). Архейские образования распространены на большей территории и слагают архейскую складчатую область. Структура архейской складчатой области пересечена зоной среднепротерозойского рифта, вдоль которого развита Печенгская грабен-синклиналь. Она наложена на архейское складчатое основание и сложена среднепротерозойскими породами.

Образования каждого из структурных этажей характеризуются различным типом метаморфизма, связанным с их развитием.

Печенгская структура асимметрична, обращена выпуклой частью к северо-северо-востоку и срезается с юга Порьяташским разломом [4]. Эта структура выполнена осадочно-вулканогенными толщами печенгского комплекса с конгломератами в основании, общей мощностью 7—10 км. Преобладают вулканогенные породы, составляя более 70 %, а среди них — породы базальтового состава. Подчиненную роль играют породы трахиандезитового и пикритового составов. Все породы метаморфизованы.

Проведенные нами исследования с учетом опубликованных работ [3, 4] позволяют заключить, что главным типом метамор-

физма пород в Печенгской структуре является прогрессивный региональный метаморфизм. Наложенный по зонам разломов метаморфизм зеленосланцевой фации здесь не обсуждается. Рассмотрим, как меняется прогрессивный региональный метаморфизм в этом комплексе сверху вниз по разрезу на примере наиболее широко развитых в Печенгской структуре основных вулканогенных пород. В верхней части разреза в виде реликтовых участков встречаются неметаморфизованные базальты, как правило приуроченные к краевым частям покровов или шаров в шаровых лавах. Они сложены авгитом ( $h_g=1,736-1,724$ ), альбитом, изредка с реликтами основного плагиоклаза, вулканическим стеклом, слабо измененным и в различной степени раскристаллизованным. Структура пород микролито-стекловатая, вариолито-стекловатая. Нередко наблюдается «спенифлекс»-структура. Реликты базальтов находятся среди пород пренит-пумпеллитовой фации метаморфизма — диабазов.

Метаморфизм пренит-пумпеллитовой фации развит в основных вулканогенных породах примерно до глубины 1000 м. Для пород характерно сочетание магматогенных и метаморфогенных минералов: авгита ( $h_g=1,736-1,719$ ), салита ( $h_g=1,715-1,708$ ), альбита ( $N=0-3$ ) с высокой степенью упорядоченности, хлорита ( $h_g=1,640-1,630$ ), сосюрита, кальцита, пренита ( $h_g=1,665$ ), пумпеллита ( $h_g=1,698$ ).

Определяющими являются магматогенные структуры пород — пойкилоофитовая и порфиоровая. В более глубоких частях разреза вулканогенные породы основного состава метаморфизованы в зеленосланцевой фации и являются также диабазами.

Для пород зеленосланцевой фации выделяется верхняя хлоритовая зона и глубже лежащая актинолитовая зона. В диабазах хлоритовой зоны находятся реликты салита ( $h_g=1,712-1,708$ ), хлорит ( $h_g=1,640-1,630$ ), эпидот, клиноцоизит, альбит ( $N=0-5$ ), кальцит. Диабазы актинолитовой зоны сложены актинолитом ( $h_g=1,660-1,678$ ), альбитом ( $N=0-3$ ), альбит-олигоклазом № 12. Магматогенные структуры в этих породах, являясь реликтовыми, обуславливают распределение новообразованных метаморфических минералов. Ниже по разрезу в Печенгской структуре основные вулканогенные породы метаморфизованы в эпидот-амфиболитовой фации и представлены аподиабазовыми амфибол-плагиоклазовыми породами. Они состоят из сине-зеленой роговой обманки ( $h_g=1,690-1,682$  и  $n_p=1,660-1,670$ ), которая замещает актинолит, олигоклаз-андезина, эпидота, биотита, магнетита.

Повышение фуггитивности кислорода в этой зоне ведет к частичному разложению амфибола с выделением магнетита и уменьшением железистости амфибола в буферной системе.

Для метабазитов эпидот-амфиболитовой фации характерно развитие метаморфогенных структур, сквозь которые местами проступают реликты магматогенных структур. При переходе по-

род от одной зоны метаморфизма к другой постепенно меняются количественные соотношения, составы минералов, минеральные парагенезисы, что и обусловило отсутствие резких границ между метаморфическими фациями. Изучение составов минералов (некоторые из них приведены в табл. 1) и сосуществующих мине-

Таблица 1

Химический состав минералов из метабазитов печенгского комплекса

Компоненты	Диабаз (пренит-пумпеллитовая фация)		Актинолитизированный диабаз (зеленосланцевая фация)			Аподиабазовая амфибол-плагиоклазовая порода (эпидот-амфиболитовая фация)		
	Порода	Авгит-салит	Порода	Актинолит	Плагиоклаз	Порода	Роговая обманка	Плагиоклаз
SiO <sub>2</sub>	47,70	48,90	47,42	55,53	64,41	42,49	47,40	59,19
TiO <sub>2</sub>	1,36	0,92	0,83	0,07	0,18	0,79	0,43	He опр.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,67	4,37	15,72	1,68	21,96	12,54	8,51	25,76
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,01	3,05	3,23	—	—	6,66	5,54	—
FeO	12,01	10,50	9,70	—	—	8,91	12,05	—
ΣFeO	—	—	—	12,80	0,17	—	—	He опр.
MnO	0,20	0,25	0,17	0,18	0,10	0,17	0,29	..
MgO	7,00	14,66	7,00	16,13	He опр.	6,62	10,84	..
CaO	6,30	16,20	9,50	12,97	3,03	9,65	12,24	7,99
Na <sub>2</sub> O	1,66	0,40	1,08	He опр.	9,60	2,73	0,74	7,21
K <sub>2</sub> O	1,66	0,07	0,47	0,08	0,10	0,97	0,58	0,02
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,22	He опр.	He опр.	—	—	—	0,40	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	He опр.	0,82	—	—	—	—	He опр.	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	He опр.	0,10	—	—	0,76	—	—
П. п. п.	5,22	—	3,47	—	—	1,16	1,28	—
Σ	99,41	100,14	98,63	99,44	99,55	100,48	100,30	100,17

Аналитики: В. С. Белова, А. Б. Герман (ВСЕГЕИ).

ральных парагенезисов позволило примерно оценить температуру метаморфизма в 300 и 600 °С в пренит-пумпеллитовой и эпидот-амфиболитовой фациях соответственно.

Таким образом, в Печенгской структуре устанавливается зональный метаморфический комплекс с возрастающим метаморфизмом сверху вниз по разрезу от пренит-пумпеллитовой до эпидот-амфиболитовой фации. Этот комплекс аналогичен зональным метаморфическим комплексам умеренных давлений по Н. Л. Добрецову [2], для которых температуры оцениваются в 350—550 °С, а давления — в 5—6 кбар.

Прослеживание метаморфизма вулканогенных пород основного состава в едином метаморфическом комплексе позволило увязать кайнотипные, палеотипные и собственно-метаморфические породы и рассматривать палеотипные вулканические поро-

ды как промежуточные между кайнотипными и собственно-метаморфическими.

Учитывая температурный режим изменения метаморфизма в зональном метаморфическом комплексе и мощность метаморфизованных толщ, можно определить геотермический градиент для времени этого метаморфизма — около 9—10 °C на 100 м.

Архейские метаморфические образования представлены кольцевой серией, видимая мощность которой более 4 км. Главными типами широко развитых в регионе пород являются: биотит-плагиоклазовые гнейсы с высокоглиноземистыми минералами, слагающими верхнюю часть разрезов; биотит-плагиоклазовые гнейсы, образующие среднюю часть разрезов, и амфиболиты, развитые в подчиненном количестве по всей верхней части разрезов и слагающие преимущественно нижние их части.

Исследование этих пород позволило сделать вывод о том, что биотит-плагиоклазовые гнейсы с высокоглиноземистыми минералами, вероятно, до метаморфизма являлись первично-осадочными породами, образовавшимися в водной среде; биотит-плагиоклазовые гнейсы, по-видимому, представляли собой андезиты, а амфиболиты являлись базальтами. Архейские толщи образуют сложную тектоническую структуру (поле гнейсовых куполов), которая возникла в результате излияний древних андезитов и базальтов из сблизженных центров, подверглась складчатости, метаморфизму и гранитизации. Перечисленные породы претерпели широко распространенные, последовательно проявленные процессы:

1. Региональный метаморфизм амфиболитовой фации, одновременный со складчатостью. Ограниченно и преимущественно местами развит метаморфизм гранулитовой фации.\*

2. Регрессивный региональный метаморфизм в эпидот-амфиболитовой фации.

3. Региональная гранитизация в условиях эпидот-амфиболитовой фации.

4. Локально проявленный вдоль зон разломов диафторез в зеленосланцевой фации (здесь не рассматривается).

Благодаря регионально проявленным процессам породы архейского комплекса имеют полиметаморфический характер и присущий им в настоящее время облик. Указанная последовательность процессов преобразования пород определена однозначно. Вопрос о временном разрыве между ними остается открытым. Однако перечисленные регионально проявленные процессы преобразования архейских пород произошли до метаморфизма среднепротерозойского печенгского комплекса. Регионально развитые изменения выразились в породах разного состава в нижеследующих минеральных ассоциациях (примеры со-

ставов главных типов пород и породообразующих минералов приведены в табл. 2).

### Биотит-плагиоклазовые гнейсы с высокоглиноземистыми минералами

I. Наиболее ранней метаморфической минеральной ассоциацией этих пород, развитой повсеместно, является:  $Pl_{35} + Q + Bi_{f45-60} + Gr_{alm60}$ . Эта минеральная ассоциация отвечает метаморфизму амфиболитовой фации.

II. Затем в этих породах одновременно с деанортитизацией плагиоклаза и флогопитизацией биотита появляется ставролит, андалузит. Минеральная ассоциация приобретает следующий состав:  $Pl_{21} + Q + Bi_{f35} + Gr_{alm75} + St \pm And + Ep$ . Эта минеральная ассоциация знаменует начало регрессивного процесса эпидот-амфиболитовой фации. Одной из характерных особенностей изменения пород здесь является флогопитизация биотита.

III. Вслед за указанными изменениями произошла мусковитизация пород. Мусковит развивается по биотиту с выделением мелких зерен магнетита, по ставролиту и андалузиту.

Одновременно продолжается деанортитизация плагиоклаза, появляется микроклин, происходит перекристаллизация пород с укрупнением зерен минералов. Образуется следующая минеральная ассоциация:  $Pl_{17} + Q + Bi_{f35-22} + Gr_{alm70-60} + Mu + Ep + Mgt \pm Mi$ .

В итоге андалузит и ставролит полностью исчезают при интенсивном развитии в породах мусковита, плагиоклаза и микроклина. Вместо гнейсов образуются гнейсовидные плагиограниты, граниты. Этот процесс мы рассматриваем как процесс региональной гранитизации, при котором породы обогащаются Na, K, Si и обедняются Mg, Ca, Fe. Учитывая тот факт, что в породах наблюдается замещение одних минералов другими с образованием псевдоморфоз с унаследованностью параллельно ориентированной текстуры, можно утверждать, что гранитизация протекала метасоматическим путем. Характерной особенностью изменения пород этого этапа является мусковитизация, которая является началом процесса гранитизации. Минеральные ассоциации всех трех этапов изменения пород нередко встречаются в одной породе. При этом более ранние минеральные ассоциации находятся среди более поздних в виде реликтовых.

### Биотит-плагиоклазовые гнейсы

I. Самой ранней минеральной ассоциацией в этих породах является:  $Pl_{35-40} + Q + Bi_{f42-60} \pm Gr_{alm}$ . Она отнесена к амфиболитовой фации.

II. Позже образуется минеральная ассоциация:  $Pl_{21-25} + Q + Bi_{f25-20} + Ep_1 + Mgt_1 + Sph_1$ . Она определяет регрессивный ре-

\* Возможно, этот метаморфизм относится к более раннему этапу.

## Химический состав минералов из главных типов пород архейского комплекса

Компо- ненты	Амфиболитовая фацлия												
	Биотит-плагноклазовый гнейс с высокоглинозистыми минералами				Биотит-плагноклазовый гнейс				Амфиболит				
	Порода	Гранат	Биотит	Плагноклаз	Порода	Гранат	Биотит	Плагноклаз	Порода	Гранат	Романка	Биотит	Плагноклаз
SiO <sub>2</sub>	62,60	38,16	35,50	63,70	65,82	38,42	35,94	58,22	48,45	39,23	43,96	35,81	59,71
TiO <sub>2</sub>	0,72	He опр.	1,88	0,01	0,47	He опр.	1,94	He опр.	1,73	0,16	0,87	2,53	He опр.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,47	20,28	19,82	21,73	16,93	20,34	18,07	26,40	14,86	20,42	11,49	20,10	24,85
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,65	—	1,14	—	1,58	—	4,68	—	4,09	—	—	—	—
FeO	4,57	—	17,25	—	2,36	—	16,70	—	9,22	—	—	—	—
Σ FeO	—	27,00	—	0,30	—	30,34	—	0,12	—	23,99	19,35	20,33	He опр.
MnO	0,05	1,15	0,14	He опр.	0,02	1,25	0,22	He опр.	0,15	0,56	0,49	0,04	—
MgO	3,23	1,41	11,43	0,13	1,92	1,26	8,74	—	6,25	3,84	9,99	10,63	—
CaO	1,74	11,06	0,05	6,81	3,33	8,70	0,12	8,55	10,42	10,66	12,22	0,37	6,99
Na <sub>2</sub> O	2,95	He опр.	0,30	6,23	4,89	He опр.	0,24	6,54	2,75	He опр.	1,33	0,21	7,64
K <sub>2</sub> O	2,76	—	8,40	0,11	1,48	—	8,89	0,22	0,80	—	0,41	9,43	He опр.
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	—	—	He опр.	—	—	—	He опр.	—	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	1,68	—	4,19	—	0,88	—	1,22	—	2,03	—	—	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07	—	—	—	0,15	—	—	—	0,09	—	—	—	—
F	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Σ	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—O=2F	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Σ	100,49	99,06	100,22	99,02	99,83	100,31	99,35	100,05	100,84	99,86	100,11	99,95	99,19

Продолжение табл. 2

Компо- ненты	Эпитот-амфиболитовая фацлия											
	Биотит-плагноклазовый гнейс с высокоглинозистыми минералами				Биотит-плагноклазовый гнейс				Амфиболит			
	Порода	Гранат	Биотит	Плагноклаз	Биотит	Гранат	Биотит	Плагноклаз	Порода	Порода	Романка	Биотит
SiO <sub>2</sub>	62,60	33,76	39,54	62,68	68,35	38,06	38,86	64,82	49,48	47,50	38,08	62,51
TiO <sub>2</sub>	0,72	He опр.	1,77	He опр.	0,12	He опр.	0,75	0,10	0,18	0,20	1,03	He опр.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,47	20,84	17,02	23,02	18,35	21,10	17,02	23,15	19,86	10,85	18,31	23,97
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,65	—	—	—	0,26	—	1,90	—	1,81	3,24	2,03	—
FeO	4,57	—	—	—	0,50	—	10,96	—	3,50	9,77	11,44	—
Σ FeO	—	32,10	12,96	He опр.	—	29,71	—	He опр.	—	—	—	He опр.
MnO	0,05	5,60	0,32	—	He опр.	7,91	0,09	—	0,08	0,29	0,11	—
MgO	3,23	2,03	18,93	—	0,39	1,68	16,15	—	10,58	13,07	14,95	—
CaO	1,74	1,73	0,23	4,54	1,64	1,32	0,09	4,29	8,37	11,57	0,61	5,52
Na <sub>2</sub> O	2,95	He опр.	He опр.	8,87	7,35	He опр.	0,19	8,94	2,16	1,08	0,22	8,55
K <sub>2</sub> O	2,76	—	9,44	0,08	2,70	—	10,00	0,04	3,27	He опр.	9,18	0,06
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	—	—	—	—	—	—	0,1	—	—	—	0,20	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	—	—	—	—	—	—	He опр.	—	—	—	He опр.	—
П. п. п.	1,68	—	—	—	0,64	—	3,44	—	1,86	2,27	4,07	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07	—	—	—	0,04	—	—	—	He опр.	—	—	—
F	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Σ	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—O=2F	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Σ	100,49	100,06	100,21	99,11	100,34	99,78	99,65	101,34	101,15	100,30	100,29	100,61

Аналитики: А. Б. Герман, К. К. Гумбар, Г. Ф. Петрова.

