

АКАДЕМИЯ НАУК СССР



**ПЕТРОЛОГИЯ  
И МИНЕРАЛОГИЯ  
БАЗИТОВ СИБИРИ**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
БУРЯТСКИЙ ФИЛИАЛ СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ  
Геологический институт

# ПЕТРОЛОГИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ БАЗИТОВ СИБИРИ

Ответственные редакторы  
Н.Л. ДОБРЕЦОВ, Г.В. АНДРЕЕВ



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"  
МОСКВА 1984



4312

Сборник содержит результаты исследования офиолитов и базитовых комплексов, а также связанной с ними минерализации в Забайкалье и Прибайкалье, имеющие как региональное, так и общегеологическое значение. Приведены новые оригинальные фактические материалы, представляющие самостоятельный интерес, особенно данные по минералогии, основанные на широком использовании микронзондовых анализов и масс-спектрометрического анализа золотин. Представленные в сборнике материалы вносят заметный вклад в решение проблем базитов, офиолитов и эклогитов.

Рецензенты

И.Д. РЯБЧИКОВ, Д.И. ЦАРЕВ

## ПРЕДИСЛОВИЕ

В сборнике приведены новейшие результаты исследований офиолитов, других базитовых комплексов и связанной с ними минерализации в Забайкалье и Прибайкалье, которые имеют не только региональное, но и общегеологическое значение. Актуальность полученных результатов определяется как выбором объектов, интересных в теоретическом и практическом аспекте, так и использованием новых методов исследования и теоретических моделей.

Первые три статьи касаются проблем офиолитов, следующие четыре статьи характеризуют эколгиты и другие глубинные породы нижней части коры и верхней мантии, остальные статьи посвящены магматическим базитовым плутонам и связанной с ними рудной минерализации, а также гранитоидам, генетически связанным с базитами. Структурное положение офиолитов обрамления Гэрганской глыбы послужило одним из доказательств крупных горизонтальных перемещений и покровной тектоники в Восточном Саяне. Аналогичное значение имеет статья о докембрийской офиолитокластовой олистостроме в Северном Прибайкалье. Эта рифейская олистострома, как и ассоциирующие офиолиты, — одни из древнейших в мире среди аналогичных образований, поэтому их характеристика имеет особую важность для оценки эволюции геологических процессов в истории Земли.

В статьях о глубинных породах впервые подробно охарактеризованы эколгиты и эколгитоподобные породы Северного Прибайкалья. Это, по существу, первое описание глубинных пород в Забайкалье и Прибайкалье. Их структурное положение в обрамлении Муйской "глыбы" (или, точнее, чешуи докембрийского фундамента), а также особенность состава аналогичны включениям эколгитов и пироповых перидотитов в гнейсах кристаллических массивов Центральной и Юго-Западной Европы. Данные по ним суммированы с привлечением новой информации по Чешскому и Родопскому массивам и высказана новая гипотеза о локализации включений этих пород в зонах глубинных надвигов, куда они были отторгнуты из мантии в процессе крупномасштабных горизонтальных перемещений. Глубинные включения в базальтоидах Витимского плато служат непосредственным источником информации о верхней мантии, в частности это позволило по структурным особенностям и минералогическим критериям воссоздать схему эволюции верхней мантии в районе формирования Байкальского рифта. Это одна из первых работ такого рода. Статья о метабазитах Юго-Западного Памира, кроме информации о минералогических превращениях в глубинной части земной коры, представляет интерес как пример использования нового методического приема — расчетов минеральных реакций в многокомпонентных системах на основе комбинаторной геометрии и использования ЭВМ.

Серия работ о магматических базитах открывается статьей, в которой обосновывается новая модель близперитектической кристаллизации базитовых расплавов, объясняющая их ритмическую расслоенность. Этот процесс — наиболее яркая черта базитовых плутонов, он сопровождается накоплением рудных минералов.

Во всех статьях приводится новый оригинальный фактический материал, представляющий самостоятельный интерес, особенно данные по минералогии, основанные на широком использовании микронзондовых анализов, а также масс-спектрометрического анализа индивидуальных золотин. Эти самые современные методы исследования позволяют получать принципиально новую информацию, которая вместе с высоким уровнем теоретических обобщений в большинстве статей позволяет надеяться, что проведенные исследования по базитам и ассоциирующим породам Прибайкалья и Забайкалья внесут заметный вклад в решение проблем базитов и офиолитов.

### УСЛОВНЫЕ СОКРАЩЕНИЯ

<i>Аб</i>	— альбит	<i>Ор</i>	— ортоклаз
<i>Авг</i>	— авгит	<i>Орп</i>	— ортопироксен
<i>Акт</i>	— актинолит	<i>Пи</i>	— пироп
<i>Алм</i>	— алмадин	<i>Пл</i>	— плагиоклаз
<i>Амф</i>	— амфибол	<i>Рог</i>	— роговая обманка
<i>Ан</i>	— анортит	<i>Рп</i>	— ромбический пироксен
<i>Анд</i>	— андрадит	<i>Руд</i>	— рудный минерал
<i>Бар</i>	— баркивикит	<i>Рут</i>	— рутил
<i>Би</i>	— биотит	<i>Серп</i>	— серпентинит
<i>Гр</i>	— гранат	<i>Сил</i>	— силлиманит
<i>Грос</i>	— гроссуляр	<i>Сп</i>	— спессартин
<i>Ди</i>	— диопсид	<i>Сф</i>	— сфен
<i>Дист</i>	— дистен	<i>Тр</i>	— тремолит
<i>Ил</i>	— ильменит	<i>Фа</i>	— фаялит
<i>Кар</i>	— карбонат	<i>Фо</i>	— форстерит
<i>Кв</i>	— кварц	<i>Фс</i>	— ферросилит
<i>Корд</i>	— кордиерит	<i>Хл</i>	— хлорит
<i>Кп</i>	— клинопироксен	<i>Черм</i>	— чермакитовый компонент
<i>Кш (КПШ)</i>	— калиевый полевой шпат	<i>Шп</i>	— шпинель
<i>Кцо</i>	— клиноцоизит	<i>Цо</i>	— цоизит
<i>Мг</i>	— магнетит	<i>Эд</i>	— эденит
<i>Мп</i>	— моноклинный пироксен	<i>Эн</i>	— энстатит
<i>Му</i>	— мусковит	<i>Эп</i>	— эпидот
<i>Ол</i>	— оливин	<i>f =</i>	$(Fe + Mn) / (Fe + Mn + Mg) \cdot 100$
<i>Омф</i>	— омфацит		

Е.В. Складаров, В.Н. Медведев, А.А. Куликов, Л.А. Цой

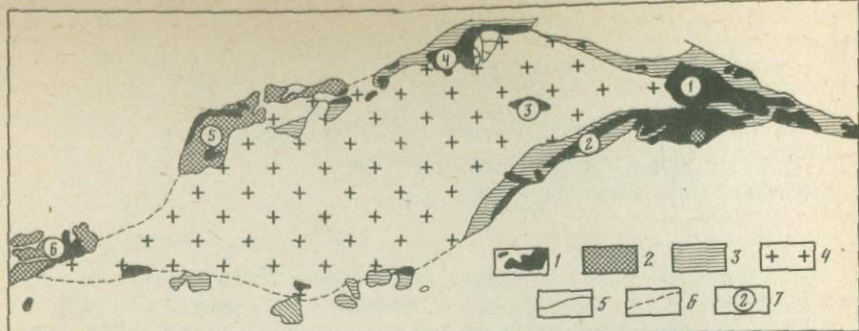
**СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ ОФИОЛИТОВ  
ОБРАМЛЕНИЯ ГАРГАНСКОЙ ГЛЫБЫ**

Выяснение особенностей состава, структуры и геологического положения ультрабазитовых массивов и поясов всегда было важным и актуальным в связи с возможностью решения целого ряда глобальных петрологических проблем. В последнее время с развитием теории новой глобальной тектоники, а в ее рамках — вопроса о происхождении офиолитов возникла необходимость пересмотра геологического положения многих ультрабазитовых массивов и поясов. К одним из них относится Чильчирский ультрабазитовый пояс Восточного Саяна, включающий одноименный, а также Оспинско-Китойский, Хара-Нурский и Улан-Сарьдагский массивы (рис. 1). В исследованиях И.В. Белова и М.В. Богйдаевой [1], Г.В. Пинуса и Ю.Н. Колесника [6], А.Н. Сутурина [7], О.М. Глазунова [2] и др. происхождение массивов и пояса в целом рассматривалось в рамках классической теории внедрения протрузий или интрузий по глубинным разломам. Применение в более поздних исследованиях термина "офиолиты", по существу, является подменой термина "гипербазиты" без рассмотрения его генетической сущности.

Впервые обоснованное отнесение Ильчирского и Улан-Сарьдагского массивов к офиолитовому комплексу с выделением отдельных членов офиолитового "разреза" — сетчато-полосчатого дунит-гарцбургитового комплекса, комплекса параллельных даек, а также зон меланжа было сделано Э.Г. Конниковым и Н.Л. Добрецовым [5]. Ими же было высказано положение о гипербазитовых массивах Ильчирского пояса как о фрагментах бескорневой офиолитовой пластины, вовлеченной позднее в процесс складчатости и горообразования.

Наши исследования последних лет показали правомерность такого предположения на примере изучения Оспинско-Китойского и Хара-Нурского ультрабазитовых массивов. Более детально нами изучен Оспинско-Китойский — наиболее крупный ультрабазитовый массив Ильчирского пояса. На западе он ограничен архейскими образованиями Гарганской глыбы. На севере к массиву примыкают граниты и гранито-гнейсы, возраст которых до сих пор является предметом дискуссии и варьирует в различных исследованиях от верхнего протерозоя до нижнего кембрия. На юге гипербазиты контактируют с существенно известковой толщей, которая в виде тектонических клиньев встречается и на северном контакте гипербазитов. Еще далее к югу распространены известняковые конгломераты, датируемые средним палеозоем. С гипербазитами как Оспинско-Китойского массива, так и Ильчирского пояса в целом пространственно связаны метаморфизованные эффузивы, граувакки и углеродистые сланцы ильчирской свиты.

Изучение Оспинско-Китойского ультрабазитового массива и его рамы подтвердило правомерность отнесения ультрабазитов и связанных с ними пород к офиолитам первого типа, по Н.Л. Добрецову [3], для которых характерен стратифицированный парагенезис серпентинизированных ультрабазитов, габбро, габбро-диабазов дайкового комплекса и перекры-



Р и с. 1. Схема размещения офиолитов обрамления Гарганской глыбы

1 — ультрабазиты; 2 — габбро, габбро-диабазы и базальты, нерасчлененные; 3 — вулканогенно-терригенные отложения ильчирской свиты; 4 — архейские породы и гранитоиды Гарганской глыбы; 5 — геологические границы и разрывные нарушения; 6 — границы Гарганской глыбы; 7 — наиболее крупные базит-ультрабазитовые массивы: 1 — Оспинско-Китойский, 2 — Ильчирский, 3 — Улан-Сарьдагский, 4 — Харанурский, 5 — Дунжугурский, 6 — Тархойский

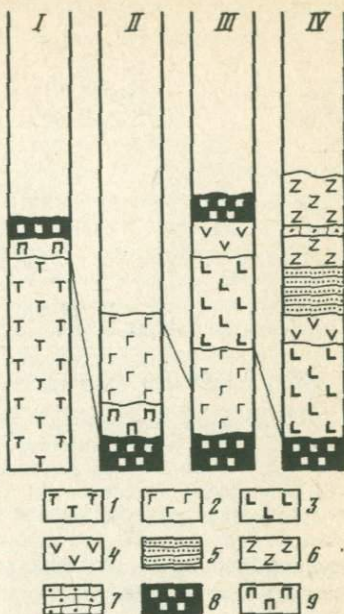
вающих эффузивов с глубоководными осадками. В непрерывном разрезе вся эта последовательность не наблюдалась. Этого было бы трудно ожидать, поскольку в отличие от известных четко стратифицированных молодых офиолитовых образований [4] картина здесь значительно осложняется плеквативной и дизъюнктивной тектоникой; однако при сопоставлении нескольких разрезов вкост Оспинско-Китойского массива (рис. 2) прослеживаются все члены офиолитового ряда, причем в разных разрезах они, как правило, перекрываются.

Нижняя часть офиолитового разреза представлена в той или иной степени серпентинизированными дунитами и гарцбургитами сетчато-полосчатого комплекса. Петрографическая и петрологическая характеристика ультраосновных пород достаточно полно дана в работах А.Н. Сутурина [7] и О.М. Глазунова [2], поэтому здесь мы лишь отметим, что дуниты и гарцбургиты относятся к магнезиальной ветви, по О.М. Глазунову [2], характерной для офиолитовых комплексов.

Пироксениты переходной зоны сравнительно слабо распространены и встречаются лишь в периферических частях габбровых тел в южной части массива (рис. 3). Среди пироксенитов наиболее широко распространены ортопироксениты, в основном с сильно измененным энстатитом и небольшим количеством нацело серпентинизированного оливина. Клинопироксениты встречаются в подчиненном количестве; они, как правило, более "свежие". По данным А.Н. Сутурина [7], клинопироксениты являются более поздними, образующими жилы или серии жил не только в ортопироксенитах, но и в дунитах и гарцбургитах. Принадлежность пироксенитов к зоне, переходной от перидотитов к габбро, подтверждается закономерным изменением их структуры и соотношений по мере перехода от габбро к перидотитам. В краевых частях тел габброидов присутствуют ксенолиты пироксенитов (до 19 × 30 м). В зоне непосредственного контакта пироксениты "цементируют" обломки габбро (рис. 4) и перемежаются с габбро. По мере удаления от габбро следуют вначале однородные пироксениты, а затем наблюдается переслаивание пироксенитов и серпентинизированных перидотитов (мощность прослоев 10–50 см). Такое переслаивание очень характерно для офиолитовых кумулятов [4].

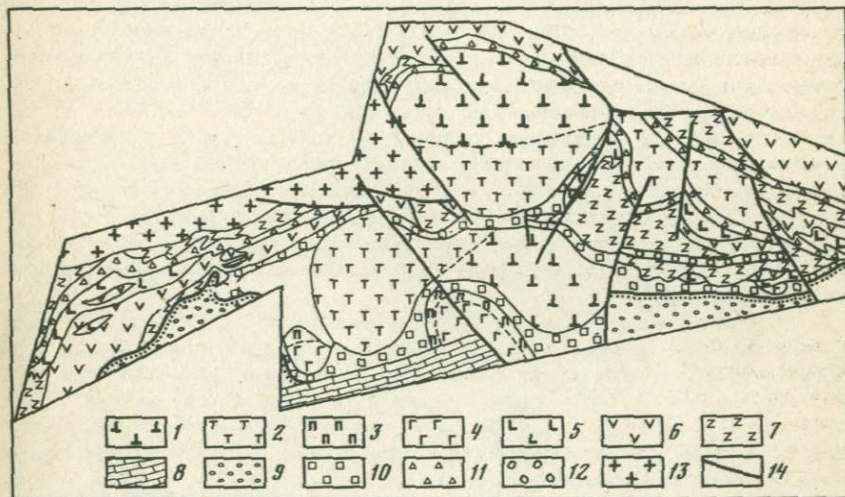
Р и с. 2. Разрезы вкрест Оспинско-Китойского массива

1 — ультрабазиты; 2 — габбро; 3 — габбро-диабазы дайкового комплекса; 4 — metabазальты; 5 — метаграувакки; 6 — углеродистые сланцы; 7 — доломиты; 8 — зона меланжа; 9 — пироксениты; I — разрез по руч. Змеевиковый; II — там же, в приустьевой части; III — разрез в правом борту р. Борто-Гол; IV — разрез в верховьях р. Борто-Гол

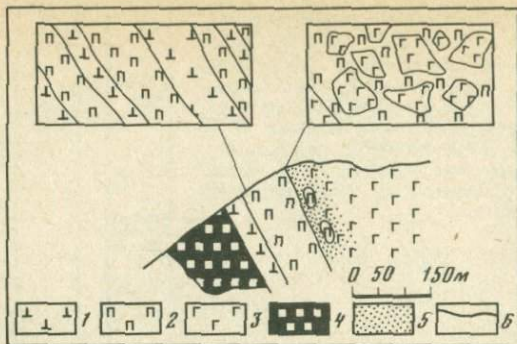


Р и с. 3. Структурно-тектоническая схема Оспинско-Китойского массива

1 — дуниты; 2 — гарцбургиты; 3 — пироксениты; 4 — габбро; 5 — габбро-диабазы дайкового комплекса; 6 — metabазальты; 7 — углеродистые сланцы; 8 — мраморизованные известняки; 9 — конгломераты; 10 — меланж 1 типа; 11 — меланж 2 типа; 12 — меланж 3 типа; 13 — гранитоиды; 14 — геологические границы и разрывные нарушения



Офиолитовые габбро встречаются в виде нескольких небольших тел в южной части массива. В работах М.Ф. Шестопалова [8], А.Н. Сутурина [7] и др. габбро отнесены к боксонскому комплексу кембрийского возраста. Датировка основывалась на факте прорывания габброидами гипербазитов и известковых толщ верхнего протерозоя. Однако наше исследование показало, что ни в одном случае габброиды не имеют интрузивных контактов с известняками, а с гипербазитами контакт либо тектонический, либо постепенный, через переходную зону пироксенитов. Например, наиболее крупное тело габброидов в левом борту руч. Змеевиковый с севера,



Р и с. 4. Строение переходной зоны между ультрабазитами и габбро (руч. Змевиковский)

1 — серпентинизированные перидотиты; 2 — пироксениты; 3 — габбро; 4 — меланж; 5 — зоны родингитизации; 6 — геологические границы и разрывные нарушения

востока и запада ограничивается зоной меланжа, а с известняками контакт тектонический, по разлому субширотного простирания. Для других тел габброидов также характерны тектонические контакты (по разломам или через зону меланжа) или постепенные переходы к прилегающим ультрабазитам.