гиональный метаморфизм эпидот-амфиболитовой фации. На этом этапе метаморфизма происходит флогопитизация биотита, деанортитизация плагиоклаза, появляется эпидот, магнетит и сфен первой генерации.

III. За этой минеральной ассоциацией образуется следующая:  $Pl_{17-20} + Q + Bi_{f50} + Mu + Ep_2 + Mgt_2 + Sph_2 \pm Mi$ .

Преобразование минералов в рассматриваемый этап начинается мусковитизацией, которая сопровождается продолжающейся деанортитизацией плагиоклаза. Образуется эпидот, сфен, магнетит второй генерации. Появляется микроклин. Этап изменения пород представляет собой гранитизацию в условиях эпидот-амфиболитовой фации. Началом гранитизации является процесс мусковитизации. Постепенные изменения составов породообразующих минералов, наличие псевдоморфоз новообразованных минералов, реакционных кайм между минералами, обогащение пород Na, K, Si, обеднение их Mg, Ca, Fe позволяют рассматривать процесс изменения пород этой стадии как процесс метасоматической гранитизации.

### Амфиболиты

I. Ранней из широко распространенных минеральных ассоциаций амфиболитов является:  $Pl_{52-43} + Hb_{f40-55} + Bi_{f40-60}$ . Она отвечает амфиболитовой фации метаморфизма.

II. За метаморфизмом амфиболитовой фации следовал метаморфизм эпидот-амфиболитовой фации, в результате которого образовалась минеральная ассоциация:  $Pl_{28-33} + Hb_{f38-30} + Bi_{f38-28} + Ep_1 + Mgt_1 + Sph_1$ .

Амфиболиты усложнились по минеральному составу и структуре. В них кроме зеленой роговой обманки появилась сине-зеленая, замещающая зеленую, понизилась железистость амфибола, уменьшилась железистость биотита. Местами она упала до 20—18 % и по существу произошел переход биотита во флогопит. Этап регрессивного метаморфизма эпидот-амфиболитовой фации ознаменовался проявлением процесса флогопитизации.

III. Метаморфизм эпидот-амфиболитовой фации сменился гранитизацией в условиях эпидот-амфиболитовой фации. При этом произошла биотитизация и флогопитизация амфиболитов, деанортитизация плагиоклаза, увеличение содержания плагиоклаза и кварца. В некоторых случаях в породах появился микроклин. Гранитизация проявилась неравномерно и способствовала дифференциации вещества. При этом в одних случаях приконтактные части тел амфиболитов обогащались биотитом и флогопитом, в других они осветлялись с возникновением амфибол-плагиоклазовых гнейсов.

При гранитизации амфиболитов образовались два типа минеральных ассоциаций: 1)  $Phl + Hb$ ; 2)  $Pl_{17-20} + Hb + Bi + Q + Ep_2 + Mgt_2 + Sph_2$ .

Следовательно, процесс флогопитизации амфиболитов начался при регрессивном метаморфизме в эпидот-амфиболитовой фации, однако рудогенерирующим он стал лишь с привнесом в породы калия при их гранитизации.

Таким образом, в породах различного химического состава, слагающих архейскую структуру, проявились одни и те же этапы региональных процессов метаморфизма и метасоматизма: I — региональный метаморфизм амфиболитовой фации, II — регрессивный региональный метаморфизм эпидот-амфиболитовой фации, III — региональная гранитизация в условиях эпидот-амфиболитовой фации.

Метаморфический процесс на первых двух этапах, протекающий без существенного изменения химического состава пород, перерос в процесс метасоматический с привнесом и выносом вещества в процессе гранитизации. В результате образовался сложный архейский полиметаморфический комплекс. Изучение составов сосуществующих метаморфических минералов и их парагенетических ассоциаций, использование различного рода геотермометров, например, Л. Л. Перчука [5], В. А. Глебовичского [1], позволили оценить температуры образования полиметаморфического комплекса следующим образом: температурный режим амфиболитовой фации определяется в 800—650 °С, эпидот-амфиболитовой фации — в 650—500 °С; гранитизация протекала при температуре 650—500 °С.

При формировании архейского полиметаморфического комплекса ведущими рудогенерирующими процессами для данных

Таблица 3

Схема проявления главных типов метаморфизма в породах северо-западной части Кольского полуострова

Геологические комплексы	Метаморфизм	Температура метаморфизма, °С
Среднепротерозойский (печенгский)	<b>Зональный метаморфический комплекс умеренных давлений</b>	
	Пренит-пумпеллиновая фация	300—350
	Зеленосланцевая фация (хлоритовая и актинолитовая зоны)	350—450
	Эпидот-амфиболитовая фация	500—600
Архейский	<b>Полиметаморфический комплекс</b>	
	Региональная гранитизация в эпидот-амфиболитовой фации	650—500
	Эпидот-амфиболитовая фация	650—500
	Амфиболитовая фация	800—650

Примечание. Отмечается локально проявленный диафторез в зеленосланцевой фации.

условий «глубинности» являются мусковитизация и флогопитизация, магнититообразование. Два первых процесса сопряжены, дополняют друг друга и проявлены при смене регрессивного регионального метаморфизма эпидот-амфиболитовой фации региональной гранитизацией в условиях эпидот-амфиболитовой фации.

Таким образом, в исследованном районе образования различных структурных этажей — архейского и среднепротерозойского — по метаморфизму, его направленности, последовательности протекающих процессов представляют собой метаморфические комплексы различного типа — архейский полиметаморфический комплекс с регрессивной направленностью метаморфизма и среднепротерозойский зональный метаморфический комплекс умеренных давлений с прогрессивной направленностью метаморфизма (табл. 3).

Метаморфизм установленных двух типов не принадлежит к единому зональному среднепротерозойскому метаморфизму, усиливающемуся от среднепротерозойских толщ к архейским, как в последние годы считают некоторые исследователи, а разобщен процессом региональной гранитизации.

#### Список литературы

1. Глебовицкий В. А. Термо- и барометрия метаморфических пород. Л., Недра, 1977.
2. Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Хлестов В. В. Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. М., Недра, 1972.
3. Дук Г. Г. Структурно-метаморфическая эволюция пород печенгского комплекса. Л., Наука, 1977.
4. Загородный В. Г., Мирская Д. Д., Сулова С. Н. Геологическое строение печенгской осадочно-вулканогенной серии. М.—Л., Наука, 1964.
5. Перчук Л. Л. Равновесие породообразующих минералов. М., Наука, 1970.

УДК 552.48.08 : 54

*Р. К. Григайтис*

#### АМФИБОЛИТЫ (МЕТАБАЗИТЫ) В ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

В настоящем обзоре рассматриваются породы, главными породообразующими минералами которых являются амфибол и плагиоклаз, распространенные от роговообманково-гранулитовой фации до фации зеленых сланцев различных по давлению фациальных серий. В основу сводки петрохимических данных положены опубликованные работы. Проблема амфиболитов давно привлекает внимание исследователей, ей посвящено большое количество работ. Данная статья касается слабо освещенной стороны этой проблемы: сравнительной характеристики амфиболитов различных тектонических структур. С этой целью рассмотрены амфиболсодержащие комплексы древних щитов, фундаментов

разновозрастных складчатых областей, metabазиты «зеленокаменных поясов» докембрия и глаукофансланцевых поясов.

В настоящем обзоре принята классификация метаморфизма по Б. Я. Хоревой [11] с дополнением выделенного эклогит-дистен-гнейсового типа по Н. Л. Добрецову [8]. У исследователей нет единства взглядов относительно связи петрологических и геотектонических аспектов в зависимости от типа метаморфизма. А. А. Маракушев [7] пришел к выводу об отчетливой геохимической специализации каждого из рядов формаций в зависимости от положения в тектоно-магматическом цикле, обусловленном определенным флюидным режимом. Н. Л. Добрецов [3] полагает, что метаморфизм является изохимическим процессом.

В связи с различными трактовками явлений метаморфизма и корреляции его с петрохимическим составом метаморфических пород предлагается рассмотреть амфиболиты, встречающиеся во всех фациальных сериях и соответствующие по содержанию кремнезема базальтам.

В сводку включены амфиболит-гнейсовые ассоциации щитов, фундаментов складчатых областей: докембрийских, каледоногерцинских и мезокайнозойских. Кроме того, рассматриваются амфиболиты зональных метаморфических комплексов низкого давления фанерозойских складчатых областей, metabазиты «зеленокаменных поясов» докембрия и глаукофансланцевых поясов.

I. Выборка щитов включает амфиболиты амфиболитовой фации, в меньшей степени роговообманково-гранулитовой фации всех щитов мира (39 объектов). Амфиболиты фундаментов докембрийских складчатых областей рассматриваются согласно классификации этих систем по Г. Г. Лепезину [8]. Это Джугджуро-Становая область, включающая верхнюю часть зверевского комплекса, яблоневою, становую (иликанскую) серии, Мамско-Бодайбинский синклиний, Хамар-Дабанский массив, ольхонская серия Байкальской глыбы, шарыжалгайская и слюдянская серии Шарыжалгайского выступа (9 совокупностей амфиболитов). Амфиболиты фундаментов каледоногерцинских складчатых областей рассматриваются на примере Норвегии, Шотландии, Центральной Европы, Аппалачской системы Северной Америки, Урала, Средней Азии, Казахстана и других регионов (21 пример). Возраст фундамента этих систем обычно является предметом дискуссий, но большинство исследователей считает его докембрийским. Совокупности из амфиболитов фундаментов мезокайнозойских систем составлены по материалам Корякско-Камчатской области, Японских островов, Гималаев, Карпат, Альп, Скалистого хребта Америки и др. Они представлены 17 объектами. Все перечисленные гнейсо-амфиболитовые ассоциации метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации разного давления и претерпели несколько этапов метаморфизма, часто с явлениями гранитизации и иногда диафтореза.

Помимо амфиболит-гнейсовых комплексов разновозрастных складчатых областей известны эклогит-гнейсовые, слагающие срединные массивы или небольшие тектонические блоки. Это Центральнофранцузский массив, Чешский (Молданубикум), Кокчетавский в Казахстане, Муюнкумский в Средней Азии, Брокен-Хилл в Австралии и др. Подобные ассоциации встречаются на Урале (Уфалейский антиклинорий), в Кордильерах (комплекс Шусуоп), в Галисии (Кабо Ортегал) и других местах. Состав амфиболитов этой группы рассматривается на основе изучения 21 совокупности. Эклогит-гнейсовые толщи встречаются чаще в палеозойских и в меньшей мере в мезокайнозойских областях, являясь, как принято считать, также фундаментом этих систем. Они также претерпели многоэтапный метаморфизм. Возраст их большинством исследователей считается докембрийским или даже архейским.

Целесообразно рассмотреть особенности химизма указанных групп (таблица). Содержания кремнезема в амфиболитах щитов и фундаментов складчатых областей меняются от 46 до 53 % с максимумом распределения 49,5 %, за исключением докембрийских складчатых областей, где максимум распределения составляет 48,5 % (рисунок). Содержание магния имеет широкие пределы вариаций: от 4 до 11 % с максимумом распределения в породах щитов 7,5 %, в фундаментах докембрийских и палеозойских складчатых областей — 7 %, а в мезокайнозойских областях — 6,5 %. В перечисленных выборках наблюдается непостоянство концентраций натрия при сохранении интервалов содержаний от 1,5 до 3,5 % с меняющимся максимумом распределения. Наиболее высокий максимум (3,75 %) характерен для амфиболитов докембрийских складчатых областей, наиболее низкий (1,75 %) — для эклогит-гнейсовых ассоциаций, в остальных он равен 2,25 %. В амфиболитах эклогит-гнейсовых поясов отмечается наиболее высокое содержание суммарного железа.

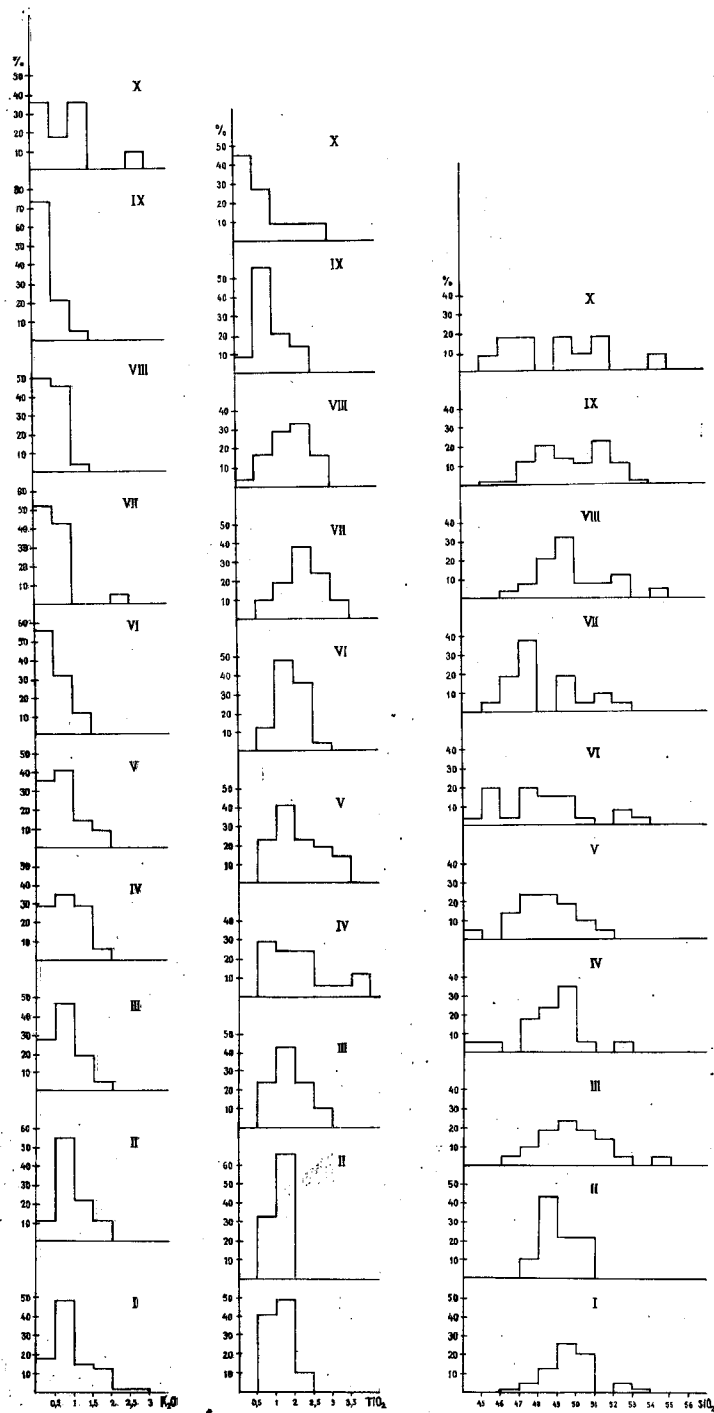
Все перечисленные группы амфиболитов в целом являются умеренно глиноземистыми ( $Al_2O_3$ —14—15 %), относительно высокомагнезиальными ( $MgO$ —7—8 %), по типу щелочности — умеренно щелочными калиево-натриевыми породами.

Амфиболиты фундаментов разновозрастных складчатых областей сходны между собой по большинству петрогенных элементов. Максимальным сходством обладают амфиболиты фундаментов фанерозойских складчатых областей. Из неизменных мафических пород они по химизму приближаются к траппам древних платформ [6]. Однако при общей близости составов этих пород щитов и фундаментов разновозрастных складчатых систем все же можно отметить слабую тенденцию увеличения отношений  $Fe_2O_3/FeO$  и  $FeO/MgO$  по мере уменьшения возраста складчатых структур, т. е. от древних щитов к мезокайнозойским системам. В этом же направлении наблюдается уменьшение кремнекислотности и слабое снижение концентрации калия.

Средние составы метабазитов

№ п/п	$SiO_2$	$TiO_2$	$Al_2O_3$	$Fe_2O_3$	$FeO$	$MnO$	$MgO$	$CaO$	$Na_2O$	$K_2O$	$\Sigma FeO$	$\Sigma FeO/MgO$	$Fe_2O_3/FeO$	Колич. анализов
1	50,24	1,22	14,97	3,49	8,32	0,24	8,14	9,61	2,61	1,04	11,46	1,41	0,38	780
2	49,21	1,23	15,29	2,90	8,55	0,23	7,32	10,25	2,66	0,94	11,16	1,52	0,23	107
3	49,93	1,44	14,56	3,58	8,33	0,21	7,48	0,23	2,46	0,84	11,55	1,54	0,39	400
4	48,72	1,36	14,92	3,82	8,18	0,21	7,16	9,15	2,59	0,90	11,62	1,62	0,42	170
5	48,40	1,42	15,14	3,07	9,34	0,19	7,30	10,02	2,24	0,76	12,10	1,66	0,30	320
6	48,12	1,48	14,90	3,58	8,08	0,18	7,49	9,45	2,79	0,60	11,30	1,51	0,40	393
7	48,34	1,82	14,64	4,76	7,17	0,25	6,60	9,12	3,17	0,60	11,45	1,73	0,60	400
8	50,11	1,54	15,26	3,34	7,75	0,19	6,77	9,20	3,08	0,56	12,03	1,78	0,55	549
9	49,96	1,02	13,81	2,85	8,49	0,21	8,43	10,18	2,25	0,40	11,06	1,31	0,30	797
10	49,28	1,38	16,32	3,22	7,68	0,19	6,64	9,13	2,82	1,03	10,58	1,59	0,38	256

1—4 — амфиболиты фундаментов; 1 — щитов, 2 — докембрийских складчатых областей, 3 — палеозойских складчатых областей, 4 — мезокайнозойских складчатых областей; 5 — амфиболиты эклогит-дистен-гнейсовых толщ; 6—8 — амфиболитовые сланцы; 6 — эклогит-глаукофан-зеленосланцевых поясов, 7 — глаукофан-зеленосланцевых поясов, 8 — зеленосланцевых толщ позднего докембрия и фанерозоя; 9 — метабазиты «зеленокаменных поясов» докембрия; 10 — амфиболиты зональных комплексов низкого давления фанерозойских складчатых областей.



Объяснение этому, с точки зрения автора, может быть двояким. Во-первых, среди комплексов фундаментов преобладают гнейсо-амфиболитовые толщи, которые слагают верхние части архейских образований, в то время как в выборке по щитам присутствуют комплексы роговообманково-гранулитовой фации, слагающие нижние горизонты земной коры. Поэтому при общей близости составов комплексы щитов имеют свою специфику химизма. Во-вторых, очаги магмообразования в мезокайнозойских областях могли быть менее глубинными, с более высоким окислительным потенциалом, что обусловило повышенное содержание окисного железа.

II. Амфиболиты зональных метаморфических образований низкого давления фанерозоя включают пояса Риоке и Хидака Японии, девонский комплекс о-ва Манхэттен Северной Америки, серии Гармония и Яраба в Карпатах, крыккудукскую свиту хр. Султануиздаг в Средней Азии и др. (11 совокупностей). Амфиболиты характеризуются наиболее высоким содержанием глинозема и суммы щелочей, но более низким содержанием суммарного железа и магния при сохранении железо-магниевого отношения. Очень характерной чертой этих амфиболитов является бимодальность в распределении кремнезема и щелочей. Отмеченные особенности химизма могут быть объяснены, по мнению автора, выплавлением базальтов в областях с более «зрелой» континентальной корой по сравнению с предыдущими, а также возможным привнесом щелочей и аллохимическим характером метаморфических процессов.

III. На докембрийских щитах всего земного шара широко развиты вулканические пояса, известные в литературе как «зеленокаменные пояса» докембрия. Они сложены главным образом базальтами и андезито-базальтами, метаморфизованными в фации зеленых сланцев с локальным повышением степени метаморфизма под воздействием наложенных процессов. К ним относятся вулканы киватинского типа Канадского щита, системы Свазиленд, Себаквай и Булвайо в Южной Африке, вулканы щитов Йилгарн и Пилбара Австралии, Дарварская система Индийского щита, «офиолитовые ассоциации раннего протерозоя» Украинского и Балтийского щитов [9] и др. Радиологический возраст их колеблется от 2,8 до 3,4 млрд. лет.

В данном случае приводится только сравнительная характеристика химического состава сходных по кислотности пород. В рассматриваемую совокупность вошли 43 выборки. Средний состав этой группы пород обладает рядом характерных черт, которые отличают ее от остальных. Близость содержаний отмечается только по единичным элементам. И. И. Абрамовичем и

Диаграмма распределений калия, титана и кремнезема в амфиболитах различных комплексов.

Римские цифры соответствуют порядковым номерам в таблице.



Б. Д. Дворкиной [1] были отмечены крайне низкая степень окисленности железа, пониженное содержание глинозема и щелочей. К этому можно добавить, что эти метабаазальты имеют самую низкую среднюю величину содержания титана по сравнению с остальными рассматриваемыми группами. Если сравнить их состав со средними составами современных океанических базальтов по Б. П. Золотареву [4], то в отношении большинства петрогенных элементов они не имеют аналогов также и среди океанических типов. Таким образом, химический состав базальтов «зеленокаменных поясов» позволяет согласиться с мнением многих исследователей, рассматривающих их как неповторимые в истории развития Земли образования.

IV. Особый тип метаморфизма представляют глаукофановые пояса, образующие протяженные структуры. В литературе эти пояса часто рассматриваются как древние аналоги зон Беньофа. А. А. Маракушев [7] развивает идею о приуроченности этого типа метаморфизма к раннему этапу развития подвижной системы, характеризующемуся натриевой щелочностью. Н. Л. Добрецов [3] подчеркивает, что глаукофансланцевые пояса служат индикатором особых условий в литосфере геологического прошлого и вероятными границами древней океанической коры.

Среди этих типов рассмотрены эклогит-глаукофансланцевые и глаукофан-зеленосланцевые комплексы. Кроме того, отдельная выборка составлена по базальтоидам позднедокембрийского и фанерозойского возраста, метаморфизованным в фации зеленых сланцев. Примерами эклогит-глаукофансланцевых поясов являются францисканская формация Калифорнии, максютковский комплекс Урала, комплексы Швейцарских Альп, Макбальский антиклинорий Тянь-Шаня, пояс Самбагава Японии и др. В этой группе рассмотрено 24 комплекса. Глаукофан-зеленосланцевые пояса без эклогитов также широко развиты в различных регионах земного шара. Они встречаются в Алтае-Саянской складчатой области, на Тянь-Шане, Пенжинском хребте, на Тайване (пояс Юли), в Новой Зеландии и других местах. Химизм метабаазальтов рассматривается по 21 комплексу. Зеленосланцевые толщи без глаукофана встречаются в виде покровов в каледонидах Норвегии, развиты в Кузнецком Алатау (терсинская и котласская свиты), на Енисейском кряже (кординская и удерейская свиты), в Мугоджарах (узынкайрактинская серия), в Кокчетавском антиклинории (ефимовская свита), в Тамдытау (учкудуктауская свита). В этой группе рассмотрено 25 объектов.

Особенностью метабаазальтов эклогит-глаукофансланцевых и глаукофан-зеленосланцевых комплексов является более низкая кремнекислотность по сравнению с зеленосланцевыми, при этом в последних также выше глиноземистость. По кремнекислотности к ним близки амфиболиты эклогит-гнейсовых толщ. В литературе существует мнение о появлении глаукофана в связи с натриевым метасоматозом. Сравнение показывает, что наиболее вы-

соконатриевыми являются метабаазальты глаукофан-зеленосланцевых комплексов, за ними следуют зеленосланцевые комплексы позднего докембрия и фанерозоя. Концентрация натрия в эклогит-клаукофансланцевых комплексах сравнима с его содержанием в амфиболитах зональных комплексов низкого давления, в которых натриевый метасоматоз не отмечается. По типу щелочности все эти метабаазальты принадлежат к натриевому типу, так как содержание калия в них ниже, чем в амфиболитах щитов и фундаментов складчатых областей, в то же время отношение  $Fe_2O_3/FeO$  резко возрастает. По содержанию натрия метабаазальты всех трех групп сопоставимы с базальтами срединно-океанических хребтов, превосходя их по количеству калия. Концентрация магния в них ниже, чем в амфиболитах щитов, гнейсо-амфиболитовых комплексов фундаментов и в базальтах срединно-океанических хребтов. Сопоставление по щелочности с неизменными типами базальтов обнаруживает большое сходство с формацией натриевых базальтов геосинклинальных областей [10]. Существует также мнение о выносе кальция при разрушении плагиоклаза, в результате чего происходит относительное обогащение породы натрием. Действительно, содержание кальция в этих породах не очень высокое, однако такое же содержание этого элемента отмечено в амфиболитах фундаментов фанерозойских складчатых областей и зональных комплексов низкого давления. Поэтому, с нашей точки зрения, представляется более вероятным предположить связь химизма с условиями выплавления самих базальтов. Так же как для формации натриевых базальтов геосинклинальных зон, наблюдается сопряженное возрастание содержания титана и щелочности. Этот материал подтверждает ранее высказанное мнение Н. Л. Добрецова [3] и автора [2] об изохимичности этого типа метаморфизма. Условия же для этого типа или типов метаморфизма возникают в определенных структурах: надвигах или поддвигах, фиксируя, вероятно, границу разного строения земной коры. Таким образом, мнение А. А. Маракушева о появлении этих образований на ранних этапах тектоно-магматического цикла также оказывается справедливым, ибо этот тип метаморфизма возникает только по раннегеосинклинальным натриевым базальтам. Однако для появления метаморфических поясов того или иного типа необходимы еще дополнительные факторы, рассмотрение которых не входит в задачу данного обзора.

Рассмотрение особенностей химизма амфиболитов десяти групп позволяет выделить среди них четыре совокупности.

1. Амфиболиты древних щитов и гнейсо-амфиболитовых ассоциаций фундаментов складчатых областей. Различия в их химизме несущественны и вызваны локальными причинами. Из неизменных аналогов к ним близки базальты траппов древних платформ, что ранее отмечалось для архейских образований Восточной Сибири и другими исследователями [5].

2. Так называемые зеленокаменные пояса докембрия. Это специфические структуры, условия образования которых больше в земной коре не проявились. Базальты этих поясов не сопоставимы с другими типами.

3. Метабазальты эклогит-гнейсовых, эклогит-глаукофансланцевых, глаукофан-зеленосланцевых и позднедокембрийских — фанерозойских зеленосланцевых поясов. Последние три образовались по натриевым базальтам в раннегеосинклинальную стадию. Метаморфизм их был вызван особыми условиями в зонах надвигов или покровов по границам блоков с разным типом строения земной коры. Амфиболиты эклогит-гнейсовых толщ срединных массивов по химизму являются промежуточными между архейскими комплексами щитов и глаукофановыми поясами. По-видимому, в ранние этапы развития земной коры, скорее всего к концу архея, образовались отдельные участки с особым тектоно-метаморфическим режимом, характеризующимся повышенным давлением, которые образовали зародыши ядер срединных массивов, испытавших затем процессы активизации.

4. Амфиболиты зональных метаморфических ассоциаций низкого давления. Образуются в участках с континентальной корой в стадию инверсии. Возникают в структурах либо многоосинклинального типа, либо геоантиклинальных поднятий со слабым проявлением магматизма на ранних этапах и характеризуются вероятно аллохимическим типом метаморфических процессов.

#### Список литературы

1. Абрамович И. И., Дворкина Б. Д. Петрохимическая специфика древнейших докембрийских вулканитов.— В кн.: Проблемы докембрийского магматизма. Л., Наука, 1974.
2. Григайтис Р. К., Абрамович И. И., Клушин И. Г. Вариации состава амфиболитов в пространственно-временных координатах. Тез. докл. V Всесоюз. петрогр. совещ. Алма-Ата, 1976.
3. Добрецов Н. Л. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск, Наука, 1974.
4. Золотарев Б. П. Петрология базальтов современного океана в связи с их тектонической позицией.— Геотектоника, 1979, № 1.
5. Конигов А. З., Травин Л. В., Шалек Е. А. Петрохимия метабазитов и базальтоидный вулканизм архея Восточной Сибири.— В кн.: Проблемы докембрийского магматизма. Л., Недра, 1974.
6. Кутолин В. А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск, Наука, 1972.
7. Маракушев А. А. Петрология метаморфических горных пород. М., Изд-во МГУ, 1973.
8. Метаморфические комплексы Азии/Под ред. В. С. Соболева, Г. Г. Лепезина, Н. Л. Добрецова. Новосибирск, Наука, 1977.
9. Наливкина Э. Б. Офиолитовые ассоциации раннего докембрия. М., Недра, 1977.
10. Румянцева Н. А. Формация натриевых базальтов.— В кн.: Магматические формации СССР. Л., Недра, 1979.
11. Хорева Б. Я. Природа архейских и постархейских метаморфических и мигматит-гранитных комплексов.— В кн.: Проблемы геологии и петрологии докембрия.— Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1978, т. 280.

УДК 552.6 : 552.16

В. Л. Масайтис

#### ПРОБЛЕМЫ УДАРНОГО МЕТАМОРФИЗМА

Признаки ударного метаморфизма минералов и горных пород впервые на территории СССР были установлены почти десять лет тому назад в пределах так называемой Попигайской котловины на севере Сибири [4]. Работы, выполненные в этом районе геологами ВСЕГЕИ, положили начало широким исследованиям по выявлению и изучению специфических круговых морфоструктур — древних взрывных метеоритных (или импактных) кратеров в других регионах нашей страны. К настоящему времени на территории СССР диагностировано 26 импактных кратеров, имеющих возраст от нескольких сот тысяч лет до 700 млн. лет. Диаметр их колеблется от 1,5 до 100 км. Они выявлены в различных геологических условиях: на древних платформах, в пределах их плит и щитов, а также в пределах разновозрастных складчатых областей фанерозоя.