Габброиды обычно средне- или крупнокристаллические, подчиненную роль играют мелко- или гигантозернистые габбро. Наиболее широко распространены габбро диопсид-плаггиоклазового состава, иногда с подчиненным количеством ромбического пироксена. Наряду с довольно обычным для офиолитовых габбро замещением диопсида уралитовой роговой обманкой, ромбического пироксена — баститом, плаггиоклаза — альбитом и цоизитом в краевых частях габбровых тел наблюдается родингитизация, выраженная прежде всего в образовании мелкокристаллических разновидностей, в которых диопсид образует идиоморфные светло-зеленые кристаллы, а плаггиоклаз полностью замещен цоизитом или цоизит-хлорит-альбитовым агрегатом. Кроме того, в родингитизированных породах нередко присутствует гроссуляр.

В небольшом теле на левом борту р. Борто-Гол наблюдается переход от офиолитовых габбро к габбро-диабазовому дайковому комплексу. Габбро-диабазовый комплекс, относимый ранее к нижним частям ильчирской свиты или к габброидам боксонского комплекса, распространен в восточной и западной периферических частях Оспинско-Китойского массива. Поскольку габбро-диабазы метаморфизованы в  $P-T$ -условиях фации зеленых сланцев, дайковое строение комплекса удается отчетливо картировать лишь в некоторых случаях, как правило, при контрастном составе контактирующих даек. В дайковом комплексе наиболее широко распространены диабазы, как правило пирротин- или магнетитсодержащие, и микрогаббро. Реже встречаются "скрины" среднезернистых габбро.

На левобережье р. Борто-Гол в непрерывном разрезе наблюдалась смена габбро-диабазового комплекса перекрывающимися метаморфизованными эффузивами, которые, в свою очередь, сменяются граувакковыми метапесчаниками и углеродистыми сланцами, как правило, пиритизированными, с прослоями метаэффузивов и доломитов. Пространственная связь эффузивно-чёрносланцевой толщи с гипербазитами отмечалась выше. Если же учесть наличие офиолитовых габбро и дайкового комплекса, то пара-

генетическая связь эффузивов и углеродистых сланцев (первично черных глубоководных илов) с другими членами офиолитового комплекса становится практически бесспорной.

В пределах распространения гипербазитов Оспинско-Китойского массива, а также эффузивно-черносланцевых толщ ильчирской свиты закартировано несколько зон меланжа (см. рис. 3). Меланж в пределах Оспинско-Китойского массива был описан А.Н. Сутуриным [7], но "обломки" известняков и других пород трактовались им как ксенолиты в гипербазитах. Однако если учесть, что последние не подвергались термической переработке, а также что в обломках присутствуют габброиды, диабазы и ультрабазиты, то становится понятно, что в данном случае мы имеем дело с тектоническими зонами меланжа. По составу цемента (а не составу обломков) выделяются два типа меланжа — серпентиновый и тальк-карбонатный. Однако изучение взаимоотношений между ними показывает, что тальк-карбонатный меланж (как и тальк-карбонатные породы, сравнительно широко распространенные в пределах гипербазитовых массивов Ильчирского пояса) — это метаморфизованный в условиях высокого  $P_{CO_2}$  (вероятно, из-за притока  $CO_2$  из нижележащих карбонатных толщ) серпентиновый меланж. Поэтому в дальнейшем по такому признаку мы меланж не подразделяем. Важнее отметить, что по составу обломков и глыб также выделяется несколько типов меланжа.

1. Меланж с обломками апоперидотитовых и аподунитовых серпентинитов, габброидов, часто родингитизированных, и известняков. Размеры обломков варьируют от нескольких сантиметров до десятков метров.

2. Меланж с обломками пород только офиолитового разреза. Резко преобладают обломки апоперидотитовых и аподунитовых серпентинитов.

3. Меланж с обломками только пород габбро-диабазового комплекса параллельных даек и перекрывающей эффузивно-углеродисто-сланцевой толщи.

Наличие зон меланжа не только вокруг гипербазитов, но и в виде ответвлений внутрь эффузивно-осадочных толщ свидетельствует в пользу системы аллохтонных пластин офиолитов, а не протрузивных тел. Следует подчеркнуть, что, хотя мы употребляем термин "офиолитовая пластина", последняя на самом деле не является гомогенной, а представляет собой "пакет чешуй" более мелкого порядка. И меланж каждого из выделенных типов занимает определенное структурное положение в этом "пакете". Зоны меланжа 1 типа подстилают всю офиолитовую пластину. Наиболее широко они распространены в южной части Оспинско-Китойского массива. Меланж 1 типа характеризуется наибольшей мощностью, часто удвоенной или утроенной в связи с интенсивной изоклинальной складчатостью.

Зона меланжа 2 типа распространены внутри Оспинско-Китойского массива, обычно на контакте разных офиолитовых пластин, представленных породами нижней и средней частей офиолитового разреза.

Зоны меланжа 3 типа развиты только в восточной части массива. Они подстилают пластины, сложенные породами верхней части офиолитового разреза — метаэффузивами и углеродистыми сланцами.

Исходя из особенностей строения и соотношений различных типов пород в пределах Оспинско-Китойского массива, а также парно-линейного расположения пород офиолитовой серии, можно предположить следующий механизм формирования структуры региона.

В соответствии с работами [3, 4] примем, что офиолиты являются фрагментами древней коры океанического типа. После ее формирования вследствие смены условий растяжения условиями сжатия часть океанической коры (офиолитовая пластина) обдуктировала на известняки монгошин-

ской свиты и архейские метаморфические толщи Гарганского микроконтинента. Амплитуда таких горизонтальных перемещений, судя по современным офиолитовым покровам (Оманский надвиг), могла быть весьма значительной. Дальнейшее сжатие приводило к "выдавливанию" или изостатическому всплыванию легкой Гарганской глыбы. При этом, судя по конфигурации офиолитового пояса, можно предположить, что в западной части амплитуда вертикального движения была больше, чем в восточной. За этим последовала денудация поднятой части. Косвенным признаком, подтверждающим это, может служить широкое развитие к югу от Ильчирского пояса крупноглыбовых конгломератов сагансайрской свиты среднего палеозоя, в которых обнаружены и обломки пород офиолитовой ассоциации. Эрозия привела к полному уничтожению офиолитового покрова в центральной части и современной его конфигурации в виде двух ветвей, расходящихся от Оспинско-Китойского массива и почти полностью окружающих Гарганскую глыбу (см. рис. 1).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Белов И.В., Богудаева М.В. Формация ультраосновных пород восточной части Восточного Саяна и Прибайкалья. — В кн.: Петрография Восточной Сибири. М.: Изд-во АН СССР, 1962, т. 2, с. 103–156.
2. Глазунов О.М. Геохимия и рудоносность габброидов и гипербазитов. Новосибирск: Наука, 1980. 190 с.
3. Добрецов Н.Л., Козак А.П., Молдавцев Ю.Е. и др. Петрология и метаморфизм древних офиолитов. Новосибирск: Наука, 1977. 218 с.
4. Колман Р.Г. Офиолиты М.: Мир, 1979. 256 с.
5. Конников Э.Г., Добрецов Н.Л. Офиолитовая ассоциация Восточного Саяна. — В кн.: Эволюция офиолитовых комплексов. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981, с. 41–52.
6. Пинус Г.В., Колесник Ю.Н. Альпинотипные гипербазиты юга Сибири. М.: Наука, 1966. 211 с.
7. Сутурин А.Н. Геохимия гипербазитов Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1978. 140 с.
8. Шестопалов М.Ф. Ультраосновной массив Китойских Адрь в Восточном Саяне и связанные с ним месторождения. — В кн.: Сборник работ по камням-самоцветам. М.; Л., 1938, вып. 4, с. 82–98.

УДК 553.89 (47–57)

А.В. Татаринов, Е.В. Скляров, В.К. Халтуева,  
Д.С. Глюк, Г.Г. Несмелов

#### ЮВЕЛИРНО-ПОДЕЛОЧНЫЕ РОДИНГИТЫ

Родингиты объединяют специфическую группу метасоматических пород, пространственно и генетически связанных с офиолитовыми комплексами. Парагенезисы их многообразны [9, 12], а диапазон  $P$ – $T$ -условий формирования достаточно широк, хотя они и образуются в строго определенной геологической обстановке [1, 10, 12], характеризующейся наличием серпентинитов и габброидов, включая гипабиссальные аналоги последних. В сравнительно редких случаях роль исходных пород при родингитообразовании играют жильные и метаморфические породы гранитного состава [7, 19]. Большинство исследователей связывают происхождение родингитов с серпентинизацией ультрабазитов.

Таблица 1

## Камнесамоцветная родингитовая формация

Парагенетический тип месторождений ювелирно-поделочных родингитов	Вид цветного камня	Примеры месторождений, проявлений
Пироксен-гранат-везувиановый	Везувианит (калифорнийский жад)	Массивы ультрабазитов: Чаган-зунский на Алтае, Верхне-Суринский в Енисейском крае, Иджимский в Западном Саяне
	Гранатиты гроссулярит	Массивы ультрабазитов: Оспинско-Китойский в Восточном Саяне, Иджимский в Западном Саяне
Хромит-альбит-пироксен-гранатовый	хромгроссулярит гидрогроссулярит (трансваальский жад)	Массивы ультрабазитов: Джамбульский и Шайтансимесский в Казахстане [11, 14], Куликовский, Рай-Из, Войкаро-Сынынский на Урале [2, 5]
Магнетит-везувиан-пироксен-гидрогроссуляровый		
Альбит-цоизит-пироксен-амфиболовый	Диопсидиты хромдиопсидит нефритоподобный диопсидит (каркаро) нефрит	Оспинско-Китойский и Иджимский массивы ультрабазитов
		Массивы ультрабазитов в Саянах, Прибайкалье, Забайкалье, Туве, Кузнецком Алатау, Горном Алтае, на Урале, Северо-Востоке СССР
Шпинель-гранат-цоизитовый	Хромцоизит	Массивы ультрабазитов в Северном Казахстане [3]

Декоративные разновидности родингитов, используемые как сырье для производства различных украшений и поделок, известны в зарубежной геммологической литературе [17] под названием "жады" (трансваальский, калифорнийский, каркаро и т.д.). Они представлены практически мономинеральными породами гранатового, гидрогранатового, пироксенового и везувианового состава. Нередко к группе жадов относят нефрит, жадеит, благородный серпентинит. В 60–70-е годы на территории СССР специализированными и попутными поисками выявлены различные по составу родингиты, обладающие свойствами ювелирно-поделочных камней (табл. 1). Результаты их изучения наряду с имеющимися литературными данными [2, 3, 6, 12, 14, 21] позволили рассматривать родингиты в качестве особой камнесамоцветной формации. Опыт выделения подобных формаций в литературе не освещен, хотя известны отдельные работы, в которых приводится характеристика рудовмещающих геологических формаций для многих генетических классов и групп самоцветов [7, 8]. Между тем проблемы средне- и крупномасштабного прогнозирования месторождений цветных камней не могут быть удовлетворительно решены без помощи таких фундаментальных категорий минерагенического анализа, как "рудовмещающая формация", "камнесамоцветная формация", "парагенетический тип месторождений".

В рамках камнесамоцветной родингитовой формации мы выделяем пять формационных подтипов, или парагенетических типов, месторождений

ювелирно-поделочных родингитов с присущими каждому видам цветного камня (см. табл. 1).

В формацию ювелирно-поделочных родингитов нами также включены нефриты, которые в ряде публикаций [15, 18, 19] рассматриваются как бы автономно от родингитов, о чем свидетельствует слишком широкое использование терминов "нефритовая жила", "нефритовое тело". Эти термины, быть может, вполне оправданные в разведочном деле, вряд ли уместны в петрологии и геологии месторождений. На наш взгляд, вместо названия "нефритовые жилы" правильнее употреблять "нефритовые зоны родингитовых тел", "тела родингитов с нефритом", "нефритосодержащие родингиты", так как нефрит почти повсеместно слагает промежуточные или крайние зоны родингитовых тел [7, 9, 12], являясь наряду с гранатом, волластонитом, везувианом, диопсидом, эпидотом, цоизитом, хлоритом, альбитом полноправным членом родингитовых тел. Термин "нефритовое тело" мы предлагаем сохранить только для мономинеральных тел родингитов нефритового (тремолит-актинолитового) состава. Аналогичным образом можно выделить тела везувианитов, диопсидитов, гранатитов, цоизититов и т.д. Не касаясь вопросов генезиса, в предлагаемой работе мы остановимся на характеристике некоторых видов цветных камней родингитовой формации, которые мало известны широкому кругу геологов.

### ВЕЗУВИАНИТЫ

Ярко окрашенные в зеленый и оливково-зеленый цвета, просвечивающие в пластинках толщиной до 3 см, мономинеральные везувианитовые родингиты установлены в двух регионах — Горном Алтае и Енисейском крае. На Алтае апогабровые пироксен-везувиановые с гранатом родингиты образуют небольшое тело мощностью 0,4 м, залегающее в тонкозернистых серпентинитах. Везувианит, на 90—95% состоящий из везувиана и небольшого количества диопсида, слагает отдельные участки, гнезда (20—30 см) в краевой части родингитового тела. Структура породы гранулообразная, размер зерен 0,03—0,1 мм.

Менее интенсивно окрашенные по сравнению с алтайскими, но глубоко просвечивающие тонкозернистые везувианиты в валунах по р. Сурниха (Енисейский край) только на 65—75% сложены везувианом. Весьма существенную примесь в них составляет клинохлор. Отмечены также единичные включения зерен хромшпинелида. Вокруг зерен хромшпинелида везувиан окрашен в ярко-зеленый цвет, но размеры интенсивно окрашенных участков не превышают 5—8 мм. Везувиан часто образует радиальнолучистые и сноповидные агрегаты размером 0,5—1,0 мм, нередко замещающие тонкочешуйчатый клинохлором.

Принадлежность везувианитовой породы р. Сурниха к родингитам доказывается данными по химическому составу везувиана (табл. 2), который отвечает составу этого минерала из родингитов различных регионов [4]. Об этом свидетельствует и сходство химизма везувианов р. Сурниха и Иджимского массива ультрабазитов, а родингитовая природа везувианитов из Иджимского массива не вызывает сомнений [13, 16].

Как ювелирно-поделочный камень может представлять интерес везувиан из друз родингитов Иджимского массива [5, 16]. По художественно-декоративным и технологическим свойствам везувианиты Горного Алтая и Енисейского края близки к нефритам, а по такому важному для камнеобрабочников параметру, как просвечиваемость, отдельные разновидности превосходят лучшие сорта нефрита. К сожалению, до сих пор этот вид камня не оценен по достоинству камнесамоцветной промышленностью.