Необычные явления метаморфизма в горных породах были впервые описаны в 1907 г. Дж. Меррилом в песчаниках Аризонского кратера. Вместе с тем еще в конце прошлого века был отмечен своеобразный и необычный характер пород из района оз. Миен в Швеции, впоследствии диагностированных как реликт древнего импактного кратера. Термин «импактный метаморфизм», или «шок-метаморфизм» (в переводе — ударный метаморфизм), был введен в петрологию в начале 60-х гг. и широко утвердился в результате многочисленных работ, касающихся метеоритных кратеров, кратеров подземных ядерных взрывов и т. д. [5, 10 и др.].

Ударным метаморфизмом называется процесс специфических преобразований минералов и горных пород при их сжатии проходящей ударной волной с амплитудой, превышающей динамический предел упругости и составляющей от нескольких гигапаскалей до многих десятков или даже сотен гигапаскалей. Во фронте ударной волны, движущейся со сверхзвуковой скоростью, изменение таких характеристик вещества, как плотность, давление, температура, происходит скачком. Наиболее высокая температура достигается во фронте волны, после его происхождения она несколько снижается, в том числе за счет выравнивания

неоднородно нагретого агрегата. Ударное сжатие, таким образом, представляет собой неизотермический и неизоэнтропийный процесс. Имеются определенные различия в особенностях ударного сжатия непористых и пористых горных пород, существенно различающихся по сжимаемости.

Кристаллическое вещество при увеличении степени ударного нагружения выше динамического предела упругости проходит ряд состояний: пластические деформации, твердофазные переходы, термические преобразования, диссоциацию и ионизацию [11].

Данные, полученные в экспериментах по ударному сжатию горных пород и минералов [3, 11], позволяют использовать наблюдаемые петрографические и минералогические признаки их преобразований в качестве индикаторов ударного метаморфизма и в то же время как геологические барометры и термометры для оценки его  $p$ — $T$ -условий. Основными особенностями ударного метаморфизма являются: краткость импульса (наносекунды—десятые доли секунды), преобладание кинетических преобразований, неравновесность в микро- и макромасштабах, интенсивное механическое перемешивание продуктов разных стадий метаморфизма. Последнее происходит уже в волне разгрузки или в отраженной волне, а также под воздействием расширяющихся газов.

Единственным возможным природным источником мощных ударных волн вблизи земной поверхности, как это вытекает из оценок энергии процесса, могут быть удары и тепловые взрывы, происходящие при коллизии двигающихся с космической скоростью малых тел Солнечной системы [5, 10, 11]. Любой тип эндогенного метаморфизма в земной коре является частью сложного спектра процессов тепло- и массопереноса, реализующихся, в частности, в тектонических движениях, магматизме, фильтрации легкоподвижных фаз и т. д. Точно так же ударный метаморфизм является частью сложного спектра процессов деформаций горных пород, которые происходят при соударениях космических тел, двигающихся со скоростями от нескольких километров до нескольких десятков километров в секунду.

Процесс кратерообразования подразделяют на несколько быстро сменяющих друг друга и частично перекрывающихся во времени фаз [1, 10 и др.]:

1) проникновение и сжатие, когда космическое тело тормозится в толще горных пород;

2) экскавация (рост) и образование транзитного (или переходного) кратера, происходящее при тепловом взрыве ударившего тела;

3) трансформация транзитного кратера (его ранней модификации) и заполнение его выброшенным обломочным материалом.

В фазу сжатия, когда в зоне соприкосновения ударившего тела и горных пород развивается контактное давление, достигающее нескольких сот гигапаскалей, две ударных волны распространяются в противоположных направлениях — в метеороиде и в горных породах места удара. Из зоны контакта выбрасываются обладающие большим импульсом жидкие или паробразные струи, возникшие за счет материала пород, залегающих на поверхности, и материала ударившего тела. Ударная волна, распространяющаяся в горных породах и постепенно затухающая, приводит к возникновению нескольких концентрических полусферических зон преобразованных пород, переходящих друг в друга по мере затухания энергии волны: 1) зоны полного испарения, 2) зоны полного плавления, 3) зоны частичного плавления и пластических деформаций, 4) зоны дробления и трещиноватости. Лишь реликты последних могут быть обнаружены в ископаемых кратерах, остальные зоны быстро деформируются в ходе развития процесса и исчезают в фазу экскавации вследствие радиального разлета испаренного, расплавленного и частью раздробленного материала.

Объемы горных пород, которые подвергаются ударному метаморфизму при импактном кратерообразовании, зависят от энергии соударения, свойств ударившего тела, а также строения и свойств горных пород в месте удара и достигают иногда сотен и тысяч кубических километров. Затухание происходит значительно быстрее в малоплотных, пористых и трещиноватых породах. Однако, если породами мишени являются кристаллические породы, зональность проявлений ударного метаморфизма в цоколе кратера и параметры образующейся впадины в значительной степени определяются степенью затухания ударной волны, зависящей главным образом от кинетической энергии ударившего тела. Это затухание происходит по закону  $p \sim R^{-n}$ , где  $R$  — радиус, а  $p$  — давление, причем  $n$  колеблется от 2 до 4,5, увеличиваясь для событий, характеризующихся более значительным выделением энергии. Различия в скорости затухания являются причиной различий в положении изолиний равного давления и в строении простых и сложных кратеров [8].

Масштабы и интенсивность ударных преобразований горных пород, по существу, определяют размеры и морфологию образующегося импактного кратера. В таком смысле ударный метаморфизм — это не только породообразующий процесс, но и процесс, формирующий морфологию и структуру поверхности в месте удара.

Поскольку ударный нагрев (на который идет до 20—30 % кинетической энергии ударившего тела) приводит к мгновенному повышению температуры во всех точках объема пород, плавление происходит практически одновременно во всей их массе за фронтом волны, что резко отличает этот процесс от явлений палингенеза или анатексиса, где нагрев идет кондуктивным пу-

тем или с участием конвекции подвижных фаз и существенную роль играет эвтектическое плавление.

Помимо явлений ударного метаморфизма в фазу сжатия во внешней полусферической зоне наблюдается радиальное смещение горных пород от точки удара, происходит скольжение блоков, раздавливание пород, фрикционное плавление, развивается большое количество трещин, заполняющихся дезинтегрированным, расплавленным и вдавленным сверху материалом, возникают пластические и разрывные деформации.

В фазу экскавации давление на радиально движущемся фронте волны постепенно снижается за счет поглощения энергии волны, в том числе на нагрев, преобразование и хрупкое разрушение пород, по которым проходит ударная волна, однако движение охватывает большие массы пород, как раздробленных, так и расплавленных, происходит быстрый рост кратера, особенно в стороны. По имеющимся оценкам [8], зона полного разрушения в импактных кратерах ограничивается поверхностью, где максимальное давление на фронте волны составляло 20—30 ГПа (исключая внешние зоны кратера, где эта поверхность срезает зоны с более низкими значениями максимумов давления). Осложнение в эту картину вносят явления, происходящие в фазу так называемой ранней модификации возникающего кратера, в частности почти мгновенная релаксация напряжений в центральной зоне и образование центрального поднятия раздробленных пород истинного дна кратера [1 и др.].

Целесообразно различать две группы пород, связанные с процессами ударного метаморфизма: ударно-метаморфизованные — породы, испытавшие прогрессивный ударный метаморфизм, но сохранившие текстуру и состав исходных пород, и ударно-метаморфические — породы, вновь образованные в результате этого процесса и обладающие собственными текстурами, иногда особым агрегатным состоянием и составом, отличным от состава исходных пород. К ударно-метаморфизованным могут быть отнесены различные непемещенные брекчированные породы, к ударно-метаморфическим — брекчии, испытавшие перемещение и перемешивание слагающего их материала, продукты охлаждения импактных расплавов, а также породы, возникшие при смешении расплава и обломков пород и минералов.

В окончательном формировании структурного и текстурного облика ударно-метаморфических и ударно-метаморфизованных пород и их состава (помимо ударного метаморфизма) участвуют и различные другие быстро сменяющиеся процессы — хрупкого разрушения, перемешивания материала, транспортировки его в различной форме, охлаждения и гидротермальных преобразований. При этом весьма существенно влияние состава исходных пород, геологической структуры места удара и некоторых палеогеографических особенностей (наличие водных масс и др.).

Процессы ударного метаморфизма, происходящие при импактном кратерообразовании, могут рассматриваться как бы на нескольких уровнях, отражающих масштаб системы, в которой происходят преобразования: на уровне атомов или молекул кристаллического вещества, на уровне кристаллических решеток, на уровне минеральных зерен, на уровне их агрегатов, т. е. горных пород, на уровне геологических тел горных пород — массивов, слоев, толщ, имеющих относительно однородный состав и строение, наконец, на уровне сложных, гетерогенных в структурном и вещественном отношении ассоциаций геологических тел.

Различия в масштабах этих систем и в их неоднородностях определяют существенные различия в структуре самой ударной волны, условий ее затухания и т. д. Наиболее четкие и однозначно интерпретируемые признаки ударного метаморфизма (и соответственно реконструируемых процессов этого метаморфизма) могут быть зафиксированы методами петрографии и минералогии на уровне отдельных кристаллов и минеральных зерен, реже — горных пород. Для более сложных систем — тел, массивов и др. — используются имеющие диагностическое значение признаки более простых систем.

Особенности разрушения кристаллического вещества на микроуровнях объясняются атомно-молекулярной теорией разрушения. На атомно-молекулярном уровне по мере увеличения давления происходит сближение атомов, разрывы атомных и молекулярных связей. На уровне кристаллических решеток имеет место скольжение атомных слоев по определенным направлениям (планарные элементы), тонкое мозаичное разрушение кристаллической структуры (диаплектовое стекло), перестройка кристаллических решеток (фазовые переходы) или их полное разрушение в дальнейшем (расплав, стекло) и ближнем (пар) порядке [11 и др.]. Высокая энергоемкость процесса создает исключительно высокую плотность дислокаций в кристаллах. При этом существенно изменяются и такие физические характеристики кристаллов минералов, как оптические свойства, плотность, спектры инфракрасного поглощения, термолюминесценция и др. Минералы разного состава, имеющие различную кристаллическую структуру, по-разному реагируют на ударное сжатие одной и той же амплитуды.

На основе обобщения экспериментальных данных в настоящее время создана шкала преобразований наиболее распространенных минералов горных пород, которой можно пользоваться для оценки  $p$  и  $T$ . С этой целью могут быть также использованы данные о связи частоты планарных элементов в кристаллах кварца с ориентировкой их относительно оптической индикатрисы [9, 11].

На уровне горных пород наиболее достоверным макроскопическим признаком ударного метаморфизма является наличие

так называемых конусов разрушения — систем конических трещин, как бы прорастающих породы. Они образуются при  $p=3-8$  ГПа как в осадочных, так и в кристаллических породах [1, 5, 10]. Закономерная ориентировка конусов — вершинами навстречу фронту ударной волны — является замечательной особенностью этих текстурных форм, позволяющей не только установить положение эпицентра взрыва и показать, что волна в массиве горных пород распространялась сверху вниз из одного центра, но и реконструировать перемещения горных пород в зоне так называемого центрального поднятия, происходящие в фазу ранней модификации после прохождения ударной волны.

По существу, конусы разрушения, их сочетания и их системы отражают соотношения симметрии волны напряжений с неоднородностями и прерывистостями самой породы.

Угол при вершине конусов, относительная его полнота, изменяемая в долях  $2\pi$ , угол расхождения осей паразитных конусов, угол закручивания осей паразитных конусов относительно оси конуса-хозяина и другие характеристики определяются, по-видимому, свойствами самих пород и, возможно, относительной величиной напряжений. В случае систем конусов с разной их ориентировкой, углы между осями которых составляют от нескольких десятков градусов до  $180^\circ$  (т. е. противоположные полные конусы или полуконусы и т. д.), а также систем с периодическим расположением их элементов можно предполагать, что их появление связано скорее с интерференцией напряжений, вызванных взаимодействием прямой и отраженной волны, возникшей в массиве горных пород в силу его неоднородного блокового строения.

Теория разрушения при импактном кратерообразовании применительно к массивам горных пород находится еще в стадии разработки. Сложность расшифровки процессов разрушения реальных горных пород при импульсных нагрузках высоких энергий — неоднородных, со сложной внутренней структурой сред — хорошо известна из данных по разрушению пород взрывчатыми веществами [2, 6, 7].

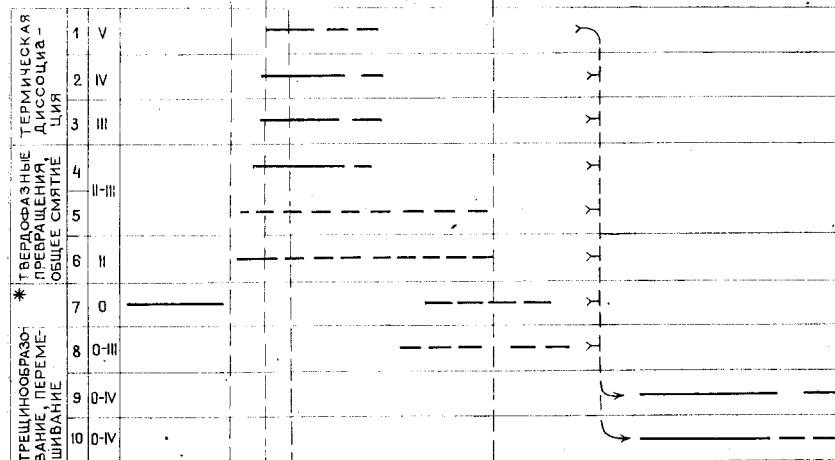
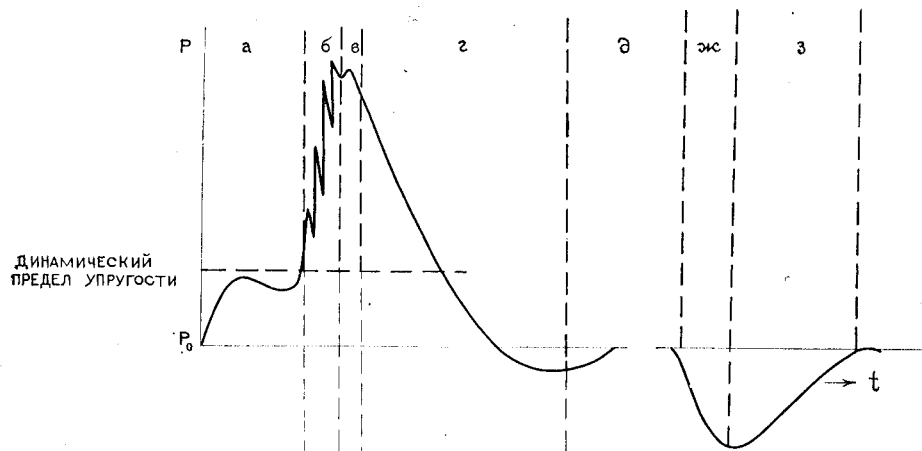
Во многих случаях затруднительно разграничить преобразования, происходящие непосредственно во фронте ударной волны, а также в течение продолжающегося импульса сжатия и последующей разгрузки. С большей или меньшей степенью достоверности они могут быть определены главным образом для отдельных кристаллических веществ. В целом имеет место достаточно сложная и быстрая смена динамических режимов разрушения пород.

Из рассмотрения схематической эпюры ударной волны можно сделать некоторые заключения об условиях преобразования неомогенного кристаллического вещества горных пород в течение отдельных фаз ее прохождения. Она имеет двухволновую или еще более сложную структуру, характеризующую наличием

ем упругого предвестника ниже динамического предела упругости, фазы упруго-пластического сжатия, по-видимому с многочисленными осцилляциями давления (собственно фронт ударной волны) выше этого предела, фазы продолжающегося импульса сжатия, возможно также с некоторыми колебаниями давления, далее фазы разрежения (в том числе с отрицательным давлением), переходящей в фазу слабого сжатия, когда давление вновь становится близким к начальному (рисунок). Хотя многие детали преобразований кристаллического вещества в отдельных фазах волны еще далеко не выяснены, представляется наиболее вероятным, что наблюдаемые дефекты кристаллической структуры и признаки ее разрушения в дальнем и ближнем порядках происходят уже в фазу сжатия при пульсирующем нарастании давления и относительно продолжительном импульсе. В этом убеждает последовательное наложение более высоких ступеней ударных преобразований на более низкие, отмечаемые как на уровне пород, так и на уровне отдельных кристаллов. Так, однородные горные породы с конусами разрушения при дальнейшем преобразовании во фронте волны и общем смятии приобретают цементную текстуру («грис»). В монокристаллах кварца вначале проявляются планарные элементы, затем кристаллы преобразуются в диалектовое стекло, за счет которого кристаллизуется коэзит (возможно, уже в метастабильных условиях в начале фазы разрежения и при участии флюидной фазы).

В ударно-метаморфизованных и ударно-метаморфических породах различные признаки пластических деформаций, термической диссоциации, хрупкого разрушения, проявляющиеся на макроуровне (трещиноватость, дробление и уплотнение, дробление и отрыв, общее смятие, ударное плавление без перемешивания, течение и перемешивание и т. п.), фиксируют соотношения последовательности различных типов напряжений (сжатие, растяжение и др.). Последние связаны с отдельными фазами проходящих волн в массивах горных пород и свойствами среды (в том числе преобразуемой при прохождении ударной волны), определяемыми пределом текучести, сопротивлением срезу и сопротивлением отрыву.

Например, в структуре, текстуре и агрегатном состоянии импактитов первого рода [5] фиксируется прохождение мощной ударной волны, вызывающее ударное плавление силикатов без перемешивания мономинеральных расплавов, затем — напряжение сдвига, влекущее за собой пластическое течение вязких расплавов, и далее — растягивающие напряжения, приводящие к отрыву блоков, вероятно уже в отраженной волне. Коптокатлазиты, входящие в виде отдельных глыб в состав аллогенных брекчий, возникают при умеренных и средних стадиях ударного метаморфизма, общем смятии и пластическом течении раздробленного материала, сменяемых отрывом блоков и переме-



\* ПЛАСТИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ и общее сжатие

Принципиальная схема преобразований минералов и пород в профиле ударной волны.

а-д — фазы прямой волны; ж, з — фазы отраженной волны. Агрегатное состояние минералов (1-3), минералов и горных пород (1-7) и пород (8-10): 1 — пар (конденсат, стекло); 2 — полиминеральный расплав (стекло, импактиты); 3 — мономинеральный расплав (стекло); 4 — гипербарические кристаллы; 5 — диаплектовые стекла; 6 — диаплектовые кристаллы; 7 — трещиноватые кристаллы (4-7 — аутигенные брекчии, в том числе с конусами разрушения, коптокатаклазиты, горная мука и др.); 8 — аллогенные, в том числе инъекционные брекчии; 9 — аллогенные брекчии и зювиты; 10 — тагамиты.  
0, I, II, III, IV, V — ступени ударного прогрессивного метаморфизма по [9].

шиванием их при транспортировке с более тонким обломочным материалом. Здесь также налицо результаты быстро сменяющих друг друга напряжений разных типов.

Таким образом, в ударно-метаморфизованных и ударно-метаморфических породах отчетливо фиксируются результаты от-

дельных фаз напряженного состояния, в том числе: 1) деформации, обусловленные прохождением упругого предвестника; 2) деформации, происходящие во фронте ударной волны и непосредственно за этим фронтом; 3) деформации, вызванные действием волн напряжений (в том числе отраженных от свободной поверхности), а также действием расширяющихся продуктов взрыва; 4) деформации, обусловленные релаксацией напряжений в центральной зоне кратера.

Все эти типы деформаций характеризуют преобразование систем различной размерности: второй — минералов и горных пород; первый и третий — горных пород, четвертый — массивов горных пород. Поведение вещества в масштабах соответствующих систем при прохождении ударной волны в целом различно. Наименее изученными являются процессы, происходящие в массивах горных пород, которые ведут себя в этих условиях подобно несжимаемой жидкости.

Широкое распространение импактных кратеров на планетах земной группы, на их спутниках (в частности, на Луне — с достоверно выявленными и изученными признаками ударного метаморфизма), а также на спутниках Юпитера и Сатурна, обладающих твердой корой, свидетельствует о том, что ударный метаморфизм является наиболее универсальным и широко проявленным в космосе типом метаморфических преобразований твердого вещества космических тел Солнечной системы.

Хотя имеются значительные успехи в изучении ударного метаморфизма, многие стороны этой проблемы еще разработаны слабо. Недостаточно изучены дислокации на атомном и молекулярном уровне, не получили объяснения некоторые черты преобразования минералов. Дискутируется природа диаплектовых минералов и диаплектовых стекол: возникают ли они только в связи со скольжением (слипом) структуры или же и в связи с появлением новых фаз. Не вполне ясно, что собой представляют диаплектовые стекла — результат разрушения структуры в дальнем порядке или же это просто следствие весьма интенсивной микроблокировки.

Остается неясным в деталях механизм образования гипербарических кристаллов и их агрегатов — возникают они из разупорядоченных фаз (частью в метастабильных условиях) или являются результатом прямой твердофазной перестройки. Повидимому, в зависимости от конкретных условий могут реализоваться оба случая.

Требуют совершенствования способы оценки температур и давлений как во фронте волны, так и за фронтом, с учетом длительности импульса. Здесь необходима более детальная разработка геологических барометров и термометров, а также оценка влияния высоких остаточных температур на преобразованные в волне сжатия фазы.

Значительные трудности возникают при расшифровке поведения горных пород как агрегатов разнородных минералов в условиях ударного сжатия и последующих напряжений. Пока еще загадочен механизм образования конусов разрушения. Поведение больших масс горных пород в условиях ударных нагрузок в десятки и первые сотни гигапаскаль в деталях еще остается неясным (особенно в условиях относительно длительных импульсов сжатия).

Оценка характера затухания ударной волны в зависимости от энергии удара, прочностных свойств горных пород и т. д. тесно связана с решением вопроса о размерах транзитного кратера и особенностях его ранней модификации, в том числе при образовании центральных и кольцевых поднятий. Толщи горных пород представляют собой неомогенные сложно построенные среды. Поэтому приложение теории разрушения в масштабах мощных толщ и массивов реальных горных пород имеет в значительной мере лишь феноменологический характер, позволяя предсказывать лишь качественные изменения состояния вещества и особенности процесса разрушения, даже при нагрузках в несколько и десятки гигапаскалей.

Нерешенную проблему представляет собой выявление ударно-метаморфизованных минералов и фрагментов пород в переотложенном и захороненном в толщах осадков виде, а также ударно-метаморфизованных и ударно-метаморфических пород в древних толщах, испытавших последующий региональный метаморфизм и метасоматоз.

Как было показано выше, ударный метаморфизм — это не только преобразование и разрушение существующих горных пород и минералов, но и процесс формирования некоторых новых типов горных пород, а иногда и синтеза новых минералов, представляющих тот или иной интерес. Изучение ударного метаморфизма позволяет, кроме того, глубже понять физико-химические процессы в глубоких недрах Земли, что возможно путем выяснения поведения вещества горных пород при динамическом сжатии в диапазоне свыше 100 ГПа. В этом, в частности, заключается значение исследований ударного метаморфизма как породообразующего процесса на Земле.

Одной из интереснейших проблем геологии является проблема ранних этапов формирования литосферы Земли, определение термодинамических условий на ее поверхности 3—4 млрд. лет тому назад. Можно ожидать, что установление датированных признаков ударного метаморфизма горных пород, проявившегося в эту отдаленную эпоху, в определенной мере способствовало бы уточнению этих условий на ранней геологической стадии развития.

Целеустремленные поиски таких образований в раннем докембрии еще не производились, имеющиеся в настоящее время высказывания о характере импактных процессов и импактных

структур на ранних стадиях развития литосферы не вышли пока за пределы гипотез. Хотя около 3 млрд. лет тому назад поток кратерообразующих тел, вероятно, был более интенсивным, чем в фанерозое, и в целом число возникающих кратеров на единицу времени, очевидно, было больше, могли сохраниться лишь наиболее крупные импактные структуры — диаметром в десятки и первые сотни километров.

Быстрые темпы развития исследований в области ударного метаморфизма позволяют надеяться, что в течение наступающего десятилетия будут получены новые важные результаты, проливающие свет на многие еще неясные стороны ударного преобразования пород и минералов и на другие, связанные с этим вопросы, часть которых была затронута выше. По-видимому, значительно возрастет и роль этих исследований в решении ряда общих геологических и планетологических проблем.

#### Список литературы

1. Геология астроблем/В. Л. Масайтис и др. Л., Недра, 1980.
2. Друкवानый М. Ф., Комир В. М., Кузнецов В. М. Действие взрыва в горных породах. Киев, Наукова думка, 1973.
3. Кусков О. Л. Уравнения состояния некоторых веществ при сверхвысоких давлениях. — Геохимия, 1979, № 7.
4. Масайтис В. Л., Михайлов М. В., Селивановская Т. В. Попигайская котловина — взрывной метеоритный кратер. — Докл. АН СССР, 1971, т. 197, № 6.
5. Метеоритные структуры на поверхности планет/Ред. В. В. Федьинский. М., Наука, 1979.
6. Мосинец В. Н. Дробящее и сейсмическое действие взрыва в горных породах. М., Недра, 1976.
7. Ханжуаев А. А. Физические процессы при отбойке горных пород взрывом. М., Недра, 1974.
8. Dence M. R., Grieve R. a. F., Robertson P. B. Terrestrial impact structures: principal characteristics and energy considerations. — In: Impact and explosion cratering. Pergamon Press, 1977.
9. Robertson P. B., Grieve R. a. F. Shock attenuation at terrestrial impact structures. — In: Impact and explosion cratering. Pergamon Press, 1977.
10. Shock metamorphism of natural materials (Eds. N. Short and B. French). Mono Press, Baltimore, 1968.
11. Stöffler D. Deformation and transformation of rock-forming minerals by natural and experimental shock-processes. — J. Fortsch. Miner., 1972, № 49.

УДК 558.684-52

А. И. Райхлин, М. С. Машак,  
Т. В. Селивановская, А. Н. Данилин

#### ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПРОДУКТОВ ВЫСОКИХ СТУПЕНЕЙ УДАРНОГО МЕТАМОРФИЗМА

Единственным природным источником продуктов высоких ступеней ударного метаморфизма — импактитов — являются сверхскоростные удары крупных метеоритов или астероидов о поверхность Земли.

При пиковом давлении — более 550—660 кбар и постшоковой температуре — свыше 1500 °С (IV степень ударного метаморфизма) в зоне, прилегающей к эпицентру взрыва, происходит ударное плавление всех силикатных фаз горных пород. Возникшие импактные расплавы, перемещаясь в радиальном направлении, захватывали то или иное количество обломочного материала.

К импактитам отнесены породы, состоящие более чем на 10 % из продуктов застывания и кристаллизации расплавов. По текстурным признакам среди них выделяются массивные (тагамиты) и обломочные (зювиты). К импактитам нами также отнесены полиминеральные импактные стекла, застывшие в виде капель, бомб, фледлей и т. д. В свою очередь, тагамиты классифицируются по степени раскристаллизации полиминерального стекла матрицы (гологиалиновые, гемикристаллические, голокристаллические), характеру соотношения его с включениями (резкие границы, наличие реакционных кайм, теневые включения), количеству включений и т. п. [2]. Основой для классификации зювитов являются количественные соотношения обломков стекол, пород и минералов (гранолитовитрокластические, витролитокластические, витрокластические и др.) и их гранулометрический состав (мелко-, средне-, крупно-, грубообломочные, лапиллиевые, агломератовые, глыбовые).

Импактиты широко развиты во многих астроблемах. Объемы импактитов в астроблемах и их соотношения находятся в прямой зависимости от геологического строения и состава пород района падения метеорита (мишени) и энергии взрыва (рис. 1). Так, импактные стекла, застывшие в виде отдельных капель, бомб, фледлей и т. п., встречаются во всех астроблемах, цоколь которых представлен кристаллическими породами; зювиты развиты в подобных структурах диаметром более 2,5 км, а тагамиты — диаметром более 3,8 км. В астроблемах, где цокольный комплекс имеет двухъярусное строение (кристаллический фундамент и осадочный чехол) или сложен слабо метаморфизованными осадочными породами (песчано-глинистые и кремнистые сланцы, филлиты и т. п.), зювиты встречаются в структурах диаметром более 5 км, тагамиты — более 20 км. В том случае, если цоколем служат терригенно-карбонатные породы, зювиты развиты в астроблемах диаметром более 20 км, тагамиты — более 50 км; при диаметре импактного кратера менее 13 км импактные стекла практически не встречаются (рис. 1). Из 83 астроблем, выявленных на земной поверхности, в 38 % структур обнаружены тагамиты, в 53 % — зювиты и в 75 % — импактные стекла, застывшие в виде бомб, лапиллей, капель и т. п.

В зависимости от объемов импактного расплава и степени его распыления в одних астроблемах преобладают массивные импактиты, в других — обломочные. Массивные импактиты — тагамиты — образовались при застывании сплошных масс импактного расплава, растекавшегося от эпицентра взрыва в ра-

диальных направлениях с захватом обломочного материала. Зювиты возникли при распылении импактного расплава, выброшенного вместе с раздробленным материалом мишени, главным образом по баллистическим траекториям. Струи выбросов расплава испытывали быстрое застывание в виде бомб, брызг и ка-

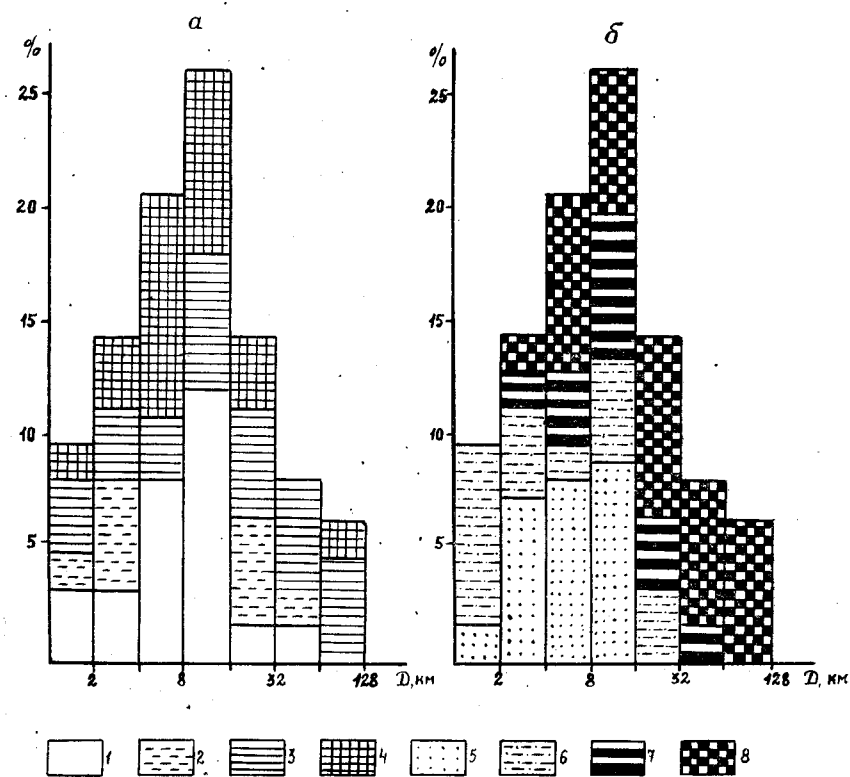


Рис. 1. Частота встречаемости астроблем диаметром более 1 км и состав пород цокольного (а) и котлованного (б) комплексов в этих астроблемах. 1—4 — цокольный комплекс: 1 — неметаморфизованные терригенно-карбонатные породы, 2 — слабо метаморфизованные осадочные породы, 3 — неметаморфизованные терригенно-карбонатные породы (верхний ярус) и метаморфические или магматические породы, 4 — магматические или метаморфические породы; 5—8 — котлованный комплекс: 5 — аллогенные брекчии без импактных стекол, 6 — то же с импактными стеклами, 7 — зювиты, 8 — тагамиты.