Таблица 2

Химический состав (в вес. %) пироксенов, тремолита и везувианов из родингитов Оспинско-Китойского, Иджимского и Верхне-Сурнихинского массивов ультрабазитов

Компоненты	1а*	16*	2*	С-1	31
SiO <sub>2</sub>	53,3	52,6	57,0	38,00	36,41
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,03	0,08	Не опр.	0,09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,76	0,24	1,83	19,60	14,77
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,26	4,76	0,33	Не опр.	Не опр.
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Не опр.	Не опр.	Не опр.	1,37	6,99
FeO	4,06	3,29	1,34	0,21	0,40
MgO	15,1	10,0	24,1	1,96	4,29
MnO	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,06	0,056
CaO	24,4	29,3	13,0	34,26	33,56
Na <sub>2</sub> O	0,81	0,12	0,55	0,59	0,16
K <sub>2</sub> O	0,01	0,01	0,03	0,14	0,02
П.п.п.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	3,81	0,86
H <sub>2</sub> O	"	"	2,00	Не опр.	2,52
Сумма	99,72	100,35	100,26	100,00	100,17
Si	1,964	1,964	7,748	8,72	8,74
Ti	0,001	0,001	0,008	—	0,01
Al	0,076	0,011	0,294	5,30	4,17
Cr	0,008	0,140	0,033	—	—
Fe <sup>3+</sup>	—	—	—	0,24	1,27
Fe <sup>2+</sup>	0,125	0,103	0,150	0,04	0,09
Mg	0,829	0,562	4,882	0,67	1,54
Ca	0,962	1,176	1,894	8,43	8,63
Na	0,058	0,008	0,147	0,27	0,07
K	—	—	0,001	0,04	—
Сумма	4,023	3,965	15,156	23,71	24,52

\* Анализы выполнены на микрозонде JXA-5. Оператор Л.А. Усова.

1а — яблочно-зеленый пироксен из родингитов Оспинско-Китойского массива; 16 — изумрудно-зеленый пироксен из хромдиопсидитов Оспинско-Китойского массива; 2 — травяно-зеленый тремолит из родингитов Оспинско-Китойского массива; С-1 — везувиан из везувианитов Верхне-Сурнихинского массива; 31 — везувиан из родингитов Иджимского массива [16].

## ГРАНАТИТЫ

Ювелирно-поделочные мономинеральные гранатовые и гидрогранатовые родингиты представлены светло-, травяно-, изумрудно-зелеными и фиолетовыми разновидностями. Чаще всего они образуют гнездо- и линзовидные обособления в высокотемпературных пироксен-гранат-везувиановых родингитах и редко встречаются в виде реликтовых обособлений среди нефритоносных родингитов [20]. Наиболее широко распространены светло-зеленые гроссуляриты и гидрогроссуляриты, сравнительно редки изумрудно-зеленые хромсодержащие их разновидности, а также гранатиты, сложенные гранатом уграндитового ряда. Всем без исключения разновидностям ювелирно-поделочных гранатитов присущи тонкозернистая структура и просвечиваемость на значительную глубину (до 1 см).

Таблица 3

Химический состав (в вес. %) гранатов из родингитов и ультрабазитов Западного Саяна, Восточного Саяна и Юго-Западного Прибайкалья

Компоненты	БР-1	ХМ-1	1	2а	2б
SiO <sub>2</sub>	37,10	38,40	39,4	39,6	38,8
TiO <sub>2</sub>	Не обн.	Не обн.	0,22	0,12	0,14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,50	10,77	23,1	20,7	20,0
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,50	14,97	Не обн.	Не обн.	3,11
FeO	1,30	1,89	0,16	4,40	3,88
MnO	0,20	0,48	0,09	0,05	0,04
MgO	2,50	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
CaO	35,10	33,08	37,1	35,3	35,5
Сумма	101,20	99,59	100,07	100,37	101,47
Si	2,913	3,033	2,955	3,015	2,943
Ti	—	—	0,012	0,007	0,008
Al	1,246	1,003	2,046	1,857	1,792
Cr	0,718	0,937	—	0,120	0,186
Fe <sup>2+</sup>	0,085	0,113	0,010	0,161	0,246
Mn	0,024	0,055	0,010	0,006	0,005
Mg	0,165	—	—	—	—
Ca	2,965	2,798	2,977	2,885	2,88
Сумма	8,116	7,939	8,010	8,050	8,060
F	78,9	67,3	50,0	97,9	98,0

Обр. БР-1, ХМ-1 — изумрудно- и травяно-зеленые нефриты: обр. БР-1 — Борусско-го массива, обр. ХМ-1 — Хамархудинского массива; обр. 1, 2а, 2б — породы Оспинско-Китайского массива: обр. 1 — фиолетовый гранатит, обр. 2а — светло-коричневый полосчатый гранат-плаггиоклазовый родингит, обр. 2б — изумрудно- и травяно-зеленый диопсид-гранат-альбитовый родингит. Анализы выполнены на микросондах MS-46 и JXA-5. Операторы Л.Л. Завьялова и Л.А. Усова.

Изgrossуляритов для камнесамоцветной промышленности наиболее интересны разновидности, окрашенные в фиолетовый цвет. Природа окраски их пока достоверно не выяснена. Мы предполагаем, что в качестве элемента-хромофора в данном случае выступает титан, возможно, совместно с ванадием (табл. 3, обр. 1). Фиолетовые grossуляриты выявлены в зонах серпентинового меланжа в основании Оспинско-Китайского массива ультрабазитов (см. статью Е.В. Склярова и др. в настоящем сборнике). Светло-фиолетовые и светло-розовые с серым оттенком grossуляриты известны также в офиолитах Полярного Урала, Казахстана и Западного Саяна. Иногда они встречаются совместно с диафторированными жадеититами.

Фиолетовые гранатиты почти нацело сложены тонкозернистыми агрегатами grossуляра, отличающегося от других гранатов из родингитов Оспинско-Китайского массива слегка повышенным содержанием титана и незначительной концентрацией других элементов группы железа. Из минералов-примесей в фиолетовом grossулярите наблюдался альбит.

Самыми высокодекоративными являются гранатиты (хромgrossуляриты) ярко-зеленой (до изумрудной) окраски, состоящие в основном из хромgrossуляра (см. табл. 3, обр. 2б) и содержащие примеси хромшпинелида, хлорита, кварца, альбита в различных сочетаниях и количествах. В Оспинско-Китайском массиве такие породы встречаются среди

Таблица 4

Химический состав (в вес. %) и параметры элементарной ячейки гидроссуляров из ювелирно-поделочных родингитов Казахстана (Кентерлауский массив) и Полярного Урала (массив Рай-Из)

Компоненты	957-1 (светло-зеленый)	957-2 (ярко-зеленый)	957-3 (белый)	К-534а (светло-зеленый)	К-534б (белый)
SiO <sub>2</sub>	39,44	37,51	40,12	38,33	39,75
TiO <sub>2</sub>	Не обн.	0,03	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,10	21,41	20,80	21,30	21,78
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	0,34	0,03	0,04	0,02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Не обн.	0,37	0,52	0,63	Не обн.
FeO	1,61	1,98	0,71	0,90	0,54
MnO	0,05	0,04	0,03	0,02	0,02
MgO	1,90	4,13	1,47	2,83	0,54
CaO	33,09	30,15	33,29	32,63	35,18
Na <sub>2</sub> O	0,14	0,07	0,13	0,02	0,14
K <sub>2</sub> O	0,15	0,08	0,18	0,03	0,11
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03
H <sub>2</sub> O	2,11	3,43	2,73	3,07	2,57
F	0,17	Не обн.	Не обн.	0,15	Не обн.
Сумма	99,81	99,56	100,03	99,97	100,68
O ~ F <sub>2</sub>	0,07	—	—	0,06	—
	99,74			99,91	
a, Å	11,857 ± ± 0,007	11,862 ± ± 0,002	11,857 ± ± 0,002	11,871 ± ± 0,002	11,865 ± ± 0,005
f, %	32,3	23,7	30,4	25,0	50,0

полосчатых родингитов, в которых прослойки ярко-зеленого хромгроссуляра чередуются со светло-коричневым гроссуляром и альбитом. Ярко-зеленый хромгроссуляр содержит приблизительно равные количества уваровитового (9%) и андрадитового (8%) компонентов, что резко отличает его от гранатов светло-зеленой и светло-коричневой окрасок.

В Иджимском массиве ювелирно-поделочный хромсодержащий гроссулярит образует прожилки мощностью 4–5 см и мелкие гнезда в серовато-белом, существенно диопсидовом по составу родингите. В некоторых участках прожилки рассекают радиально-лучистые агрегаты шестоватых кристаллов диопсида, нарастающих на стенки небольших миароловых пустот, возникающих, вероятно, в процессе выщелачивания альбита. Хромгранатовый родингит Иджимского массива состоит из хромгроссуляра (75–80%) и хромшпинелида (20–25%). Зерна хромшпинелида размером 1–2 мм сравнительно равномерно распределены в ярко-зеленом гранате и не ухудшают декоративность ювелирно-поделочного камня. На качество камня также почти не влияет наличие тонкозернистых кварц-хлоритовых агрегатов, развивающихся по гранату. Изумрудно-зеленые гранаты, ассоциирующие с хромшпинелидами, часто встречаются в виде реликтовых включений в нефритах [20], но самостоятельного значения как ювелирно-поделочный камень эти включения не имеют из-за небольших размеров (1–2 мм). Гранаты из нефритовых зон более железисты и в большей степени обогащены уваровитовым компонентом, чем хромгранаты из упомянутых выше родингитов (см. табл. 3, обр. БР-1, ХМ-1). Компонентный состав

их следующий (в %): гроссуляры — 44–48; уваровит — 36–47; пироп — 0,5–5; альмандин — 0,3–5; спессартин — 0–5; андрадит — 1.

Гидрогроссуляриты — одна из самых распространенных разновидностей цветных камней родингитовой формации. Они достаточно хорошо изучены на примерах месторождений Казахстана и Урала [2, 11, 14]. В качестве ювелирно-поделочного камня чаще всего используют интенсивно окрашенные в зеленые тона просвечивающие разновидности. Из минеральных примесей в гидрогроссуляритах установлены везувиан, диопсид, хлорит, эпидот, ильменит, магнетит. Одной из примечательных особенностей состава этих пород является отсутствие включений хромшпинелида. Окраска лучших сортов ювелирно-поделочного гидрогроссулярита — яблочно-зеленая. Химический состав гидрогроссуляритов из месторождений СССР охарактеризован результатами лишь единичных, опубликованных в литературе анализов, поэтому в табл. 4 мы приводим ряд новых данных. По сравнению с безводными гроссулярами и хромгроссулярами гидрогроссуляры из родингитов менее железистые. Содержание гидроокисла в них колеблется в значительных пределах. В целом составы безводных и гидроксилсодержащих гранатов гроссулярового ряда близки между собой. Они образуют единое поле составов, обособленное от составов гранатов нефритовых зон. Однако концентрации хрома в гидрогранатах не достигают уровня, отмеченного в гранатитах.

### диопсидиты

Мономинеральные диопсидовые породы встречаются в различных по составу родингитах. Однако высокодекоративные ярко-зеленые разновидности диопсидитов, характеризующиеся устойчивой ассоциацией хромсодержащего пироксена и хромшпинелида, как и нефрита, генетически связаны с единым, сравнительно низкотемпературным парагенетическим типом родингитов (см. табл. 1). В связи с этим же типом отмечены проявления лучших по качеству нефритоподобных диопсидитов (каркаро).

Хромдиопсидиты пока обнаружены только в родингитах Оспинско-Китойского массива ультрабазитов в Восточном Саяне. Морфологически они представлены телами родингитов диопсид-плаггиоклаз-гранатового состава с прожилками, линзами травяно-зеленых до изумрудных диопсидитов с существенной примесью альбита и включениями хромшпинелида. Травяно-зеленый пироксен здесь образует короткопризматические и таблитчатые выделения. Состав его отвечает диопсиду (83,5%) с примесью геденбергитового и жадеитового компонентов (см. табл. 2, ан. 1а). По содержанию хрома и натрия этот диопсид заметно отличается от хромистого диопсид-салита (см. табл. 2, ан. 1б). Мелкокристаллические агрегаты последнего замещают корродированные зерна хромшпинелида.

В Иджимском массиве широко распространены желтовато-зеленые, серовато-белые, реже яблочно-зеленые ювелирно-поделочные диопсидиты, открытые и изученные ранее [13, 16]. От хромдиопсидитов они отличаются нефритоподобной спутанно-волоконистой структурой (каркаро) и лучшей технологичностью. Диопсиды, слагающие эту разновидность, характеризуются минимальным содержанием хрома [16] по сравнению с другими ювелирно-поделочными диопсидитами. Редко встречающиеся просвечивающие каркаро яблочно-зеленой окраски — наиболее интересная разновидность цветного камня родингитовой формации. По качеству они не уступают лучшим нефритам и жадеитам.

## ХРОМЦОИЗИТИТЫ

В Северном Казахстане выявлены своеобразные породы [3], состоящие из цоизита, граната и хромовой шпинели. Образование их связывается с переработкой хромитовых анортозитов. Яркоокрашенные мономинеральные цоизитовые участки пород, по-видимому, могут использоваться в камнерезном деле.

## ТРЕМОЛИТИТЫ

К наиболее известным тремолитам относятся нефриты со спутанно-волоконистой структурой. Однако здесь мы рассмотрим другой тип тремолитов с короткопризматическими выделениями тремолита, встреченный в Оспинско-Китойском массиве ультрабазитов. Морфологически данный тип представлен небольшими телами мономинеральных яблочно-зеленых пород, сложенных хромсодержащим и маложелезистым тремолитом (см. табл. 2, ан. 2). Структура породы мелкозернистая.

Очевидно, что разновидности цветных камней родингитовой формации не исчерпываются данными, приведенными в табл. 1. Их список может быть пополнен и другими высокодекоративными мономинеральными породами родингитового происхождения, открытие которых ожидается в дальнейшем при более детальных и целенаправленных исследованиях (например, волластонитовые, альбитовые, пектолитовые, эпидотовые породы).

Несмотря на разнообразие парагенетических типов родингитов с цветными камнями, намечаются общие для всех типов особенности, характеризующие самые высокодекоративные разновидности: тонкозернистая (гранобластовая) или спутанноволокнистая (фибробластовая) структура, мономинеральность пород, ярко-зеленая окраска их за счет хрома, реже титана, ванадия, трехвалентного железа, изоморфно входящих в кристаллическую решетку силикатов.

Хром играет важнейшую роль в происхождении самоцветов родингитовой формации. Окрашивание породообразующих минералов происходит в процессе замещения, растворения ими хромшпинелида. Поэтому не случайно интенсивно окрашенные изумрудно-зеленые гранаты, пироксены, амфиболы в родингитах всегда содержат в том или ином количестве включения хромшпинелида. Природу фиолетовой окраски гранатитов еще предстоит выяснить.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Агафонов Л.В., Пинус Г.В. Родингиты офиолитовых зон восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. — В кн.: Минеральные преобразования океанического субстрата. М.: Наука, 1981, с. 105–112.
2. Варлаков А.С. Гидрогроссулярит из Куликовского гипербазитового массива на Южном Урале. — В кн.: Исследования по минералогии и геохимии Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978, с. 112–114.
3. Горяева В.С., Кораблев Б.К., Калинин Л.С. Хромсодержащие цоизитовые родингиты Северного Казахстана. — В кн.: Минеральные ресурсы Казахстана. Алмата: Изд-во АН КазССР, 1979, с. 58–62.
4. Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 1. М.: Мир, 1965. 405 с.
5. Добрецов Н.Л., Молдаванцев Ю.Е., Казак А.П. и др. Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна). Новосибирск: Наука, 1977. 218 с.
6. Казак А.П., Добрецов Н.Л., Молдаванцев Ю.Е. Глаукофановые сланцы, жадеиты, нефриты, везувияниты массива Рай-Из на Полярном Урале. — Геология и геофизика, 1976, № 2, с. 60–66.