пель стекла. При их перемешивании с раздробленным материалом и последующей литификации осевшего материала формировались толщи зювитов.

Объемные соотношения тагамитов и зювитов в разных структурах различны и отражают, как уже отмечалось, степень распыления импактного расплава при взрыве. Коэффициент распыления может быть оценен исходя из соотношений объемов про-



дуктов застывания расплава, входящих в состав зювитов, и общего объема продуктов застывания импактного расплава. В некотором отношении он аналогичен коэффициенту эксплозивности, используемому в вулканологии. Значения коэффициента распыления импактного расплава колеблются в широких пределах: для астроблемы Маникуаган эта величина примерно равна 0,01; Болтышской — 0,05; Попигайской — 0,45; Седбери — 0,70; Ильинцевой — 0,85; Карской, Усть-Карской и Рис — 0,95. При этом в астроблемах, характеризующихся высокими значениями коэффициента распыления, преобладают зювиты, при низком его значении — тагамиты.

Зювиты распространены в виде покровов мощностью до первых километров, перекрывающих породы цокольного комплекса, аллогенные брекчии и тагамиты, а также в виде линз мощностью до нескольких десятков метров и неправильной формы гнезд в аллогенных брекчиях. Зювиты также являются цементом крупноблоковых аллогенных брекчий.

Особенности внутреннего строения мощных покровов зювитов обусловлены как закономерностями гравитационного осаднения из движущегося взрывного облака частиц расплава и обломков в различной степени дезинтегрированных пород мишени, так и первичной ее структурой. Для большинства астроблем вниз по разрезу толщи зювитов увеличивается крупность литоидных обломков, а также количество и крупность фрагментов импактных стекол. Различные литолого-петрографические типы зювитов занимают определенное положение как в разрезе, так и на площади в современном эрозионном срезе. В крупных астроблемах роль процессов сортировки материала, связанная с динамикой движущегося взрывного облака, нарушается различиями в скоростях и траекториях отдельных струй выбрасываемого материала.

Тагамиты, в зависимости от размера астроблем, образуют субгоризонтальные пластообразные (иногда рукавообразные) тела мощностью до сотен метров и протяженностью до нескольких километров, линзовидные и неправильной формы бескорневые тела среди зювитов мощностью до нескольких десятков метров, дайки и жилы в аллогенных и аутигенных брекчиях мощностью до нескольких метров. В аллогенных брекчиях они также цементируют глыбы и встречаются в виде бомб.

В строении пластовых тел тагамитов мощностью 50—100 м и более устанавливаются определенные закономерности: по мере удаления от кровли к центральной части тела значительно уменьшается содержание включений, особенно мелких фракций, и постепенно возрастает степень раскристаллизации матрицы, при этом увеличивается средний размер микролитов как в матрице тагамитов, так и в реакционных каймах вокруг включений. При приближении к подошве содержание включений в тагамитах быстро возрастает и резко понижается степень рас-

кристаллизации матрицы. Таким образом, в подошве и кровле тел тагамитов развиты слабо раскристаллизованные породы, насыщенные включениями (более 20—25 % объема породы), а центральные части относительно мощных тел сложены хорошо раскристаллизованными тагамитами, содержащими менее 1—3 % мелких включений.

Тагамиты характеризуются гомогенностью состава, обусловленной интенсивным перемешиванием импактного расплава на раннем этапе его возникновения. Это выражается в выдержанности химического и минерального состава на расстоянии десятки километров в радиальном направлении по горизонтали и сотни метров по вертикали [8]. При этом химический состав тагамитов в целом соответствует валовому составу пород мишени, за счет которых они образовались [4]. Он отличается значительно более низкой дисперсией в содержании петрогенных элементов по сравнению с исходными породами (таблица).

В тагамитах ряда астроблем (Лапшярви, Рошешуар, Карской, Усть-Карской, Попигайской и др.) отмечается повышенное содержание никеля и хрома по сравнению с исходными породами, что обусловлено контаминацией импактного расплава веществом ударившего тела.

Общей характерной чертой тагамитов и импактных стекол является значительный перегрев силикатного ударного расплава. На это указывает плавление магнетита (более 1590 °C), кварца (1723 °C), присутствие оплавленного рутила (1825 °C), разложение циркона на бадделит и кварц (более 1775 °C) и т. п. [1, 3]. Важным геохимическим критерием перегрева импактного расплава является обеднение его по сравнению с породами мишени некоторыми компонентами за счет испарения (таблица). Экспериментально О. И. Яковлевым установлено, что из перегретых силикатных расплавов селективному испарению подвергаются кремний, натрий и некоторые другие элементы; одновременно силикатный расплав обогащается глиноземом, титаном, известью, магнием и фосфором. При этом в условиях высоких температур происходит восстановление железа. Импактные стекла, образующиеся из перегретого расплава, отличаются от стекол эндогенного происхождения флюктуацией состава в микромасштабах, высоким отношением  $FeO/Fe_2O_3$  (2—3 и более) и  $CO/CO_2$ , включениями самородного железа [3] и т. п., что свидетельствует о резко восстановительной обстановке, в которой эти стекла были закалены.

В астроблемах Попигайской, Карской, Усть-Карской, Болтышской и др. установлены импактиты (тагамиты и импактные стекла), образовавшиеся при охлаждении и кристаллизации как сильно перегретых расплавов (высокотемпературные), так и имевших относительно более низкую начальную температуру (низкотемпературные), хотя, вероятно, и перегретых относительно ликвидуса. Они различаются по ряду текстурно-структурных

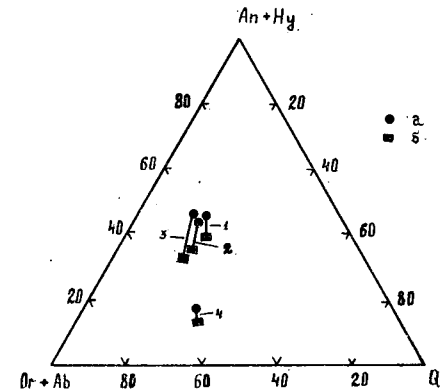
Химический состав тагамитов и пород цокольного комплекса астроблем

Компоненты	Астроблемы											
	Болтышская			Попигайская			Карская			Усть-Карская		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
SiO <sub>2</sub>	68,28	69,10	69,35	60,73	62,57	63,14	60,06	58,25	57,91	59,21	58,88	56,69
TiO <sub>2</sub>	0,40	0,42	0,47	0,74	0,75	0,59	1,09	0,96	0,62	1,08	1,01	0,93
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,78	14,52	14,19	14,55	14,98	15,02	16,38	15,46	10,49	16,72	15,56	15,49
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,77	2,20	1,78	1,10	1,54	2,20	0,56	3,75	1,38	0,95	3,60	1,65
FeO	2,49	1,37	1,84	6,02	5,69	4,29	6,80	2,77	4,73	6,25	3,12	6,72
MnO	0,04	0,02	0,04	0,07	0,06	0,08	0,11	0,16	0,21	0,09	0,07	0,15
MgO	1,13	1,03	0,72	3,87	3,91	3,06	4,62	4,51	2,88	4,51	4,43	4,92
CaO	1,88	1,82	1,97	4,05	4,15	3,77	3,70	3,73	8,48	4,55	3,39	2,64
Na <sub>2</sub> O	3,52	2,92	2,75	2,32	2,40	3,02	2,82	2,85	2,08	3,04	2,78	2,09
K <sub>2</sub> O	3,59	4,39	4,75	2,57	2,76	2,39	2,23	2,75	1,51	1,93	2,72	1,51
П. л. п.	3,38	2,25	2,03	2,19	1,20	Не опр.	1,60	4,66	9,23	2,22	4,70	7,42
FeO/Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,23	0,62	1,03	5,47	3,69	1,95	12,14	0,74	3,43	6,58	0,87	4,07
Σ	100,02	99,72	99,89	98,24	100,01	97,56	99,97	99,69	99,52	100,55	100,26	100,21
Колич. анализов	11	6	22	53	71	122	11	25	51	7	9	14

1 — высокотемпературные тагамиты; 2 — низкотемпературные тагамиты; 3 — породы цокольного комплекса.

особенностей, физическим свойствам и химическому составу. Импактиты, образовавшиеся при остывании сильно перегретых импактных расплавов (вероятно, более 2000 °С), характеризуются меньшей степенью кристалличности в связи с менее интенсивным зародышеобразованием, более интенсивным переплавлением включений и меньшим их количеством. ИК-спектры сильно перегретых стекол отличаются общей размытостью, на-

Рис. 2. Соотношение нормативных ортоклаза и альбита, кварца, андезина и гиперстена в низкотемпературных и высокотемпературных тагамитах Попигайской (1), Карской (2), Усть-Карской (3) и Болтышской (4) астроблем по средним составам.  
а — высокотемпературные тагамиты;  
б — низкотемпературные тагамиты.



личием сильно уширенной и бесструктурной полосы валентных колебаний тетраэдров Si—O—Si, слабой выраженностью полос, отвечающих кристаллическим фазам, и очень низким содержанием воды. Химический состав тагамитов, образовавшихся из сильно перегретых расплавов, отличается более высоким содержанием глинозема, титана, магния, калия, более низким — кремнекислоты, натрия и значительно более высоким отношением закисного железа к окисному (таблица). Особенно отчетливо эти отличия проявляются при пересчете безводных химических составов импактитов на нормативные минералы, где выявляется, что импактиты, образовавшиеся из сильно перегретых расплавов, обогащены относительно тугоплавкими нормативными компонентами — гиперстеном, анортитом и корундом и обеднены альбитом и кварцем (рис. 2).

Различной степенью перегретости импактных расплавов объясняется, по-видимому, несмесимость расплавов близкого химического состава, наблюдаемая в тагамитах Попигайской, Карской, Усть-Карской, Болтышской и других астроблем [6]. Благодаря различиям в температурах расплавы имели различную структуру, что обусловлено разной степенью их полимеризации [5]. Это препятствовало взаимной смесимости фракций расплавов с разной температурой, которые образовывали в отдельных случаях самостоятельные тела в брекчиях, зювитах и тагамитах мощностью до десятков, реже первых сотен метров

и протяженностью до нескольких сот метров, реже первых километров. В тагамитах эти тела нередко как бы переслаиваются между собой, образуя сложные пластовые тела общей мощностью до нескольких сот метров. В их контактах наблюдаются эмульсионные сферотакситовые текстуры, характеризующиеся включениями сфероидов и эллипсоидов одной разновидности в другой.

Модель процесса возникновения и застывания импактных расплавов при кратерообразовании [7, 8] включает следующие стадии:

1. В течение нескольких секунд образуется гомогенизированный импактный расплав с градиентом температур от внутренней зоны к внешней.

2. Перегретая силикатная жидкость смешивается с относительно холодными включениями в процессе перемещения расплава в виде отдельных струй по радиусам, что приводит к быстрому выравниванию температур в системе; при этом перегретый импактный расплав поглощает часть мелких включений. Длительность этой стадии оценивается в несколько минут [8].

3. После прекращения движения расплава при сравнительно медленном его охлаждении (сотни и тысячи лет) происходит кристаллизация силикатной жидкости, сопровождающаяся частичным растворением кристаллокластов кварца, плагиоклаза и образованием реакционных кайм вокруг кварца и кайм регенерации вокруг плагиоклаза. На этом этапе значительную роль играют положение застывающего расплава в разрезе коптогенного комплекса, количество захваченных обломков и их температура, объем расплава, температура и теплопроводность окружающих пород.

Общий ход кристаллизации импактного расплава можно представить в следующей последовательности. После достижения температуры ликвидуса начинается кристаллизация отдельных кристаллов и агрегатов плагиоклаза (андезина, лабрадора), пироксена (гиперстена, реже авгита) и некоторых других минералов (ильменита, магнетита, кордиерита — на участках, обогащенных глиноземом, и т. п.). Состав ликвидусных фаз определяется валовым составом импактного расплава. Так, в импактитах астроблемы Маникуаган ( $\text{SiO}_2$ — $57,7 \pm 1,21$  %) и Мистастин-Лейк ( $\text{SiO}_2$ — $53,4$  и  $58,4$  %) ликвидусными фазами являются андезин-лабрадор и авгит-ферроавгит, а в более кислых по составу массивных импактитах Попигайской астроблемы ( $\text{SiO}_2$ — $63,17 \pm 2,53$  %) и Болтышской астроблемы ( $\text{SiO}_2$ — $68,50$  %) ликвидусные фазы представлены андезином и гиперстеном. После кристаллизации плагиоклаза и пироксена образуется кислый остаточный расплав, который или застывает в виде стекла (в случае высокотемпературного импактного расплава), придавая породе стекловатый облик, или подвергается субсолидусной кристаллизации (в более низкотемпературных

расплавах), с образованием агрегатов сноповидных или сферолитовых кристаллов щелочных полевых шпатов и кристаллического кварцевого агрегата.

Отмечается тесная связь между внутренней структурой тела тагамитов и режимом охлаждения импактного расплава. В относительно быстро охлаждавшихся в подошве и кровле тел тагамитах локализуются породы с гологиалиновой или криптокристаллической структурой матрицы, насыщенной включениями, не несущими следов реакционного взаимодействия с расплавом. Границы их резкие, отчетливые. В центральных частях медленно остывавших достаточно мощных тел тагамитов отмечаются разновидности с геми- и голокристаллической структурой, бедные включениями. Вокруг оплавленных включений кварца развиты реакционные каймы, сложенные кристаллами пироксена (гиперстена или авгита), погруженными в кислое остаточное стекло или продукты его девитрификации. При сравнительно медленном охлаждении больших объемов сильно перегретых импактных расплавов образуется немного центров кристаллизации и возникают тагамиты, состоящие из редких, но относительно крупных микролитов, погруженных в кислое остаточное стекло, которое придает тагамитам стекловатый облик.

Импактиты являются самостоятельной группой пород, они имеют аналоги среди лунных образований. От сходных по внешнему облику пород эндогенного происхождения они отличаются постоянным присутствием в виде включений различных ударно-метаморфизованных пород, диаплектовых минералов и стекол, гипербарических фаз и рядом других ранее отмеченных особенностей, свидетельствующих о сверхвысоких давлениях и высоких температурах, которые воздействовали на слагающие их компоненты.

#### Список литературы

1. Вальтер А. А., Гуров Е. П. Ударный метаморфизм и ударное плавление — уникальные геологические процессы, связанные с образованием взрывных метеоритных кратеров. — В кн.: Метеоритные структуры на поверхности планет. М., Наука, 1979.
2. Геологическое изучение метеоритных кратеров и астроблем/В. Л. Масайтис, А. И. Райхлин, Т. В. Селивановская, В. И. Фельдман. М., 1979 (Обзор ОНТИ ВИЭМС. Сер. Общ. и регион. геология, геол. картирование).
3. Масайтис В. Л. Высокотемпературный метаморфизм и плавление в метеоритных кратерах. — Труды ИГиГ СО АН СССР, 1978, вып. 403.
4. Dence M. R. Impact melts. — J. Geophys. Res., 1971, № 76.
5. Hess P. S. Polymer model of silicate melts. — Geochim. Cosmochim. Acta, 1971, vol. 35, № 3.
6. Masaitis V. L., Raikhlina A. I., Mashchak M. S. Immiscibility of impact melts. Lunar and Planetary Science Conf., XI, Abstr. of papers. Houston, Texas, 1978.
7. Onorato P. I. K., Uhlmann D. R., Simonds C. H. Thermal history of the Mincouagan impact melt sheet, Quebec. — J. Geophys. Res., 1978, vol. 85, № B6.

УДК 552.68(477.63)

*А. П. Никольский, В. П. Наумов,  
М. С. Мащак, В. Л. Масайтис*

#### **УДАРНО-МЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ ПОРОДЫ И ИМПАКТИТЫ ТЕРНОВСКОЙ АСТРОБЛЕМЫ (СЕВЕРНОЕ КРИВОРОЖЬЕ)**

В Северном Криворожье (восточная часть Украинского щита) при разведке железорудных месторождений была выявлена своеобразная зона брекчированных пород, описанная впоследствии как брекчиевая трубка [1]. В брекчиях были отмечены оплавленные обломки вмещающих пород, нераскristализованное стекло, выполняющее трещины, и широкое проявление процессов гизингеритизации брекчий. Обращалось также внимание на более молодой возраст брекчий по отношению к щелочному метасоматозу в этом районе. Весной 1979 г. в брекчиях из трубки и на прилегающих к ней участках А. П. Никольским при изучении шлифов были выявлены признаки ударного метаморфизма [7]. Дополнительные наблюдения, проведенные авторами в 1979 г. в находящихся здесь Первомайском и Анновском карьерах, не оставили сомнения в том, что брекчии из района так называемой брекчиевой трубки и на прилегающих участках имеют импактное происхождение. Эти наблюдения позволили выделить основные типы взрывных брекчий и импактитов, а также в общих чертах охарактеризовать основные особенности строения астроблемы, получившей свое название по пос. Терны.

Терновская астроблема находится в основном в пределах поля развития пород криворожской серии, на сочленении северной части Саксаганской и южной части Анновской полос. К востоку от поля развития пород криворожской серии залегают подстилающие их амфиболиты и плагиомигматиты сланцево-амфиболитовой серии, а к западу — за Лихмановским разломом — толщи плагиогнейсов ингулецкой серии, в значительной степени мигматизированные. В состав криворожской серии входят три свиты: нижняя (кварцито-песчаники, серицит-биотит-кварцевые сланцы), средняя (железистые кварциты, переслаивающиеся с хлорит-биотит-кварцевыми сланцами, куммингтонитовые сланцы с магнетитом, гранатом, кварцем), верхняя (биотит-кварцевые сланцы, иногда с графитом, метапесчаники, метаалевролиты, кварциты, мраморы и другие породы). Породы верхней свиты местами гранитизированы. Простирание пород криворожской серии с юга на север меняется от северо-восточного до северо-западного. Падают они соответственно к северу-западу и юго-

западу, образуя Первомайскую синклинали, осложненную крутыми складками высших порядков.

В районе этой синклинали широко проявился щелочной и карбонатный метасоматоз, который привел к возникновению отдельных зон, содержащих рибекит, эгирин, альбит, карбонат, магнетит.

Структура древнего импактного кратера (астроблемы) в настоящее время может быть реконструирована лишь схематически. После своего образования в среднем палеозое (около 350 млн. лет, судя по калий-аргоновому датированию импактитов) кратер подвергся интенсивной эрозии. Значительная часть структуры перекрыта рыхлыми неогеновыми и четвертичными отложениями мощностью до нескольких десятков метров, которые подстилаются корами выветривания по докембрийским породам. Астроблема имеет сложное строение. В ее центральной части, которая располагается, скорее всего, в районе шахтного поля среди пород верхней свиты, может быть выделено центральное поднятие, имеющее в современном срезе поперечник около  $1,5 \times 2,5$  км. Диаметр сохранившейся структуры предварительно оценивается в 6—8 км, однако точные границы ее пока не установлены (рис. 1).

Сохранившиеся от эрозии аутигенные и частью аллогенные брекчии и импактиты (последние две группы пород составляют коптогенный комплекс) вскрыты карьерами, шахтами, а также многочисленными скважинами вплоть до глубины 1,5 км. Аутигенные брекчии, включающие линзы и неправильные участки инъекционных аллогенных брекчий, дайкообразные линзообразные ветвящиеся тела импактитов, развиты в пределах центрального поднятия и прослежены на глубину до 1 км. Во вмещающих их породах широко развиты конусы разрушения. Раздробленные и частью смещенные блоки пород с цементной текстурой и жилами инъекционных полимиктовых брекчий развиты также и вдоль восточного борта структуры, причем степень дробления уменьшается в радиальных от центра направлениях. Аллогенные мегабрекчии и глыбовые брекчии вскрыты в карьерах в полукольцевой зоне, прилегающей с востока к центральному поднятию. Мощность их увеличивается с востока на запад и достигает нескольких сот метров. Точное определение положения границы между аутигенной и аллогенной брекчиями требует детальных исследований.

В современном срезе астроблемы более 90 % объема коптогенного комплекса составляют аллогенные брекчии. В зависимости от размеров преобладающих в их составе обломков могут быть выделены щебенчатые брекчии, глыбовые брекчии, мегабрекчии и клиппеновые брекчии [4]. Щебенчатые и глыбовые брекчии развиты ограниченно и слагают линзы и неправильной формы тела в мегабрекчиях или клиппеновых брекчиях, но чаще являются цементом этих брекчий. Клиппеновые брекчии за-

нимают участки до нескольких сот квадратных метров. Повсеместно преобладают мегабрекчии — породы, в которых большую часть объема занимают глыбы с поперечником до нескольких десятков метров. Характерными чертами аллогенных брекчий является относительно низкое содержание цемента (нередко обломки и глыбы пород соприкасаются между собой) и плохое перемешивание обломочного материала. В составе брекчий обычно преобладают обломки пород цокольного комплекса, характерные для соответствующего участка нахождения брекчии. В зависимости от состава обломочного материала выделяются мономиктовые и полимиктовые брекчии.



Рис. 1. Схема геологического строения района Терновской астроблемы.

1 — биотитовые плагиогнейсы ингулецкой серии; 2 — кварциты, джеспилиты, кварцево-сланцевые, магнетит-амфиболовые и филлитовидные сланцы, микросланцы и доломиты криворожской серии; 3 — амфиболиты сланцево-амфиболитовой серии; 4 — плагиомигматиты; 5 — аллогенные брекчии (клиппеновые брекчии, мегабрекчии, глыбовые и щебенчатые брекчии) с линзами и гнездами зювитов; 6 — аутигенные брекчии центрального поднятия с линзами инъекционных брекчий; 7 — инъекционные жилы гизингеритизированных брекчий, зювитов и меланократовых высокожелезистых тагамитов в аутигенной брекчии центрального поднятия; 8 — инъекционные жилы зювитов и лейкократовых щелочных тагамитов в аутигенной брекчии центрального поднятия; 9 — предполагаемая граница преимущественного распространения аллогенных брекчий; 10 — предполагаемая граница деформированных пород в пределах контуров астроблемы; 11 — линии разломов; 12 — контуры карьеров.

Мономиктовые аллогенные брекчии преобладают в районе Анновского карьера, но развиты также и в районе Первомайского карьера и ближе к центру астроблемы, где вскрыты скважинами и шахтами. Состоят они главным образом из обломков и глыб пород одной свиты — кварцитов и филлитовидных слюдяных сланцев (нижняя свита), магнетит-амфиболовых сланцев и джеспилитов (средняя свита). Ближе к центральной части



Рис. 2. Конусы разрушения в микросланцах верхней свиты криворожской серии из полимиктовой аллогенной брекчии.

структуры скважинами вскрыты брекчии, состоящие в основном из обломков и глыб карбонатных пород и кварцитов (верхняя свита). Для мономиктовых брекчий характерны обломки и глыбы с цементными текстурами, встречаются конусы разрушения высотой до 0,5—1 м (рис. 2). Особенно хорошо цементные текстуры выражены в кварцитах и мраморах, отдельные глыбы которых достигают нескольких метров. Часто встречаются обломки диаплектового кварца с двумя-тремя системами планарных элементов (преобладает система 1013) и диаплектовые стекла по кварцу. В кварцевом диаплектовом стекле из брекчии, вскрытой Анновским карьером, установлены коэсит и стишовит (рис. 3) [5].

Полимиктовые брекчии развиты локально среди мономиктовых брекчий и иногда ассоциируют с зювитами. Они вскрыты в Первомайском карьере, а также в ряде шахт и скважин. Полимиктовые брекчии отличаются более высоким содержанием це-

ментирующей массы (до 30—40 %, тогда как в мономиктовых брекчиях содержание цемента обычно не превышает 20—30 %), пестрым петрографическим составом обломочного материала и иногда присутствием в цементе обломков импактных стекол. Весьма характерны обломки и крупные глыбы с цементными текстурами, конусами разрушения, обломки диаплектового кварца и диаплектовых стекол по кварцу и полевым шпатам. Встре-

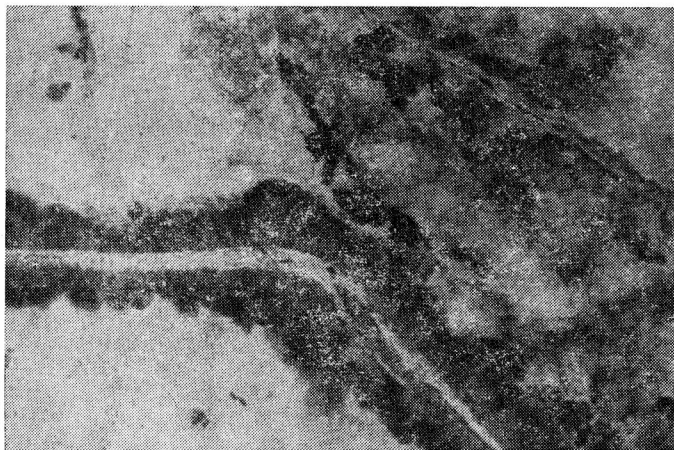


Рис. 3. Бурые почковидные скопления коэзита вдоль трещины в диаплектовом кварцевом стекле. Центральная часть трещины выполнена кварцем и кальцитом.  $\times 70$ , без анализатора.

чаются глыбы с цементными текстурами, инъецированные тонкоперетертым материалом в виде жил мощностью до 15—20 см.

Особо выделяются гизингеритизированные мономиктовые и полимиктовые брекчии, развитые в северо-восточной части центрального поднятия, где они ассоциируют с гизингеритизированными жильными тагамитами. Это очень плотные массивные породы почти черного цвета с едва различимой брекчиевидной текстурой. Состоят они в основном из обломков и глыб магнетит-амфиболовых сланцев и железистых роговиков средней свиты, сцементированных более тонкоизмельченным материалом, соответствующим по составу этим глыбам. Обычно содержание цемента не превышает 15 %. Обломки железистых роговиков часто трещиноватые и нередко с тонкими прожилками (до 0,03 мм) хлорит-халцедонового состава. Магнетит-амфиболовые и реже встречающиеся слюдястые сланцы часто обладают тонковолнистой, как бы филлитовидной текстурой. В них встречаются линзы размером до 10—15 мм, выполненные тридимитом

( $+2V=41^\circ$ ) и радиально-лучистым амфиболом, по-видимому грюнеритом ( $Ng-Np=0,040-0,045$ ;  $cNg=0-15^\circ$ ; плеохроизм от сине-зеленого до зеленовато-желтого). Непосредственно на контакте с тагамитами или в брекчиях с тагамитовым цементом амфибол и биотит этих пород при термическом метаморфизме преобразуются в тонкозернистый агрегат пироксена, близкого к эгирин-авгиту ( $cNg=80-82^\circ$ ;  $+2V=80^\circ$ ;  $Ng=1,735-1,740$ ;  $Np=1,720-1,725$ ;  $Fs_{96}$ ) и фаялита ( $Np=1,812$ ;  $Fa_{93}$ ). При этом сохраняется текстура породы, а вновь образованные пироксен и фаялит развиваются по периферии кристаллов и вдоль трещин. В обломках железистых роговиков происходит перекристаллизация магнетита с образованием миркеитоподобных прорастаний магнетита и кварца. Местами магнетит полностью исчезает. При этом обломки и цемент брекчий в разной степени замещены гизингеритом. Он замещает цемент брекчий, превращая его в темно-бурую, почти непрозрачную массу, а также пироксен, фаялит и другие минералы, образуя сростания желто-зеленых тонкоструктурных агрегатов с параморфозами кварца по тридимиту, и выполняет пустоты в цементе брекчий в виде сферолитовых агрегатов или трещин, образуя жилки мощностью до нескольких сантиметров. В последнем случае гизингерит обладает ярко-зеленым или зеленовато-коричневым цветом, тонкоструктурным или лучистым строением.

Импактиты составляют менее 10 % объема коптогенного комплекса. Они вскрываются в Первомайском карьере, встречаются в отвалах из шахт и вскрыты отдельными скважинами в пределах центрального поднятия. Представлены импактиты зювитами и тагамитами. Последние имеют еще более ограниченное распространение и составляют не более 5 % общего объема импактитов.

Зювиты представляют собой плотно сцементированные брекчии зеленовато-серого, серого или темно-серого цвета. Характерной чертой их является низкое содержание импактных стекол и цементирующей основной массы, плохая сортировка обломочного материала и преобладание обломков минералов. Выделяются витрокристаллокластические и витролитокристаллокластические разновидности. Очень редко на контакте с тагамитами развиты спекшиеся кристалловитрокластические зювиты. Последние помимо более высокого содержания импактных стекол отличаются незначительным содержанием или полным отсутствием обломков пород, хорошо выраженной волнисто-сланцеватой текстурой и очень плотным сложением. В целом содержание обломков пород в зювитах варьирует в пределах 5—35 %, обломков минералов — 20—40 %, включений импактных стекол — 10—40 % и основной цементирующей массы — в пределах 35—45 %.

Петрографический состав обломков пород представлен почти всеми разновидностями, слагающими криворожскую серию.