7. Киевленко Е.Я., Сенкевич Н.Н. Геология месторождений поделочных камней. М.: Недра, 1976. 280 с.
8. Колбанцев Р.В., Конников А.З. Нефрит. — В кн.: Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые. Л.: Недра, 1978. 607 с.
9. Колесник Ю.Н. Нефриты Сибири. Новосибирск: Наука, 1966. 150 с.
10. Колесник Ю.Н. Проблемы генезиса и температурных фаций родингитов. — В кн.: Минеральные преобразования океанического субстрата. М.: Наука, 1981, с. 97—104.
11. Москалева В.Н., Иванова В.П., Касатов Б.К. О родингитах из ультраосновных интрузий Казахстана и определении их минерального состава методом термографии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 12, с. 75—85.
12. Пинус Г.В., Колесник Ю.Н. Альпинотипные гипербазиты юга Сибири. М.: Наука, 1966. 210 с.
13. Пинус Г.В., Кузнецов В.А., Волохов И.М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 294 с.
14. Путолова Л.С., Власова Е.В. Казахстанский гидрогроссулярит — декоративная разновидность "трансвальского жада". — В кн.: Драгоценные и цветные камни. М.: Наука, 1980, с. 221—231.
15. Секерин А.П. Особенности геологического строения, петрология и генезис нефритовых месторождений Саяно-Байкальской горной области: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Иркутск: СибГЕОХИ АН СССР, 1979. 17 с.
16. Сибилев А.К. Петрология и асбестоносность офиолитов (на примере Иджимского массива в Западном Саяне). Новосибирск: Наука, 1980. 216 с.
17. Смит Г.Ф. Драгоценные камни. М.: Мир, 1980. 586 с.
18. Сутурин А.Н., Сутурина Т.А. Диопсидовый нефрит из месторождений Восточного Саяна. — В кн.: Совещание молодых ученых по минералогии, геохимии и методам исследований (тез. докл.). Владивосток, 1976, с. 21.
19. Сутурин А.Н., Якшин И.С., Замалетдинов Р.С. Месторождения нефрита в Восточном Саяне. — В кн.: Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов. М.: Наука, 1973, с. 245—247.
20. Татаринцев А.В., Кизияров Г.П., Завьялова Л.Л., Брандт С.Б. Рудные минералы и особенности происхождения месторождений жадеитов и нефритов в ультрабазитах Сибири. — Докл. АН СССР, 1980, 250, № 2, с. 434—438.
21. Яковлева М.Е., Путолова Л.С., Власова Е.В. Гидрогроссуляр из Казахстана. — Тр. Минерал. музея АН СССР, 1971, вып. 2, с. 221—231.

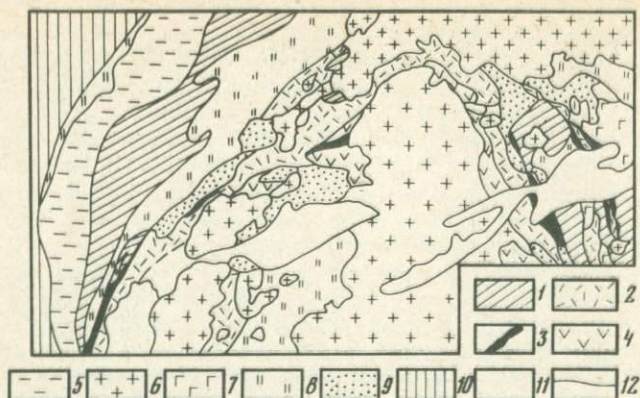
УДК 552.405.16 (571.54)

Н.Ф. Габов, В.Г. Картавченко

## МЕТАМОРФИЗОВАННАЯ ОЛИСТОСТРОМА И ЕЕ СООТНОШЕНИЕ С ДОКЕМБРИЙСКИМИ ОФИОЛИТАМИ В СЕВЕРНОМ ПРИБАЙКАЛЬЕ

Детальные геологические, петрологические и структурные исследования в Северном Прибайкалье (К.А. Клитина, Н.Л. Добрецова, В.Г. Кушева, Е.М. Маркова, Л.Ф. Добржинецкой, Ю.М. Соколова и др.) позволили достаточно убедительно показать наличие в Байкальской складчатой области древнего офиолитового пояса. Хотя непрерывного разреза офиолитов из-за сложной и многоэтапной истории развития данного региона установить не удалось, тем не менее все комплексы пород, составляющие и сопровождающие типичные офиолиты, были обнаружены и описаны с той или иной степенью детальности.

Данная работа посвящена описанию метаморфизованных олистостром Прибайкалья и Средне-Витимской горной области. Олистостромы и флишево-олистостромовые образования привлекают внимание как показатели крупных горизонтальных движений, приводящих к тектоническому сучиванию и наращиванию земной коры [21] в фанерозойских областях. На



Р и с. 1. Схема формаций Северного Прибайкалья

1 — фундамент; 2 — офиолиты; 3 — метабазальтовые формации; 4 — вулканогенная формация; 5 — формация кислых эффузивов; 6 — гранитоидные формации; 7 — габбро-диориты; 8 — формации протерозойских прогибов; 9 — формации кембрийских впадин; 10 — Сибирская платформа; 11 — четвертичные отложения; 12 — геологические границы

рис. 1 приведена схема размещения метабазальтовой формации в Байкальской складчатой области, показывающая, что олистострома приурочена к офиолитам и к протяженным тектоническим зонам, несущим признаки надвиговой природы, что создает главный тектонический рисунок складчатых областей.

Разрезы Байкальской складчатой области представляют собой сочетание офиолитовых комплексов, состоящих из крупных пластин серпентинитов, габбро, гранодиоритов, плагиогранитов; вулканогенных членов офиолитовых ассоциаций — спилитов, толеитов, как низкокальциевых, так и типа островодужных, включая кварцевые кератофиры, богатые натрием; осадочных формаций, представленных флишево-олистостромовыми ассоциациями с турбидитовыми осадками, граувакками, карбонатными, кремнистыми породами, реже конгломератами [3]. В целом на изученных участках Байкальской складчатой области обычны признаки сильного тектонического сжатия: надвиги, тектонический меланж, резкое выклинивание формаций. Разнофациальный метаморфизм и молодая тектоника, разбившая область на блоки, еще более усложняют геологическую обстановку исследуемого региона.

Полный разрез офиолитовой ассоциации Байкало-Муйского пояса предполагался К.А. Клитиным и др. [10] в районе устья р. Слюдянка. Нижняя часть разреза наблюдалась вдоль побережья оз. Байкал (мыс Тонкий, Онококский залив), причем обнаженный здесь комплекс габброидов рассматривался как продукт метасоматической переработки первично-ультрабазитового субстрата, участки которого сохранились на мысе Тонком.

Верхние части разреза, представленные полосчатыми амфиболитами, амфиболсодержащими гнейсами и сланцами, находятся севернее, в составе нюрондуканской и харгитуйской свит, и рассматривались К.А. Клитиным как метавулканисты.

В последнее время Л.Ф. Добржинская [7] подвергла сомнению этот тезис. Она убедительно показала, что на мысе Тонком и в районе Слюдянского массива обнажается непрерывная серия кумулятивных ультрабази-

тов и габбро, сопоставляемая с типичными офиолитовыми ассоциациями, а толща полосчатых амфиболитов оказалась не вулканогенной частью офиолитового разреза, а blastsмилонитизированными габброидами в полном соответствии с нашими выводами [5]. Правда, это не отрицает того факта, что на побережье Байкала присутствуют и другие члены офиолитовой ассоциации. Нижний член офиолитовой ассоциации — метаморфические ультрабазиты — установлены не только в северо-восточной части Байкало-Муйского пояса (Парамский, Шаманский, Келянский, Молодеженский массивы), но и на побережье Байкала, на вершине Кивильевской сопки, в виде останца тектонического покрова.

В Богучанской губе, наращивая разрез мыса Тонкого, где преобладают кумулятивные ультрабазиты и габбро с дайками метадиабазов и плагиогранитов, присутствуют верхние офиолитовые габбро и, что особенно важно, дайковая диабазовая серия. Сложнее говорить о выделении метавулканитов в составе нюрундуканской свиты на побережье оз. Байкал, но они, несомненно, устанавливаются севернее. В частности, в районе Нюрнудуканского массива В.Г. Кушевым и Е.И. Марковым наблюдались реликты пиллоу-лав с кремнистым цементом. Метадиабазы и метабазалы выделяются и по петрохимическим данным.

В контексте настоящей статьи еще более важно, что Л.Ф. Добржинецкая [7], в частности на приводимой ею карте, по существу выделила метаморфизованную олистострому в составе тыйской свиты нижнего протерозоя. В приконтактной зоне Слюдянского массива "породы свиты, представленные метаморфизованными песчаниками, туфопесчаниками и дацитами, насыщены линзами ортоамфиболитов, представляющих собой тектонические фрагменты переработанных габброидов" [7, с. 33]. Здесь же на карте показаны линзы "метаморфогенных гранат-биотит-мусковитовых гранитов и гнейсов", которые, по нашим данным, как и линзы ортоамфиболитов, представляют собой олистолиты, цементируемые кварц-полевошпатовыми метапесчаниками — продуктами разрушения тех же гранитов, которые принимаются ошибочно за метадациты. Олистолиты метагранитоидов и цементирующие их метапесчаники, в свою очередь, делятся на два типа.

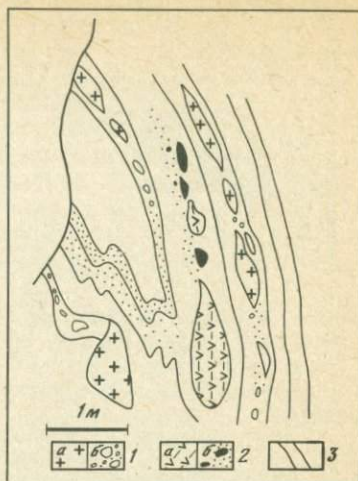
Зоны полосчатых амфиболитов и сланцев вблизи надвига с метаолистостромой и внутри Слюдянского массива содержат не только blastsмилониты, но, по нашим наблюдениям, также и метапесчаники, превращенные часто в биотит-амфиболовые сланцы, хотя таких пород в этой части немного. Метапесчаники, несомненно, присутствуют в подошве Слюдянского массива, около Слюдянских озер и на мысе Онокочанском, и весь массив, таким образом, представляет как бы крупный олистолит — часть покрова офиолитов. В подошве и кровле олистолита (показанной как зона полосчатых габбро-амфиболитов) присутствуют линзы разнофациальных пород, включая гранатовые амфиболиты и эклогитоподобные породы, резко отличающиеся по составу и условиям метаморфизма от габбро-амфиболитов.

Несмотря на различия в трактовке некоторых деталей, большинство выводов Л.Ф. Добржинецкой совпадают с нашими, и это объективно подтверждает наличие на северном побережье Байкала крупных надвигов офиолитовых пластин и олистостромы.

Офиолитокластовая олистострома, как доказывают многие авторы, может свидетельствовать о крупных горизонтальных движениях пластин коры океанического типа. В таких олистостромах в составе олистолитов преобладают породы офиолитового разреза (ультрабазиты, габбро, вулканы, кремнистые породы), цемент нередко песчаный (а не глинистый, как в других олистостромах), они содержат также характерные минера-

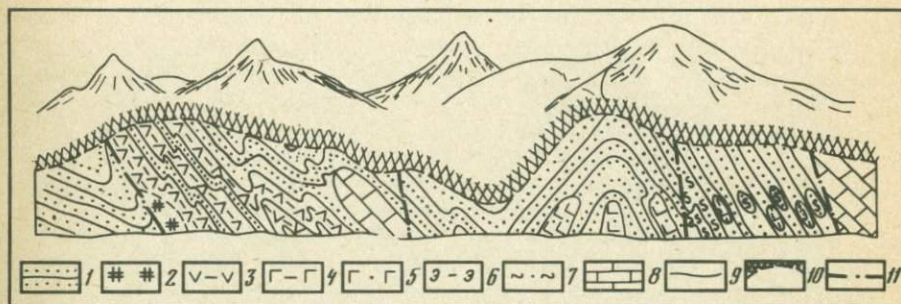
Р и с. 2. Детали строения метаolistостромы по р. Оркеликан

1 — обломки плагиигранитов (а) и продукты их разрушения (б); 2 — обломки амфиболитов (а) и продукты их разрушения (б); 3 — границы слоев



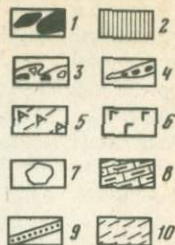
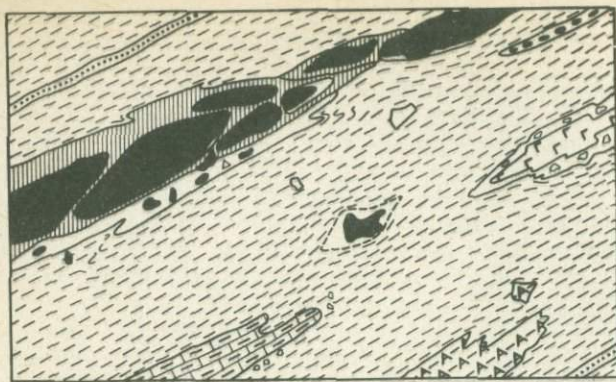
Р и с. 3. Разрез по р. Оркеликан

1 — метапесчаники; 2 — плагиигранито-гнейсы; 3 — хлорит-актинолит-карбонатные сланцы; 4 — метагаббро; 5 — гранатовые амфиболиты; 6 — эклогитоподобные породы; 7 — гранат-биотитовые гнейсы; 8 — кристаллические известняки; 9 — границы достоверные; 10 — четвертичные отложения; 11 — разломы



лы — продукты разрушения офиолитов, такие, как хромиты, пироксены, роговая обманка. Нередко олистостромы ассоциируют с покровами офиолитов и пластинами серпентинитового меланжа. Когда их не удается расчленить из-за плохой обнаженности, повторного тектонического перемешивания и метаморфизма, они выделяются под названием меланжево-олистостромового или хаотического комплекса [11, 14, 22].

Выделение метаморфизованной олистостромы, показанной на рис. 1, встречается с большими трудностями. Многие геологи относят разные ее части к разным толщам и к генетически разным образованиям — либо к метаморфизованным песчаникам с тектоническими глыбами, либо к зонам дробления и милонитизации (при обилии олистолитов метабазитов), либо к бластомилонитам и бластокатаклазитами (при обилии олистолитов плагиигранитов и плагиигранито-гнейсов). Опыт наших работ показал, что только тщательное изучение цемента позволяет обнаружить сохранение псаммитовых структур в штупе или шлифе, наличие здесь обломочных зерен хромита, пироксена, гранатов, роговой обманки. Нередко рядом с крупными олистолитами или на их продолжении расположены мелкие обломки того же состава, которые сменяются цепочкой обломочных зерен роговой обманки или плагиигранита (рис. 2). Другими надежными признаками являются разный состав, степень метаморфизма, деформированность соседних олистолитов или олистолитов и цемента. Последнее доказывает, что породы



Р и с. 4. Олистолиты района ультрабазитового массива Южный (месторождение Молодежно)

1 — серпентинизированные ультрабазиты; 2 — серпентинитовый меланж; 3 — шлейф обломков; 4 — линзы конгломератов; 5 — амфиболиты; 6 — метагаббро; 7 — обломки пород; 8 — доломиты; 9 — кварциты; 10 — метапесчаники

олистолитов были метаморфизованы до попадания в олистоstromу, а затем — совместно с цементом в зеленосланцевой или эпидот-амфиболитовой фации. В последнем случае или при интенсивном рассланцевании цемента упомянутые выше признаки становятся неопределенными и легко могут быть приняты за признаки бластомилонитов. Однако в этом случае отличная степень метаморфизма разных олистолитов и наличие обломочного хромита или граната позволяют диагностировать олистоstromу.

В разрезе по р. Оркеликан (рис. 3), вблизи впадения в р. Холодная, в олистоstromу включен крупный олистолит слабо метаморфизованных известняков, оконтуренный известковистыми песчаниками. Олистолиты амфиболитов, гранатовых амфиболитов, хлорит-серпентинитовых сланцев, плагиогранитов метаморфизованы в разной степени и залегают среди апогаббровых метаграувакк или аркозовых (апогранитных) метапесчаников, метаморфизованных в фации зеленых сланцев. В разрезах на мысе Оночочанском и по р. Слюдянка рядом расположены олистолиты гранатовых амфиболитов, амфиболитов, метагаббро, метадиабазов, плагиогранитов. Амфиболиты, метадиабазы и метагаббро аналогичны породам офиолитов, содержат куммингтонит и соответствуют фациальной серии низких давлений, а гранатовые амфиболиты — серии повышенных давлений. В ряде случаев видны переходы гранатовых амфиболитов в эклогитоподобные породы с клинопироксеном. Гранатовые амфиболиты и эклогитоподобные породы не только слагают олистолиты, но и входят в состав более крупных чешуй древних метаморфических пород. Эклогиты и гранатовые амфиболиты обнаружены также в древних толщах Северо-Муйской глыбы, облекаемой офиолитами и метаморфизованной олистоstromой (рис. 4).