Преобладающий размер обломков 0,2—5,0 см, но наряду с ними встречаются обломки, измеряющиеся десятными долями миллиметра и десятками сантиметров. Независимо от состава, обломки нередко раздроблены и перемяты, встречаются цементные текстуры и конусы разрушения. Последние особенно хорошо выражены в обломках микрогнейсов. В отдельных обломках кварцитов и микрогнейсов кварц и полевые шпаты превращены в диаплектовые стекла, а амфибол и слюды превращены в бурый почти изотропный агрегат.

Обломки минералов представлены в основном кварцем, полевыми шпатами и магнетитом размером 0,2—0,5 мм. Кварц и полевые шпаты обычно угловатые, часто трещиноватые, кварц часто с планарными элементами, встречаются обломки диаплектовых стекол по кварцу и полевым шпатам.

Включения полиминеральных импактных стекол представлены обломками размером от 0,2—0,3 мм до 3—5 см и лапиллями, бомбами размером от 0,3—0,5 мм до 0,2—0,3 м.

Стекла различаются по окраске, структуре и насыщенности обломками минералов, но все они интенсивно изменены. В одних случаях они замещены слабодвупреломляющим хлорит-монтмориллонитовым агрегатом буровато-зеленого цвета с характерным сетчатым строением, в других — почти изотропным пелитоморфным агрегатом с мельчайшими включениями углеродистого вещества, в третьих превращены в тонкоструктурный кремневый агрегат. Включения интенсивно измененных стекол обычно имеют расплывчатые контуры и сливаются с основной массой. В зависимости от текстуры выделяются сильно пористые, шлаковидные и более массивные флюидалльные стекла. Все включения импактных стекол характеризуются высоким содержанием обломков минералов (от 5—10 до 20—25 %).

Цемент зювитов глинисто-кремнистый с различной примесью карбоната, слюды и магнетита. Характерна вкрапленность пирита, прожилки и гнезда кальцита. В витрокристаллокластических зювитах цемент участками известково-алевритовый или слюдиристо-алевритовый в зависимости от состава обломков пород. В спекшихся зювитах в состав цемента входят мельчайшие включения импактных стекол.

Тагамиты встречены лишь в пределах центрального поднятия, где вскрыты скважинами и шахтами. Они образуют жилы, а также линзовидные и неправильной формы тела в зювитах и аллогенных брекчиях мощностью 0,2—30 м. По составу могут быть выделены лейкократовые щелочные и меланократовые высокожелезистые тагамиты.

Лейкократовые щелочные тагамиты (рис. 4) слагают маломощные жилы. Они пористые, шлаковидные, светло-серой окраски и с весьма ограниченным содержанием (не более 2—5 %) обломков пород и минералов. Поры и пустоты (средний размер 0,5—3 мм) нередко занимают более четверти объема породы.

Примерно 10 % пор выполнено кальцитом, халцедоном и опалом, причем на одних участках преобладает халцедон, на других кальцит. Среди включений чаще всего встречается оплавленный диаплектовый кварц, иногда продукты раскристаллизации кварцевого стекла плавления с характерной «шариковой» текстурой. Размер таких включений кварца не превышает десятых

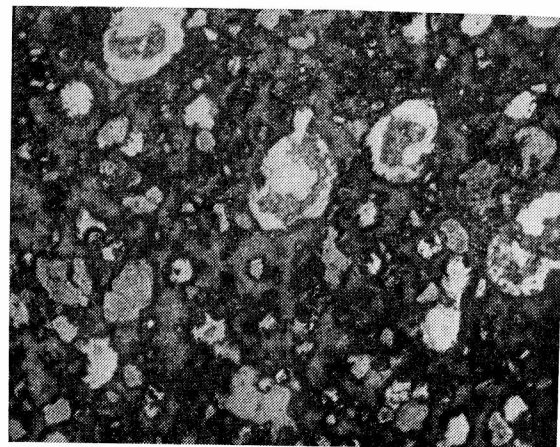


Рис. 4. Лейкократовый щелочной тагамит с пористой текстурой гемикристаллической микролитовой матрицы.  $\times 25$ , без анализатора.

долей миллиметра. Очень редко встречаются обломки ударно-метаморфизованных гнейсов II ступени ударного метаморфизма. Полевые шпаты в них превращены в маскелинит, частью раскристаллизованный, а кварц имеет диаплектовый характер. Местами в результате пирометаморфизма появляется диатектическая структура, знаменующая выплавление эвтектики на границах зерен диаплектового кварца и маскелинита. Темноцветные минералы (по-видимому, амфибол или биотит) превращены в результате термического разложения в бурый, почти изотропный агрегат с тонкой вкрапленностью магнетита. Матрица тагамитов гемикристаллическая, буровато-серая, слабо двупреломляющая (примерно 0,002), микрокварцитового облика. Около 5—8 % ее объема составляют лейстовидные, различно ориентированные выделения щелочного полевого шпата средним размером  $0,007 \times 0,04$  мм.

Меланократовые тагамиты (рис. 5) развиты в аутигенной брекчии по железистым кварцитам, где интенсивно проявлена

гизингеритизация. Видимо, они выполняют трещины, образуя систему разноориентированных жил мощностью до первых метров. Это плотные, участками пористые до шлаковидных, породы черного цвета с зеленым или коричневым оттенками, почти без включений обломков пород и минералов. Изредка встречающиеся включения железистых роговиков имеют оплавленные контуры. Количество пор сильно изменяется: от единичных до 30—

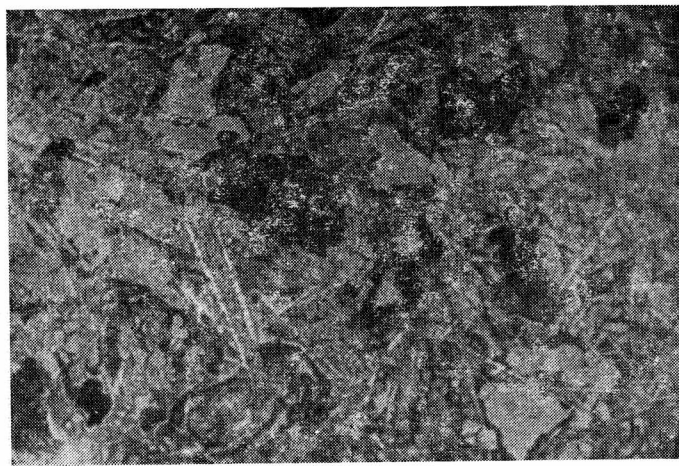


Рис. 5. Меланократовый высокожелезистый тагамит. Призмы пироксена, скелетные кристаллы магнетита и копьевидные параморфозы кварца по тридимиту в тонкоструктурной массе гизингерита.  $\times 120$ , без анализатора.

35 % объема породы. Все поры заполнены тонкочешуйчатым темно-зеленым гизингеритом. Матрица тагамитов имеет зеленовато-бурую пятнистую окраску и гемикристаллическую структуру, обусловленную развитием тонких пластинчатых ( $0,01 \times 0,2$  мм) параморфоз кварца по тридимиту, местами образующих звездчатые срастания. Характерны также копьевидные параморфозы кварца по тридимиту. Они погружены в тонкозернистую, почти изотропную массу гизингерита темно-зеленого цвета с отдельными более крупными его чешуйками. Присутствуют широкие призмы и мелкие зерна моноклинного пироксена — пижонита ( $cNg=37-40^\circ$ ;  $+2V=25-30^\circ$ ;  $Ng=1,726$ ;  $Np=1,713$ ;  $Fs_{73}$ ) или геденбергита ( $cNg=46^\circ$ ;  $+2V=62^\circ$ ;  $Ng=1,754$ ;  $Np=1,728$ ;  $Fs_{94}$ ) и характерные скелетные и дендритовидные кристаллы магнетита.

Резкие различия составов жильных тагамитов обусловлены весьма разнородным характером плавившихся при ударе пород мишени и сравнительно небольшим объемом разнородных рас-

плавов, которые не испытали гомогенизации, будучи в основном внедрены сверху вниз в виде жил в аутигенную брекчию. Лишь частично эти расплавы были распылены и вошли в состав зювитов и в единичных случаях образовали в них небольшие линзовидные тела тагамитов (таблица).

Меланократовые высокожелезистые тагамиты возникли за счет железистых роговиков средней свиты, расплавленных при

Химический состав тагамитов

Компоненты	Тагамиты		Компоненты	Тагамиты	
	лейкократовые щелочные	меланократовые высокожелезистые		лейкократовые щелочные	меланократовые высокожелезистые
SiO <sub>2</sub>	64,40	63,20	CaO	2,35	0,88
TiO <sub>2</sub>	0,37	0,17	Na <sub>2</sub> O	0,79	0,31
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,57	1,79	K <sub>2</sub> O	7,18	0,30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,70	13,45	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,09	0,12
FeO	3,31	10,18	П. п. п.	4,71	5,00
MnO	0,05	0,05	Σ	100,80	98,78
MgO	3,27	4,33	Колич. анализов	6	3

Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории ВСЕГЕИ, аналитики Н. Ю. Бунакова, В. В. Дынкина.

температурах выше точки плавления магнетита ( $1597^\circ$ ). Последующая гизингеритизация высокожелезистого стекла происходила в условиях насыщения системы горячими водами. Дальнейшее развитие этого гидротермального процесса выразилось в образовании жил и гнезд ангидрита, барита палыгорскита и других минералов. Лейкократовые тагамиты, скорее всего, возникли за счет плавления сланцев и микрогнейсов верхней свиты, хотя не вполне ясен источник обогащения их калием. В таблице приведены составы обоих типов тагамитов. В качестве акцессорного минерала в зювитах и тагамитах постоянно присутствует муассанит. Он обнаружен в количествах от 2—5 до 400 зерен в ряде проб с исходным весом 0,5 кг в виде осколков изометричной формы размером 0,2—0,3 мм. Муассанит прозрачный, светло-голубого, реже голубовато-зеленого цвета, с жирным блеском. Большинство зерен люминесцирует в ультрафиолетовом свете желтым или оранжевым свечением. Не исключено, что муассанит кристаллизовался из фракций импактных расплавов, обогащенных углеродистым веществом. Ранее муассанит описывался здесь как кластогенный минерал [5].

Терновская астроблема представляет значительный интерес во многих отношениях. Она выявлена в районе, весьма детально изученном геологически, где имеется огромное количество искусственных горных выработок (шахт, скважин и др.) и где



в пределах двух карьеров глубиной более 200 м в течение длительного времени ведется добыча железных руд. Железистые кварциты входят в состав цоколя астроблемы и аллогенных брекчий. С позиций импактного происхождения деформаций структуры в этом районе оказалось возможным объяснить многие до того неясные стороны геологического строения участка и происхождение некоторых необычных типов брекчий и пород, которые рассматривались ранее как тектонические и вулканические образования. Новый подход к анализу структуры имеет важное значение для проведения эксплуатационных и дальнейших разведочных работ, позволяя иначе интерпретировать закономерности распространения и особенности залегания богатых железных руд.

Дальнейшее изучение Терновской астроблемы, многие особенности которой сходны с таковыми других астроблем на территории СССР [1, 2], безусловно, будет иметь не только научное, но и практическое значение.

#### Список литературы

1. *Брекчиевая* трубка в Северном Криворожье.— Геол. рудн. м-ний, 1968, № 3.
2. *Вальтер А. А., Рябченко В. А.* Взрывные брекчии Украинского щита. Киев, Наукова думка, 1977.
3. *Геология астроблем*/Ред. В. Л. Масайтис. Л., Недра, 1980.
4. *Масайтис В. Л., Райхлин А. И., Селивановская Т. В.* Основные принципы классификации и номенклатуры импактитов и взрывных брекчий.— Литология и полезные ископаемые, 1978, № 1.
5. *Масайтис В. Л., Мащак М. С., Соколова И. Ю.* Гиперборические фазы кремнезема в Терновской астроблеме.— Докл. АН СССР, 1980, т. 255, № 3.
6. *Минералогия* метаобломочных образований в отложениях криворожской серии пород/Л. Ф. Мордовец, Р. С. Веригина, Н. И. Говядинова, В. В. Иванченко.— Минералогия осадочных образований, 1975, № 2.
7. *Никольский А. П.* О генезисе тридимит-гизингеритовых пород Первомайского месторождения в Криворожье.— Докл. АН СССР, 1979, т. 249, № 2.

#### СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие . . . . .	3
<i>Д. В. Рундквист.</i> Основные направления исследований отдела петрологии ВСЕГЕИ . . . . .	5
<b>Теоретические проблемы регионального метаморфизма</b>	
<i>Б. А. Блюман.</i> Эндогенные режимы и типы метаморфизма складчатых областей . . . . .	9
<i>Б. Я. Хорева.</i> Метаморфические и ультраметаморфические формации в истории Земли . . . . .	17
<i>В. В. Жданов.</i> Типизация региональных метаморфо-метасоматических систем . . . . .	23
<i>Б. В. Петров, Н. В. Попова, Н. М. Шемякина.</i> Низкотемпературный метаморфизм, метасоматоз и рудообразование . . . . .	33
<b>Метаморфические комплексы и их рудоносность</b>	
<i>В. К. Кузьмин, В. В. Жданов.</i> Полиметаморфическая зональность Камчатского срединного массива и ее значение для оценки рудоносности . . . . .	46
<i>Ю. Е. Вишневская, А. Т. Маслов, Р. А. Жуков, Л. Н. Дуденко.</i> Высокоглиноземистые сланцы Кейв как продукт регионального кислотного выщелачивания . . . . .	54
<i>Г. М. Беллев, С. Д. Великославинский, Н. М. Кузнецова, Т. А. Павлова, В. А. Рудник, Е. В. Толмачева.</i> Главнейшие закономерности геохимической эволюции ультраметаморфогенного гранитообразования . . . . .	62
<i>В. И. Бергер, С. В. Мамонов.</i> Региональный зональный метаморфизм терригенного комплекса Верхояно-Колымской складчатой системы . . . . .	76
<i>М. А. Черноморский, В. И. Васильева, В. В. Донских.</i> О природе куполовидных структур докембрия восточной части Балтийского щита . . . . .	86
<i>Э. Б. Наливкина, Н. П. Виноградова, А. Г. Нехорошева.</i> Метаморфизм пород северо-западной части Кольского полуострова . . . . .	95
<i>Р. К. Григайтис.</i> Амфиболиты (метабазиты) в истории развития земной коры . . . . .	104
<b>Ударный метаморфизм</b>	
<i>В. Л. Масайтис.</i> Проблемы ударного метаморфизма . . . . .	113
<i>А. И. Райхлин, М. С. Мащак, Т. В. Селивановская, А. Н. Данилин.</i> Петрологические особенности продуктов высоких ступеней ударного метаморфизма . . . . .	123
<i>А. П. Никольский, В. П. Наумов, М. С. Мащак, В. Л. Масайтис.</i> Ударно-метаморфизованные породы и импактиты Терновской астроблемы (Северное Криворожье) . . . . .	132

ПРОБЛЕМЫ РЕГИОНАЛЬНОГО И УДАРНОГО МЕТАМОРФИЗМА

Редактор *Л. В. Белова*  
Технический редактор *А. А. Иванова*  
Корректор *Г. А. Полиевская*

---

Сдано в набор 18.11.82 г. Подписано в печать 31.12.82 г. М-24747.  
Формат бумаги 60×90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Печ. л. 9. Уч.-изд. л. 8,32. Тираж 400 экз.  
Заказ 528. Цена 1 р. 25 к.

---

Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