В разрезах по р. Слюдянка, Оркеликан, Нюрундукан наблюдается определенная стратификация в составе песчаников и олистолитов. В нижней части разреза встречаются олистолиты серпентинитов и хлорит-серпентинитовых сланцев, вмещающие сланцы обогащены хлоритом, актинолитом, карбонатом, в протолочках отмечены хромит и титаномагнетит (табл. 1). В средней части разреза преобладают олистолиты метагаббро и амфиболитов, а метапесчаники обогащены роговой обманкой и плагиоклазом и

имеют апогаббровый состав, сходный с составом олистолигов (см. табл. 1). Выше начинают преобладать олистолиги плагиогранитов и плагиогранито-гнейсов, а песчаники обогащены кварцем и кислым плагиоклазом. В них лучше всего сохраняются реликтовые псаммитовые структуры. В кластах, кроме кварца и плагиоклаза, отмечены роговая обманка, обломки плагиогранитов, метадиабазов, кремнистых пород. В верхней части разреза появляются олистолиги биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов, вмещающие песчаники здесь обогащены обломочным биотитом, плагиоклазом и гранатом. О том, что это обломочный гранат, свидетельствуют форма зерен, наличие каймы, обогащенной марганцем, высокие температуры равновесия пары гранат-биотит (табл. 2, 3).

Аналогичный марганцовистый гранат в виде мелких идиоморфных зерен развивается в цементирующей массе, где присутствуют также обломки гранат-биотитовых гнейсов и сростания гранат-биотит. Здесь же отмечают олистолиги гранатовых амфиболитов и эклогитоподобных пород.

По аналогии с другими олистостромами можно допустить, что подобная стратификация отражает последовательность надвижения или поступления покровов в бассейн осадконакопления — сначала серпентинит-метагаббровые, соответствующие нижней части разреза офиолитов, затем метадиабаз-плагиогранитные, соответствующие верхней части разреза офиолитов, и, наконец, покровы (чешуи) древних метаморфических пород с гранат-биотитовыми гнейсами, гранатовыми амфиболитами и эклогитоподобными породами. Эта последовательность соответствует и современной структуре в бассейне р. Холодная, где в ядрах синформных структур, по-видимому выше офиолитов, расположены чешуи и гранат-силлиманит-биотитовых гнейсов (с реликтами гиперстена), и гранатовых амфиболитов (с реликтами эклогитоподобных пород). Эти чешуи, особенно в приконтактной зоне, интенсивно диафорированы с развитием безгранатовых амфиболитов и плагиомигматитов. Благодаря диафорезу и плагиомигматизации первичные надвиговые соотношения полностью уничтожены и реставрируются только по синформным структурам и реликтам гранулитовой фации в ядрах синформ.

Стратиграфическое положение олистостромы в юго-восточном борту Олоkitского синклинария определяется тем, что она фациально и вверх по разрезу переходит в авкитскую свиту, входящую в состав олоkitской серии. Соотношение метаолистостромовой толщи с тыйской свитой, входящей также в состав олоkitской серии, не вполне ясно. Анализ геологической ситуации в бассейне р. Нюрундукан, а также расшифровка сложных и многоэтапных складчатых структур показывают, что, скорее всего, тыйская свита туфогенно-метабазитового состава подстилает метаолистоstromу, явных олистолигов пород, типичных для тыйской свиты (например, железистых кварцитов), в олистостроме не обнаружено.

В Муйской (Средне-Витимской) части пояса олистоstromа, как видно из рис. 1, выделена в обрамлении так называемой Северо-Муйской глыбы, пространственно ассоциирует с Парамо-Шаманским и Келянским гипербазитовыми поясами. Обычно ее включают в состав келянской серии. Уломянутые выше гипербазитовые пояса считаются большинством исследователей зонами глубинных разломов, поэтому метаолистостромовые фации как необычные комплексы пород отмечались здесь и ранее, но трактовались как тектониты в зонах смятия и будинажа, описывались под названием "псевдоуфиты", "псевдопорфириты" [8]. Такая "зона" в районе Молодежного месторождения хризотил-асбеста (см. рис. 4) обладает всеми признаками метаолистоstromы с конседиментационными пластинами

Таблица 1

Результаты химических анализов (в вес. %) олистолигов и метапесчаников

№ п/п	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Σ FeO	MnO	MgO
1	2	3	4	5	6	7
1	36,34	0,15	3,06	10,11	0,11	35,65
2	37,66	0,15	1,23	4,51	0,08	40,85
3	41,12	0,08	1,21	7,20	0,10	36,14
4	47,71	2,87	15,43	12,88	0,22	5,68
5	43,14	2,89	14,68	16,91	0,18	7,14
6	52,89	1,94	17,43	7,77	0,18	7,11
7	49,64	1,59	15,62	9,19	0,17	8,36
8	45,96	1,24	15,70	10,37	0,17	6,97
9	70,65	0,38	14,12	4,17	0,07	0,80
10	48,68	1,16	13,83	12,55	0,17	6,77
11	54,36	1,41	13,78	10,75	0,17	5,07
12	51,83	1,32	14,30	11,67	0,18	5,05
13	49,82	1,11	15,93	10,72	0,18	5,40
14	49,39	1,03	15,56	9,55	0,20	6,35
15	54,80	1,40	16,08	9,19	0,15	3,40
16	54,51	0,83	15,46	8,61	0,16	4,96
17	55,18	0,61	16,80	8,82	0,13	3,65
18	50,14	0,78	15,78	9,89	0,17	6,57
19	53,08	0,74	16,84	9,70	0,15	3,95
20	57,96	0,62	14,57	6,76	0,13	4,76
21	51,00	0,48	15,39	9,45	0,16	6,66
22	57,66	0,27	12,97	8,84	0,14	7,18
23	58,80	0,99	16,52	8,29	0,20	3,47
24	58,20	1,50	16,40	8,18	0,15	1,32
25	68,63	0,50	14,10	4,17	0,10	0,90
26	65,76	0,78	13,31	6,96	0,12	2,91
27	70,65	0,38	13,95	3,54	0,05	1,10
28	73,30	0,17	14,39	1,70	0,02	0,67
29	69,76	0,28	14,95	3,24	0,04	1,19
30	66,24	0,57	14,57	4,83	0,07	1,94
31	68,56	0,48	14,45	4,45	0,05	1,72
32	70,88	0,30	15,92	2,32	0,03	0,81
33	72,82	0,31	12,97	2,79	0,10	0,88

1—9 — породы офиолитовой серии: 1—3 — серпентиниты (1 — прибайкальские, 2 — Молодежный массив, 3 — Парамский массив), 4, 5 — мыс Тонкий (4 — метагаббро, 5 — метадиабазы), 6, 7 — Чайский массив (6 — амфиболиты, 7 — амфиболитизированные габбро), 8 — холоднинские амфиболитизированные габбро, 9 — прибайкальские плагиограниты; 10—15 — олистолиги базитового состава: 10 — тыйские метабазиты, 11—14 — прибайкальские (11 — гранатые амфиболиты, 12 — эклотитоподобные породы, 13 —

олистолигов, первичные соотношения которых с цементом затушеваны неоднократной деформацией и метаморфизмом.

Наиболее крупные олистолиги, чья аллохтонная природа несомненна, сложены гипербазитами (преимущественно серпентинитами). Наиболее протяженные и крупные из них, такие, как массивы Молодежный, Парамский, Шаманский, представляют собой, скорее всего, части покровов, смятые в складки и обрешанные более поздними разломами. Это подтверждается также геофизическими данными о бескромлевой природе таких массивов [16]. Переход захороненных частей покровов в крупные олисто-

CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SO <sub>3</sub>	П.п.п.	Сумма	Число анализов
8	9	10	11	12	13	14	15
1,37	0,36	0,09	0,04	—	13,17	100,45	1
0,28	0,21	0,01	0,03	—	14,17	99,18	9
0,54	0,26	0,18	0,02	—	12,28	99,13	5
7,77	3,19	1,05	0,55	0,10	2,37	99,82	6
10,78	2,48	0,29	0,19	0,27	0,96	99,91	9
8,98	1,78	0,37	0,18	0,34	1,01	99,98	5
9,97	2,15	0,57	0,26	0,17	1,76	99,45	15
11,63	2,25	0,63	—	—	4,00	98,92	13
1,87	3,32	2,59	0,08	—	1,27	99,32	7
9,85	2,46	0,09	0,01	—	3,64	99,21	4
7,24	2,66	0,99	0,18	—	2,56	99,17	3
9,58	2,00	0,75	0,20	—	2,49	99,37	3
9,58	2,70	0,86	0,14	—	2,61	99,05	12
9,46	3,01	0,52	0,15	—	4,27	99,49	4
5,59	5,70	0,97	0,20	—	1,35	98,83	1
7,36	3,09	1,04	0,17	—	3,02	99,21	3
4,56	3,94	1,57	0,15	—	3,52	98,87	3
9,22	3,66	0,11	0,10	—	3,41	99,83	1
8,46	2,99	0,14	0,12	—	3,66	99,83	1
7,10	3,36	1,89	0,08	—	2,42	99,65	1
8,64	3,86	0,23	0,07	—	3,36	99,30	1
7,31	2,40	0,46	0,19	—	2,14	99,56	4
2,43	2,81	3,55	0,14	—	2,39	99,59	1
5,70	3,92	1,56	0,25	—	1,70	98,88	2
4,51	3,02	1,84	0,18	—	1,48	99,43	5
2,96	2,21	2,40	0,16	—	1,92	99,49	4
2,18	3,53	2,42	0,12	—	1,48	99,40	23
2,25	4,32	1,31	0,13	—	1,16	99,51	1
3,04	4,58	0,68	0,08	—	1,46	99,30	1
2,32	2,52	4,28	0,21	—	1,75	99,30	1
3,12	3,18	1,52	0,06	—	1,71	99,30	1
2,37	5,26	0,77	0,09	—	0,84	99,59	1
1,35	3,92	3,06	0,06	—	1,61	99,87	4

метагаббро, 14 — амфиболиты), 15 — муйские амфиболиты; 16—23 — базитовые метаграувакки: 16 — муйские, 17—23 — прибайкальские; 24—26 — олистолиги пелитового состава: 24 — муйский гранат-амфибол-биотитовый гнейс, 25, 26 — прибайкальские (25 — плагиограниты, 26 — гранат-биотитовые гнейсы); 27—33 — кислые метаграувакки: 27—32 — прибайкальские, 33 — муйские.

литы (олистоплаки) и далее в обычные олистолиги описан во многих районах [23, 14, 17]. Кроме линз серпентинитов, в их подошве и в виде самостоятельных линз нередко отмечаются тальк-карбонатные породы. Они были описаны, например, в северном обрамлении Шаманского массива [4]. Часть из них, по аналогии с Ильчирским офиолитовым поясом (см. статью Е.В. Скларова и др. в настоящем сборнике), может представлять метаморфизованный меланж, но по крайней мере некоторые мелкие линзы — это метаморфизованные "осадочные" серпентиниты с обломками зерен хромита, пироксенов и других минералов. Обломки зерен





Таблица 3

## Парагенезисы и оценки температуры метаморфизма

Район	№ обр.	Термометр	T, °C
Северное Прибайкалье	037Ж	Гр-Бу	715
	029г	Гр-Бу	650
	046б	Амф-Бу	640
	063г	Амф-Бу	640
		Гр-Бу	630
		Гр-Амф	620
	045в	Гр-Бу	450
	Б-932	Му (Na)	450
	046а	Му	350
	55	Му	350
Средне-Витимская горная страна	29	Амф-Бу	600
	9803	Гр-Бу	650-670
	158	Му	350
	498	Му	350-400

хромитов встречаются и в других метаморфизованных песчаниках Муйского района. Один из таких обломков, проанализированный на микрозонде ( $Cr_2O_3$  — 54,93%,  $Al_2O_3$  — 14,37%, FeO — 15,86%, MgO — 14,70%, MnO — 0,09%, сумма — 99,95%), соответствует обычным хромшпинелидам альпинотипных гипербазитов. Присутствуют как угловатые, с неровными краями, так и полуокатанные, очень неравномерно рассеянные в основной массе обломки.

В районе Парамского массива (рис. 5) метаолистостромовая формация связана с выделяемыми здесь породами безымянской свиты парамской серии [2], характеризующейся фациальной изменчивостью и состоящей из полимиктовых конгломератов, кварцевых гравелитов, слюдисто-кварцевых метапесчаников и карбонатсодержащих сланцев, образующих матрикс для олистолитов, в состав которых входят метагабброиды, гнейсы, гранито-гнейсы, серпентинизированные перидотиты и известняки. Сверху вниз, постепенно (и неоднородно в плане) сменяясь флишем, формация переходит в булундинскую и самокутскую свиты, по составу относимые к карбонатной и метатерригенной формациям. Фациальных переходов породы парамской серии с вулканитами келянской серии, по химическому составу относимыми к известково-щелочной серии и занимающими промежуточное положение между базальтами рифтовых зон и островными андезито-базальтами, не имеют, что вполне обоснованно позволило выделить эти породы в самостоятельные серии [2], ранее объединенные в единую толщу. По Г.Л. Митрофанову и В.И. Арсентьеву, горизонты, содержащие олистостромы, входят в состав второго подэтажа нижнепротерозойского этажа.

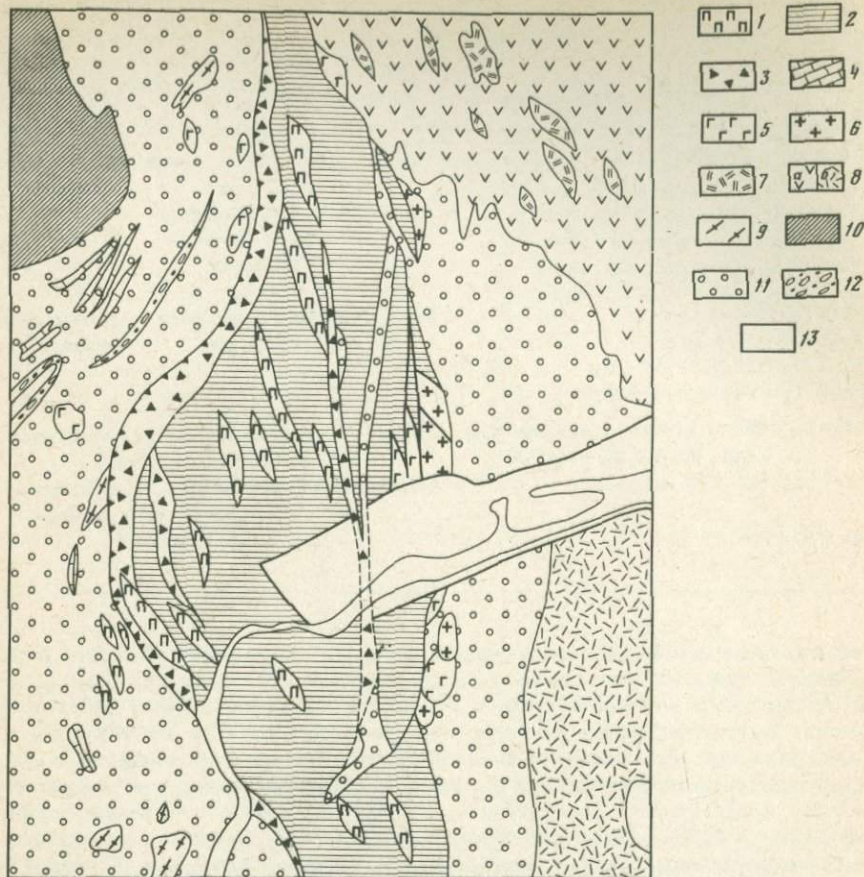
Обилие олистолитов и крупных линз гипербазитов в метаолистостроме Муйского района отличает ее от Прибайкальской части пояса. Эта особенность может быть объяснена тем, что здесь присутствуют фронтальные части покровов, сложенные преимущественно ультрабазитами и далеко

Парагенезис	Порода	Место взятия образца	Тип пород
Кв + Пл + КПШ + Му + Эл + Гр + Бу + Руд	Гнейс	Р. Оркеликан	Олистолиды
Кв + Пл + КПШ + Му + Эл + Гр + Бу	"	Там же	и обломки
Амф + Бу + Пл + Кв + Сф + Руд	Амфиболит	Р. Слюдянка	
Гр + Амф + Пл + Бу + Кв + Руд	"	Р. Чукесо	
Гр + Амф + Пл + Бу + Кв + Руд	"	Там же	
Гр + Амф + Пл + Бу + Кв + Руд	"	"	
Гр + Бу + Пл + Кв + Му	Метапесчаник	Р. Слюдянка	Вмещающие
Бу + Му + Пл + (Акт)	"	Там же	породы
Кв + Пл + (Акт) + Сф + Му	"	"	
Кв + Пл + (Акт) + Сф + Му	"	"	
Гр + Бу + Амф + Пл + Кв + Кцо + Му + Кар	Гнейс	Руч. Каменный	Олистолид
Гр + Бу + Кцо + Амф + Му + Кв + Руд	"	Р. Дядин Ключ	
Кв + Хл + Му + Пл + Руд	Метапесчаник	Водораздел	Вмещающие
	"	Киндикан-Ане	породы
Эл + Акт + Му + Кв + Пл	"	Р. Дядин ключ	

продвинутые в бассейн осадконакопления. Об этом свидетельствует и то обстоятельство, что олистолиты здесь рассеяны спорадически среди зеленых сланцев и метапесчаников и редко образуют сгущения. Правда, это может быть искаженная картина, поскольку олистолиты амфиболитов и метабазальтов при метаморфизме становятся трудноотличимыми от вмещающих метапесчаников и сланцев. Другие олистолиты, как в Прибайкалье, представлены метагаббро, ортоамфиболитами, плагиогранитами, доломитами. Следующей особенностью изученных разрезов метаолистостромы в Муйском районе является наличие многочисленных тел кварцитов, образующих прослойки и линзы разного размера. Некоторые из них могут оказаться олистолитами, другие, возможно, входят в состав осадочной основной массы. Таким образом, строение и состав олистостромов позволяют определить ее, согласно известной классификации [18], как офиолитовую олистострому раннего этапа.

Основная масса осадочных пород и часть олистолитов метаморфизована в фации зеленых сланцев, но среди олистолитов, как и в Прибайкалье, отмечаются более метаморфизованные породы. Некоторые из них сходны с высокометаморфизованными породами Северо-Муйской глыбы, содержащей также эклогиты и эклогитоподобные породы (см. статью Н.Ф. Габова и др. в настоящем сборнике). Сходство этих пород с чешуями глубоко метаморфизованных пород Прибайкальской части пояса и образование Северо-Муйской глыбы олистостромой позволяют предположить, что это не глыба, а крупная чешуя, подстилаемая олистостромой и офиолитами, аналогично покрову Сила на юге Италии [1, 22] или некоторым покровам Альп. Крупные тела гипербазитов, например Шаманский и Парамский массивы, к тому же обнаруживают очень сложную историю деформаций и метаморфизма, несопоставимую с окружающими толщами [6, 7], и окружены зонами меланжа и олистостромой.

Келянская серия, в состав которой включалась метаолистострома, по

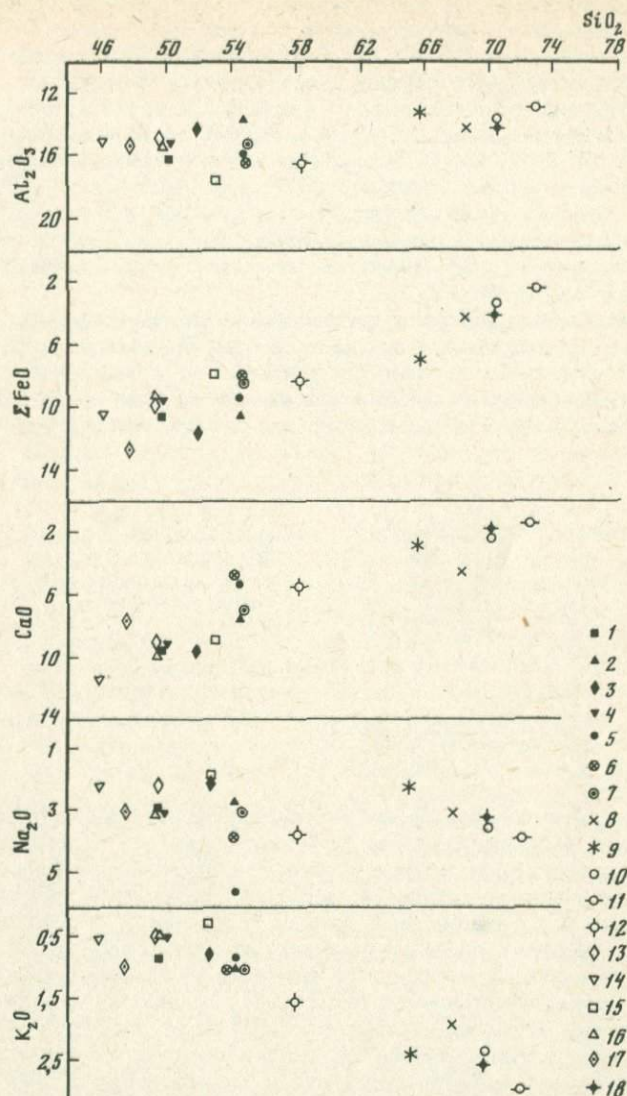


Р и с. 5. Схема формаций района Парамского массива

1 — слабо измененные перидотиты; 2 — серпентиниты; 3 — зона меланжа; 4 — метакarbonатная; 5 — метагабброидная; 6 — граниты; 7 — фельзит-порфиры; 8 — метавулканы преимущественно основного (а) и кислого (б) состава; 9 — гнейсо-сланцевая; 10 — карбонат-гнейсо-сланцевая; 11 — металистостромовая; 12 — внутриформационные метаконгломераты; 13 — четвертичные отложения

составу преимущественно метаандезитовая или дацито-андезитовая (островодужного типа) и сходна с тыйской свитой олокитской серии. Однако келянская серия относится к нижнему протерозою, а олокитская — к рифею. Таким образом, возраст олистомы оказывается дискуссионным. Судя по наиболее вероятному возрасту (около 1200 млн. лет) главного этапа регионального метаморфизма, синхронного с образованием мамско-оронского комплекса мигматитов и параавтохтонных гранитов, возраст метаморфизованной олистостромы древнее этого значения, но моложе возраста офиолитов и раннего этапа их метаморфизма, которые можно оценить в интервале 1700–1500 млн. лет [13, 12].

Изучение петрохимии (см. табл. 1; рис. 6) и минералогии (см. табл. 2, 3; рис. 7) олистолитов и вмещающих пород позволило уточнить и конкретизировать выводы, основанные на геологических данных. Метапесчаники, наиболее подробно изученные в Прибайкальской части пояса, четко раз-

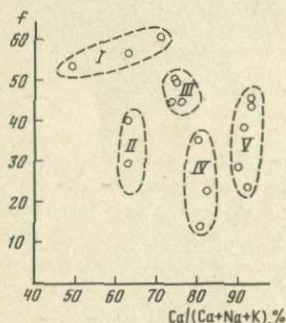


Р и с. 6. Средние составы (в вес. %) пород метаолистостромовой и метафиолитовой формаций

1 — нюрнудуканские метагаббро; 2, 4, 5, 7, 13 — амфиболиты; 2 — гранатые, 4 — нюрнудуканские, 5 — прибайкальские, 7 — муйские, 13 — чайские; 3 — эклогитоподобные породы; 6, 10, 11 — песчаники; 6 — муйские апогабброидные, 10, 11 — апогранитоидные (10 — прибайкальские, 11 — муйские); 8 — плагиограниты; 9, 12 — гнейсы: 9 — гранат-биотитовые, 12 — гранат-биотит-амфиболовые; 14 — чайские амфиболитизированные габбро; 15 — диабазы Тонкого мыса; 16 — байкальские метабазиты; 17 — габбро Тонкого мыса; 18 — муйские плагиограниты

делились на апогаббровые метаграувакки и песчаники плагиогранитного состава. Аналогичные метапесчаники и сланцы присутствуют и в Муйской части пояса (см. табл. 1, рис. 5). Состав апогаббровых метапесчаников не отличается от среднего состава амфиболитов и метагаббро. Гранитные метапесчаники более разнообразны и распадаются на две группы по содержанию  $K_2O$  и соотношению  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$  и  $\Sigma FeO$ . Натриевые метапесчаники ( $< 3\% K_2O$  при  $3-6\% Na_2O$ ) аналогичны офиолитовым плагиогранитам и характеризуются четкой корреляцией  $Si$  (64–78%),  $Al_2O_3$  (16–11%) и  $\Sigma FeO$  (7–1,5%). Калиевые метапесчаники ( $> 4\% K_2O$  при  $2-3\% Na_2O$ ) отличаются отсутствием корреляции  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$  и  $\Sigma FeO$  и образованы преимущественно за счет гранат-биотитовых гнейсов и гранито-гнейсов древних метаморфических толщ.

С проблемой возраста метаморфизованной олистостромы тесно связана ее тектоно-метаморфическая история. В Прибайкальском секторе отчетливо устанавливается, что олистостромовая толща претерпела те же два тектоно-метаморфических цикла, что и вся олоkitская серия [2]. Два или три еще более ранних цикла запечатлены в особенностях метаморфизма



Р и с. 7. Соотношение железистости ( $F$ ) и  $Ca/(Ca + K + Na)$  для амфиболов различных генераций

I–V — порядковые номера генераций (пояснения в тексте)

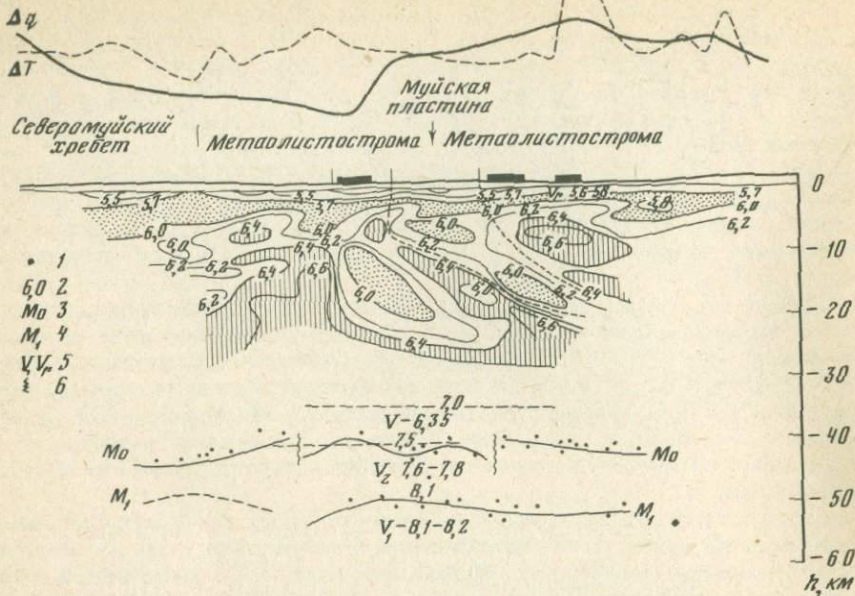
и деформации олистолитов. В цементирующей массе олистостромы и переслаивающихся сланцах наиболее ранние складки  $F_1$  — асимметричные лежачие или сильно опрокинутые и сжатые, возможно, связанные с этапом шарьирования. Они деформированы в более поздние этапы, поэтому наблюдаются редко, а их шарниры и осевые поверхности не упорядочены и варьируют в широких пределах при преобладании северо-восточного простирания шарниров. В замках этих складок наблюдались олистолиты и шлейфы более мелких обломков (см. рис. 2). Складки  $F_2$  — подковообразные, с крутыми, почти вертикальными шарнирами, вероятно, связанные с формированием крупных сдвигов. Они наиболее отчетливо прослеживаются в подстилающей тыйской свите или в олистостроме вблизи крупных разломов. Складки  $F_3$ – $F_4$  характерны для всей олоkitской серии, это изоклиналильные складки с ундулирующими (за счет наложенных деформаций) шарнирами от  $100$  (углы падения  $40-60^\circ$ ) до  $260-280^\circ$  (углы падения  $30-35^\circ$ ). В районе Холоднинского месторождения такие складки определяют структурные особенности рудного поля, в частности склонение рудных тел, расположенных в замках складок [9, 20]. Со складками  $F_3$ – $F_4$  связан максимум метаморфизма дистен-силлиманитового типа [5], хотя в бортах синклинория, где распространена олистрома, преобладают биотитовая, реже гранатовая зоны. Первый тектоно-метаморфический цикл завершается хрупкими деформациями — срывами и кинк-зонами, вдоль которых формируются метасоматиты, типичные для рудного поля Холоднинского месторождения.

Первый тектоно-метаморфический цикл не проявлен в ондокской, итыкитской и сыннырской свитах, которые отнесены нами к более молодой, позднерифейской байкальской серии [5]. Для этой серии характерны только зеленосланцевый метаморфизм, соответствующий хлоритовой, реже биотитовой зонам, и складки  $F_5$ ,  $F_6$ , составляющие в совокупности второй тектоно-метаморфический цикл. Складки  $F_5$  симметричные, с близкоризонтальными шарнирами и северо-восточным простиранием под углами  $60-40^\circ$ . Коробчатые складки  $F_6$  проявлены неравномерно и в подстилающей олокитской серии одновременно с зеленосланцевыми диафторезом, наиболее отчетливым в зонах крупных разломов и участках их сближения, например на юго-восточном фланге Холоднинского рудного поля [9, 5].

Однако эта схема, в частности выделение указанной выше последовательности складок и наличие регионального диафтореза, оспаривается многими исследователями [15, 19]. Так, диафторез трактуется как автодиафторез — регрессивная стадия моноциклического метаморфизма, а соотношение складок  $F_1$ ,  $F_2$ ,  $F_5$  оказывается иным; например, Е.И. Марков [15] считает складки  $F_2$  самыми молодыми. Такая противоречивая интерпретация показывает объективные трудности региональной корреляции складчатых деформаций.

Однако независимо от дискуссионности структурных построений минералогические данные отчетливо показывают полиметаморфизм и олистолигов, и основной массы олистостромы (см. табл. 2, 3). Например, в metabазитовых олистолитах и метапесчаниках сходного, как указывалось выше, состава присутствуют амфиболы по крайней мере пяти генераций (см. табл. 2, рис. 7). Наиболее ранние роговые обманки из эклогитоидов и высокотемпературных гнейсов представлены железистыми натриевыми роговыми обманками (см. рис. 7, поле I), ассоциирующими с гранатом и пироксеном. Пары амфибол—пироксен и амфибол—гранат показывают температуры  $700-800^\circ\text{C}$ ; наличие гиперстена в самых ранних парагенезисах указывает на то, что температура раннего этапа ближе к  $800^\circ\text{C}$ , а давление, судя по паре гранат—клинопироксен (от диопсида до диопсид-жадеита), не менее 8–9 кбар (см. статью Н.Ф. Габова, В.Г. Кушева в настоящем сборнике). В безгрантовых амфиболитах и метагаббро наблюдаются бледно-зеленые роговые обманки паргаситового типа — магнезиальные, глиноземистые и малонатриевые (см. рис. 7, поле II). Этим роговым обманкам соответствует  $T = 640-660^\circ\text{C}$ , аналогичная температуре по паре  $Gp-Bu$  в силлиманит-гранат-биотитовых гнейсах. Роговые обманки типов 2, реже 1 встречаются и в виде кластов в цементе олистостромы, и здесь, как и в олистостромах, обрастают и замещаются актинолитом. Среди последних наблюдаются голубовато-зеленые разновидности, обогащенные натрием и переходящие в сине-зеленую роговую обманку. Они соответствуют дистенсиллиманитовому типу метаморфизма, аналогичному таковому в пределах Холоднинского поля, где устанавливаются  $T = 450-640^\circ\text{C}$  и  $P = 6-7$  кбар. В цементе олистостромы по мусковитам также устанавливаются  $T = 450-500^\circ\text{C}$  и  $P \geq 6$  кбар (см. табл. 3). Самые поздние бесцветные актинолиты и безактинолитовые (хлорит-карбонат-эпидотовые) ассоциации соответствуют этапу зеленосланцевого диафтореза. Оценки зеленосланцевого метаморфизма в байкальской серии ( $T = 350-400^\circ\text{C}$ ,  $P = 3-4$  кбар), вероятно, соответствуют диафторезу и более древней олокитской серии.

За последние годы в Средне-Витимской области методами ГСЗ проделаны большие работы по изучению глубинных разрезов земной коры. Наши предположения о присутствии пологих надвиговых структур в Муйском районе этими работами в целом хорошо подтверждаются. На рис. 8



Р и с. 8. Сейсмический разрез земной коры и верхней мантии по маршруту р. Янчуй — п. Муя — оз. Липрендо (по В.П. Мишанькину и др., 1982)

1 — глубины по данным отраженных волн; 2 — изолинии пластовых скоростей; 3 — раздел Мохоровичича; 4 — отражающая граница в верхней мантии; 5 — соответственно средняя и граничная скорости (в км/ч); 6 — предполагаемые зоны глубинных разломов

дан сейсмический разрез земной коры и верхней мантии по профилю р. Янчуй — п. Муя — оз. Липрендо. На разрезе по изолиниям пластовых скоростей хорошо читаются пологозалегающие низкоскоростные блоки пород, между которыми наблюдаются высокоскоростные блоки. На поверхности Земли, в Южно-Муйском хребте, в районе Шамано-Парамской и Келяно-Ирокиндинской зон им соответствуют офиолиты и описанные выше метаолистостромовые формации.

Данный разрез в совокупности с результатами наших работ 1978—1981 гг. позволяет более уверенно говорить о значительной роли горизонтальных движений в истории формирования земной коры Байкальской горной области.

Таким образом, в пределах Байкало-Муйского офиолитового пояса выделена метаморфизованная офиолитокластовая раннерифейская олистодрома, содержащая олистолиты разнофациальных пород всевозможных размеров. Метаморфизм обломков варьирует от зеленосланцевой до эклогитовой фации.

В Муйской части офиолитового пояса в метаолистостромовой формации преобладают олистолиты пород нижних комплексов офиолитового разреза, а в Прибайкальской — обломки среднего и верхнего комплексов.

Широкое развитие метаофиолитовой и метаолистостромовой формаций однозначно указывает на то, что строение региона во многом определялось покровной тектоникой, подтверждающейся наличием древних лежачих и запрокинутых асимметричных складок, а также данными ГСЗ в Муйском районе.

1. *Богатиков О.А., Богданов Н.А., Добрецов Н.П.* и др. Офиолиты Аппенинского полуострова: VI Полевая офиолитовая конференция. Козенца, Флоренция, Турин, 18 июня — 5 июля 1980. — Геотектоника, 1981, № 6, с. 26—38.
2. *Булгаков А.И.* Соотношение метаморфических серий добайкальского и байкальского этапов развития в Средне-Витимской горной стране. — Геология и геофизика, 1978, № 8, с. 116—119.
3. *Габов Н.Ф., Картавченко В.Г.* Метаморфические формации Северного Прибайкалья. — В кн.: Метаморфические формации и метаморфические месторождения. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1981, с. 32—41.
4. *Гурулев С.А., Самбуев К.С.* О метасоматической зональности пород северо-восточного контакта Шаманского ультраосновного массива (Средне-Витимская горная страна). — В кн.: Материалы по минералогии, геохимии и петрографии Забайкалья. Улан-Удэ: Бурят. кн. изд-во, 1970, с. 44—46.
5. *Добрецов Н.П., Габов Н.Ф., Волкова Н.И.* Особенности метаморфизма толщ района Холоднинского месторождения (Северное Прибайкалье) и некоторые критерии их рудоносности. — В кн.: Петрология и минералогия метаморфических формаций Сибири. Новосибирск: Наука, 1981, с. 56—68.
6. *Добржинецкая Л.Ф.* Структурно-метаморфическая эволюция Парамского гипер-базитового массива и его обрамления (р. Витим). — В кн.: Металлогения докембрия. Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1981, с. 240—241.
7. *Добржинецкая Л.Ф.* Есть ли полный офиолитовый разрез в Прибайкалье? — Геотектоника, 1982, № 5, с. 32—44.
8. *Егоров Ю.И.* Тектоника и глубинное строение Байкало-Патомского нагорья в свете геолого-геофизических данных. — В кн.: Тектоника и металлогения Восточной Сибири. Иркутск: ВостСибНИИГИМС, 1978, с. 38—56.
9. *Картавченко В.Г.* Некоторые петроструктурные особенности метаморфических толщ района Холоднинского месторождения (Северное Прибайкалье). — В кн.: Петрология и минералогия метаморфических формаций Сибири. Новосибирск: Наука, 1981, с. 69—76.
10. *Клутин К.А., Домнина Е.А., Риле Г.В.* Строение и возраст офиолитового комплекса Байкало-Витимского поднятия. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, 80, № 1, с. 82—94.
11. *Книппер А.Л.* История развития серпентинового меланжа Малого Кавказа. — Геотектоника, 1971, № 6, с. 87—100.
12. *Конников Э.Г.* Дифференцированные базитовые комплексы Забайкалья: Петрология и рудообразование: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Новосибирск: СО АН СССР, 1982. 30 с.
13. *Красный Л.И.* Геология региона Байкало-Амурской магистрали. М.: Недра, 1981. 258 с.
14. *Леонов М.Г.* Олисторомы в структуре складчатых областей. М.: Наука, 1981. 166 с.
15. *Марков Е.И.* Структурно-метаморфическая эволюция Котерского синклиория (Северо-Восточное Прибайкалье): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Иркутск: Ин-т земной коры СО АН СССР, 1982. 11 с.
16. *Митрофанов Г.Л.* Эволюция тектонических структур и этапы становления континентальной земной коры в Северо-Западном Забайкалье. — В кн.: Тектоника и металлогения Восточной Сибири. Иркутск: ВостСибНИИГИМС, 1978, с. 20—37.
17. *Полянский Н.В., Добрецов Н.П., Ермолов П.В., Кузбный В.С.* Структура и история развития Чарского офиолитового пояса. — Геология и геофизика, 1979, № 5, с. 35—44.
18. *Руженцев С.В., Хаорова И.В.* Среднепалеозойские олисторомы в Сакмарской зоне Южного Урала. — Литология и полез. ископаемые, 1973, № 7, с. 21—32.
19. *Ручкин Г.В.* Модель регионального метаморфизма докембрийских колчеданых месторождений. — Геология руд. месторождений, 1981, № 5, с. 19—33.
20. *Тарасова Р.С., Мозилев В.М., Добрецов Н.П.* Структурные особенности и структурно-метаморфическая эволюция Холоднинского колчеданно-полиметаллического оруденения. — Геология и геофизика, 1981, № 4, с. 34—46.
21. Тектоника Северной Евразии: Объяснительная записка к карте "Тектоника Северной Евразии" / Под ред. А.В. Пейве и А.Л. Яншина. М.: Наука, 1980.
22. *Abbate E., Bortolotti V., Passcirini P., Saggi M.* Olistostromes in the oligocena Macigno formation (Florence Area). — Excursion N 5 2nd European regional meeting. Florence, 1981, p. 164—168.
23. *Richter D.* Olisthostrom, olistholit, olisthothrima und Olisthoplake als Merkmale von glutugs- und Resedimentoatousvorgangen infolge symsedimeantares tectogenetis der Bewegungen in geosynklinal bereichen. — Neues Jahrb. Geol. und Paläontol. Abh., 1973, 43, N. 3, S. 304—344.

Н.Ф. Габов, Н.Л. Добрецов, В.Г. Кушев

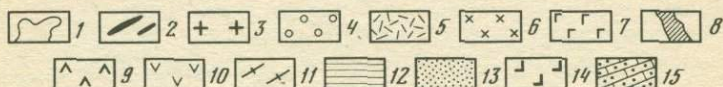
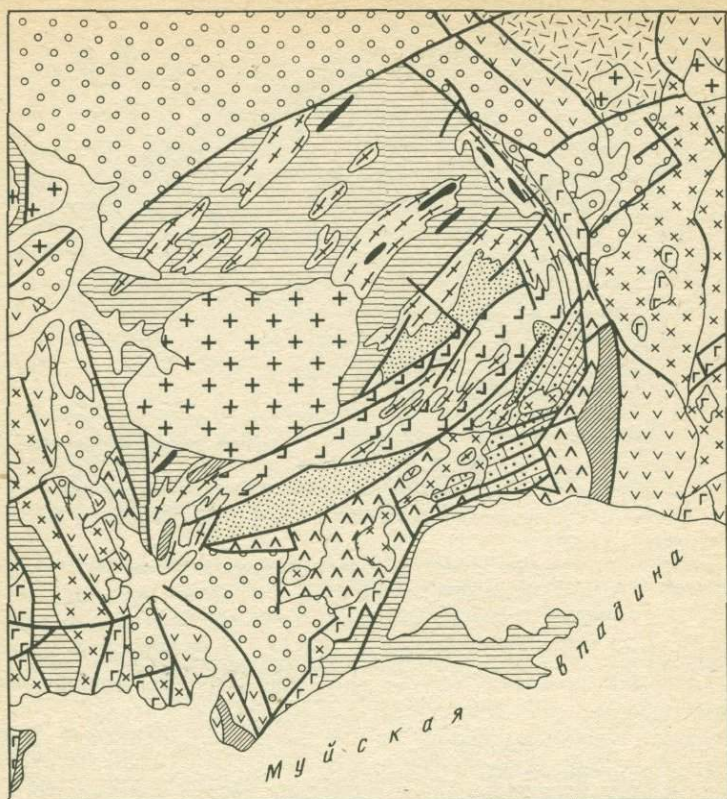
## ЭКЛОГИТЫ И ЭКЛОГИТОПОДОБНЫЕ ПОРОДЫ В СЕВЕРНОМ ПРИБАЙКАЛЬЕ

Наличие эклогит-гнейсовых серий в древних метаморфических поясах имеет важное значение для палеометаморфических реконструкций и для расшифровки общей эволюции геологического развития, в частности при решении вопросов о положении блоков или пластин архейского фундамента в областях более молодой складчатости (см. статью Н.Л. Добрецова, И.В. Ащепкова и др. в настоящем сборнике). Примером таких блоков в байкалидах Западного Забайкалья может служить Муйская глыба [8, 9]. Особый интерес представляет ее северная часть, в которой еще Л.И. Салопом [13] отмечались эклогиты. Первоначально они рассматривались вместе с габброидами муйского комплекса, хотя и с оговоркой условности такого отнесения [13]. При проведении крупномасштабной съемки эклогиты как самостоятельные разновидности не выделялись. На картах отражены горизонты и тела амфиболитов и гранатовых амфиболитов или амфиболовых гнейсов, вместе с которыми, по описанию, встречаются эклогитоиды; во многих случаях отмечались реликты пироксена в гранатсодержащих амфиболитах [4].

Муйская глыба находится внутри Байкало-Муйского офиолитового пояса [6], в месте его разворота с северо-восточного на юго-восточное простирание (см. рис. 1 в статье Н.Ф. Габова, В.Г. Картавченко в настоящем сборнике). В другом районе пояса, на северном окончании оз. Байкал, в бассейне р. Холодная, также встречены эклогиты и эклогитоподобные породы в составе эклогит-гнейсовой формации, слагающей более мелкие чешуи, или блоки. Таким образом, эклогит-гнейсовая толща входит закономерным членом в Байкало-Муйский офиолитовый пояс подобно офиолитовым поясам в Альпах и Калабрии (Италия). Рассмотрим подробнее строение указанных блоков (или чешуй), а также состав и строение эклогитов и эклогитоподобных пород.

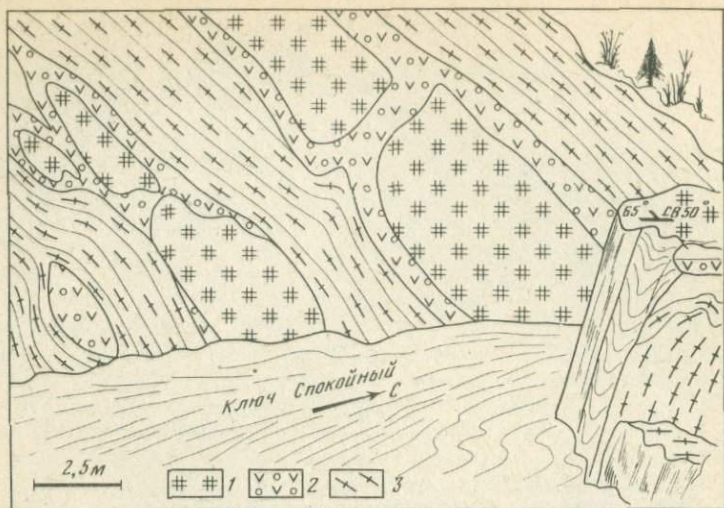
В строении Северо-Муйской глыбы (рис. 1) принимают участие высокометаморфизованные, предположительно архейские породы с типичным планом складчатых структур северо-восточного простирания, резко отличного от северо-западного простирания толщ муйской серии, окаймляющей глыбу [7]. До настоящего времени по вопросу о строении, стратиграфии метаморфизованных толщ и их возрасте нет единого мнения [1-3, 7-9, 13-15].

В соответствии с легендой к геологической карте масштаба 1: 500 000 [4] комплекс кристаллических пород Муйской глыбы расчленен на усть-муйскую толщу, илеирскую и люнкутскую свиты. В составе илеирской свиты присутствуют биотитовые, гранат-биотитовые, двуслюдяные гранат-диопсид-роговообманковые, биотит-роговообманковые, гранат-диопсидовые, гранат-роговообманковые, диопсид-роговообманковые гнейсы и сланцы с прослоями мраморов и амфиболитов. Особенностью разреза является переслаивание различных по составу гнейсов и сланцев в виде пачек и горизонтов мощностью до 300 м; тела амфиболитов достигают 30-35 м, прослой мраморов - до 10 м. Толща глубоко метаморфизована, мигматизирована, местами обнаруживает свидетельства регрессивного метаморфизма, наложенного на первичные ассоциации высокотемпературной амфиболитовой фации.



Р и с. 1. Схема геологического строения Северо-Мурманской глыбы

1 — четвертичные отложения; 2 — зоны развития эколгитов и гранатовых амфиболитов (вне масштаба); 3 — палеозойские граниты; 4 — венд-кембрийские осадочные отложения, слабо метаморфизованные, нерасчлененные; 5 — контрастная базальт-липаритовая формация (падринская серия, условно рифейского возраста); 6 — гранодиорит-гранитовая формация, возможно, генетически связанная с породами мурманского комплекса; 7–10 — мурманский комплекс (офиолитовая серия?) нижнего протерозоя: 7 — диорит-габбро-перидотитовая формация (возраст более  $1570 \pm 130$  млн. лет), 8 — ультрабазиты (возможно, в виде крупных олистолитов), 9 — осадочно-вулканогенная толща (парамская подсерия), 10 — основные и средние эффузивы, расчлененные, но нередко сохраняющие реликтовые структуры, вплоть до подушечных лав; 11 — гранито-гнейсы и мигматиты (имирский комплекс) в толще архейских кристаллических сланцев и гнейсов (возраст 2200 млн. лет); 12 — архейские образования, нерасчлененные; 13 — песчано-конгломератовая толща (самокутская свита); 14–15 — троговый комплекс (выполнение зеленокаменного прогиба, верхний архей): 14 — осадочно-вулканогенная, с преобладанием основных вулканитов в нижней части, 15 — терригенно-карбонатная толща



Р и с. 2. Общий вид обнажения с выходами эклогитов и гранатовых амфиболитов (кл. Спокойный, 4 км выше устья)

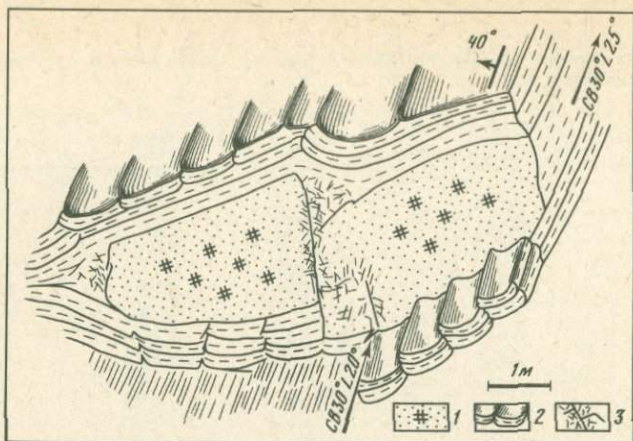
1 — амфиболизированные эклогиты; 2 — гранатовые амфиболиты и биотит-амфиболовые диафориты; 3 — двуслюдяные гнейсы с гранатом

Летом 1981 г. авторы предприняли обследование северной части глыбы с целью изучения отмечавшихся там ранее гранатовых амфиболитов и эклогитоидов (р. Илеир, руч. Спокойный, правобережье р. Янгуда).

Отдельные коренные выходы сильно амфиболизированных эклогитов встречаются по руч. Спокойный, в 8–7 км от его устья. На картах они отмечены в виде единичных тел в верховьях левого притока этого ручья, впадающего в руч. Спокойный, в 5 км от места впадения последнего в р. Янгуда. Нами эклогитовые тела наблюдались как по отмеченному левому притоку, так и по руч. Спокойный, преимущественно в интервале 5–2 км от устья.

Условия залегания тел во всех случаях сходны. Среди гранат-слюдяных гнейсов находятся будины и линзовидные тела (рис. 2), внешне определяемые как амфиболиты и гранатовые амфиболиты мелко- и среднезернистого сложения, иногда неяснополосчатые, часто с крупными кристаллобластами темной роговой обманки размером до 2 см, ориентированной по направлению гнейсовидности вмещающих пород. Собственно эклогиты выявляются лишь в некоторых телах, преимущественно в центре. Они довольно невзрачны на вид, мелкозернистые, с характерным розовым или красным гранатом в серовато-зеленоватой основной ткани мелкопризматического пироксена. Амфибол присутствует почти всегда, часто в виде пойкилопорфириобластов, но в переменном количестве, выделяясь более темным цветом, что придает породам пятнистый облик.

В верховьях левого притока руч. Спокойный эклогиты слагают цепочки линзовидных тел и будин среди гранат-слюдяных сланцев (рис. 3), а также серых двуслюдяных и мезократовых гранат-биотит-микроклиновых гнейсов. Около краев будин эклогиты разгнейсованы и превращаются в гранатовые амфиболиты и сланцеватые гранат-слюдяные амфиболиты. Пойкилопорфириобласты амфибола по всему телу распределены не беспорядочно, а как бы полосами и цепочками, которые субпараллельны гнейсовидности



Р и с. 3. Обтекание будины эклогитов гофрированными гранат-слюдистыми сланцами (обн. 105)

1 — амфиболитованные эклогиты, с усилением процесса к краям тел; 2 — вмещающие гранат-слюдяные сланцы; 3 — слюдиты с рутилом вдоль трещин

вмещающих пород. По трещинкам в будинах, по контактам и в межбудинных пространствах нередко развиваются зонки, линзы и гнезда кварц-слюдяных пород и слюдитов с рутилом. Размеры будин изменчивы: от 0,5–1,0 до 3–5, иногда 10–12 м в поперечном сечении и от 5–10 до 50 м по длинной оси. Наиболее крупные откартированные тела амфиболитов имеют размеры порядка 100 × 800 м.

Гнейсы и сланцы, вмещающие и обтекающие линзовидные эклогит-амфиболовые тела, содержат полосы бластокатаклазитов, смяты в мелкие складки типа гофрировки (см. рис. 3), причем линейность по амфиболу в будинах совпадает с направлением осей таких мелких складочек (северо-восточное простирание  $\angle 30^\circ$ , углы падения  $20\text{--}25^\circ$  при общем падении толщи на северо-запад,  $\angle 320^\circ$  под углами  $65\text{--}70^\circ$ ).

В гнейсах встречаются редкие прослои пород основного состава, превращенные в гранатовые амфиболиты и горнблендиты, нередко обогащенные сульфидами. Ширина таких полос от 5 до 10 см, часто по простиранию они сменяются цепочкой мелких будин [(5–7) × (20–30) см], далее как бы растворяясь в гнейсах. Кроме меланократовых прослоев, встречаются мощные горизонты двуслюдяных и гранат-биотитовых гнейсов (бластомилонитов) с пятнистой структурой, обусловленной крупными овальными или субидиоморфными кристаллами (часто пойкилокристаллами) полевого шпата размером до 2–3 см, вплетенными в ткань мелкозернистого сложения. В породах развивается наложенная гнейсовидность, причем одновременно с гранулированием крупных кристаллов биотит и светлая слюда пронизывают полевой шпат в плоскости гнейсовидности.

Петрографическая и петрохимическая характеристика главных разновидностей пород основана на изучении серии шлифов и химических анализах пород и минералов на микрозонде.

Эклогиты представляют собой плотные, большей частью мелко-среднезернистые породы розовато-серого цвета, причем многочисленные зерна розового или красноватого цвета видны невооруженным глазом. Породы, как правило, массивные, но при амфиболитации проявляется некоторая неоднородность или грубая полосчатость.

Таблица 1

Результаты микрозондовых анализов (в вес. %) гранатов из эклогитов и гранатовых амфиболитов

Компоненты	109ж	106г	106г	105и
SiO <sub>2</sub>	39,56	37,86	37,65	38,21
TiO <sub>2</sub>	0,10	0,11	0,11	0,16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,22	20,88	20,70	20,53
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,014	0,020	0,020	0,049
FeO	23,78	28,30	25,83	25,30
MnO	0,65	0,73	0,73	0,66
MgO	7,74	4,08	3,42	4,84
CaO	7,89	8,97	11,23	8,01
Na <sub>2</sub> O	—	—	—	—
K <sub>2</sub> O	—	—	—	—
Сумма	100,95	100,95	99,67	97,76
Число катионов на 12 атомов O				
Si	3,02	2,97	2,98	3,05
Al <sup>VI</sup>	1,91	1,93	1,93	1,93
Ti	—	—	0,01	0,01
Fe <sup>3+</sup>	0,09	0,08	0,07	0,07
Fe <sup>2+</sup>	1,43	1,78	1,63	1,62
Mn	0,04	0,05	0,05	0,05
Mg	0,88	0,48	0,40	0,58
Ca	0,65	0,75	0,95	0,68
Mg/(Mg + Fe)	0,67	0,21	0,20	0,26
Компонентный состав гранатов				
Пи	29,5	17,7	13,3	20,1
Алм	47,5	59,0	54,0	55,2
Сп	1,3	1,3	1,3	1,6
Анд	4,5	3,6	3,4	3,6
Грос	17,2	20,4	28,0	19,5

\* Ан. 14 — гранат из эклогитов Северного Казахстана [10].

Примечание. Анализы выполнены в ИГиГ СО АН СССР на микрозонде JXA-5A, оператор Л.М. Усова.

Главные минералы (в об. %) — гранат (35–40), пироксен (40–60), кварц (2–10), рутил (0,1–4), амфибол (0–5), цоизит (0–10), слюда (0–2).

Структура эклогитов гранобластовая, характеризующаяся чуть большим идиоморфизмом граната по сравнению с пироксеном и ксеноморфизмом кварца, выполняющего межзерновые пространства. Такая структура ранее [5, 10] была названа эклогитовой.

Гранат в эклогитах обычно образует изометричные зерна, часто с хорошей огранкой. Иногда зерна слегка вытянутые или чечевицеобразные, реже с прямоугольными сечениями. Более крупные зерна могут содержать включения кварца. В шлифах минерал бесцветный или слегка розоватый, встречаются слабо зональные кристаллы с более светлой внешней каймой.

По составу (табл. 1) гранаты относятся к пироп-альмандиновому ряду

	105п	105к	106е	109д/г	109е	14*
	38,95	42,52	37,71	38,09	38,29	40,42
	0,16	0,19	0,19	0,15	0,10	0,35
	21,00	19,93	20,50	20,59	21,15	21,09
	0,048	0,023	0,025	—	0,014	0,40
	26,23	29,80	31,51	25,90	32,53	20,16
	0,66	0,84	0,88	2,44	0,90	0,47
	5,50	3,21	1,77	1,59	2,26	6,20
	8,52	9,15	9,45	10,67	7,46	10,74
	0,012	0,024	0,016	—	—	—
	—	—	—	—	—	—
	101,09	103,68	102,05	99,43	102,70	99,83
Число катионов на 12 атомов O						
	3,01	3,10	2,98	3,04	2,99	2,96
	1,92	1,80	1,91	1,94	1,95	1,96
	0,03	0,01	0,01	0,01	—	0,02
	0,09	0,22	0,09	0,07	0,05	0,03
	1,60	1,69	1,98	1,66	2,07	1,33
	0,04	0,05	0,06	0,16	0,06	0,03
	0,63	0,37	0,21	0,19	0,26	0,73
	0,71	0,75	0,80	0,91	0,62	0,76
	0,27	0,18	0,10	0,10	0,11	0,35
Компонентный состав гранатов						
	21,2	13,0	6,6	6,5	8,6	24,4
	53,5	59,1	64,9	56,8	69,0	44,3
	1,3	1,7	2,0	5,4	2,0	1,0
	4,6	11,6	4,3	3,7	2,4	1,3
	19,4	14,6	22,2	27,6	18,0	24,0

с содержанием пироба 13–21%, кальциевого компонента 20–31%. Точки их состава попадают в поле эклогитов гнейсовых серий вблизи границы поля гранатов гранулитовой фации, по Б.Г. Лутцу и К.Н. Никишеву [11] (рис. 4).

Пироксен по составу отвечает омфациту, т.е. типичному пироксену эклогитов. Образует короткопризматические кристаллы бледного травяно-зеленого цвета со слабым плеохроизмом до почти бесцветного. По краям зерна облекаются тонкой каймой амфибола, соответствующей начальной стадии замещения. В амфиболитованных эклогитах омфацит сохраняется в виде реликтовых фрагментов внутри зерен амфибола как включения в крупных пойкилокристаллообластах роговой обманки.

Химический состав моноклинных пироксенов (табл. 2) соответствует омфацитам с содержанием жадеитового компонента 24–37%. На трой-

Таблица 2

Результаты микронзондовых анализов (в вес. %) и состав минералов из эклогитов и сопутствующих пород

Компоненты	Клинопироксены					Амфиболы	
	105к	106г	109ж	105и	105е	105к	106е
SiO <sub>2</sub>	55,14	49,16	47,96	54,23	54,10	45,17	44,60
TiO <sub>2</sub>	0,07	0,39	0,40	0,07	0,05	0,51	0,48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,75	11,37	14,05	9,08	10,42	12,51	11,04
FeO	5,89	11,48	8,72	8,44	10,95	15,85	15,59
MnO	0,05	0,07	0,02	0,05	0,03	0,10	0,14
MgO	8,12	14,12	15,75	6,97	6,80	9,90	12,53
CaO	13,08	9,26	8,98	15,71	12,30	7,63	12,10
Na <sub>2</sub> O	6,58	3,39	3,34	5,20	4,85	5,16	1,75
K <sub>2</sub> O	—	0,45	0,37	0,38	0,50	0,53	0,68
H <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—	2,00	2,00
Сумма	100,68	99,73	99,59	99,67	100,00	99,38	100,92

Число катионов на 6 атомов O

Si	1,995	1,79	1,74	2,00	2,00	6,71	6,56
Al <sup>IV</sup>	0,003	0,020	0,025	—	—	1,23	1,39
Al <sup>VI</sup>	0,37	0,29	0,35	0,39	0,45	0,96	0,52
Ti	0,002	0,01	0,01	—	—	0,06	0,05
Fe	0,27	0,31	0,26	0,26	0,33	1,41	1,92
Mg	0,43	0,76	0,85	0,36	0,38	2,19	2,75
Ca	0,50	0,36	0,34	0,62	0,48	1,21	1,91
K	—	0,02	0,01	0,02	0,02	0,10	0,13
Na	0,46	0,24	0,24	0,35	0,34	1,21	0,50
OH	—	—	—	—	—	2,00	2,00
Mg/(Mg+Fe)	0,70	0,71	0,76	0,68	0,62	0,64	0,66

Обр. 105к, 106г — эклогиты по руч. Спокойный; обр. 109ж — правый борт р. Янгуда, обр. 105и, 105е — из амфиболитизированных эклогитов; обр. 105к, 106е, 105и — из амфиболитизированных эклогитов и гранатовых амфиболов по руч. Спокойный; обр.

ной диаграмме (рис. 5) большая часть из них попадает в поле пироксенов из эклогитов гнейсовых комплексов, два — в поле пироксенов из эклогитов глаукофан-сланцевых толщ.

Кварц образует в эклогитах большей частью ксеноморфные выделения в промежутках зерен граната и пироксена, включения в гранате, реже слагает мелкие гнезда, линзы и тонкие прожилки.

Амфибол представлен симплектитовыми выделениями с плагиоклазом и каймами около зерен пироксена и граната, где он имеет синезеленую окраску, либо пойкилокристаллами буровато-зеленой роговой обманки, возникающей при наложенной амфиболитизации эклогитов.

Рутил встречается в короткопризматических, иногда округлых кристаллах, иногда слагает целочки зерен. Обычно он сфенизирован. В одном образце, богатом рутилом (5%), встречены кристаллы рутила размером до 3 мм по длине призм.

Амфиболы					Хлорит	Цоизит
105и	109д	109ж	36	40	109е	109е
46,29	46,87	47,01	48,66	45,80	25,75	39,01
1,13	0,47	0,45	1,50	1,60	0,05	0,16
13,57	12,87	14,84	10,25	17,14	21,77	26,16
11,74	13,60	8,28	13,10	14,32	22,74	10,08
0,05	0,31	0,06	—	—	0,08	0,10
12,02	12,37	14,20	12,85	7,50	16,48	0,24
8,02	10,33	9,07	8,54	9,05	0,04	23,19
4,82	1,81	3,64	2,39	1,92	—	—
0,55	0,28	0,56	0,38	1,26	—	—
2,00	2,00	2,00	1,86	1,51	11,12	1,06
100,22	100,97	100,15	99,72	100,40	100,00	100,00

(расчет на 10 атомов O) (катионы на 13 атомов O)

Число катионов на 24 атома O

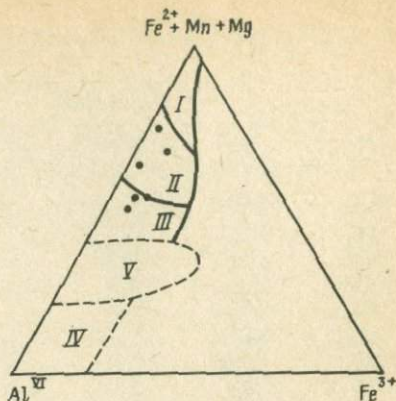
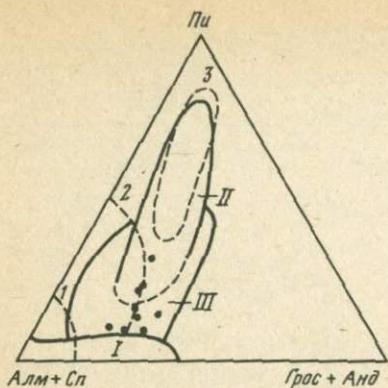
6,67	6,72	6,65	6,97	6,63	2,63	3,00
1,21	1,23	1,30	0,87	1,20	1,37	2,00
1,09	0,94	1,17	0,85	1,10	1,25	0,18
0,12	0,05	0,05	0,16	0,17	—	0,01
1,20	1,63	0,97	1,45	1,57	1,80	0,65
2,58	2,65	2,99	2,73	1,62	2,81	0,03
1,24	1,59	1,37	1,30	1,40	—	1,91
0,10	0,06	0,10	0,05	0,24	—	—
1,35	0,49	0,99	0,50	0,59	—	—
2,00	2,00	2,00	1,79	1,46	7,47	0,55
0,69	0,65	0,76	0,64	0,49	0,71	—

109д, 109ж — то же, правый борт р. Янгуда; обр. 36, 40 — из амфиболитизированных эклогитов Кокчетавской глыбы; обр. 109е — хлорит из оторочки граната и ферроцоизит из апоэклогитового амфиболита, правый борт р. Янгуда.

Гранатовые амфиболиты, с одной стороны, имеют постепенные переходы к амфиболитизированным эклогитам, с другой — сменяются гранат-амфиболовыми и далее амфибол-сланцевыми сланцами в оторочках будин.

Амфиболитизированные эклогиты даже по внешнему облику отличаются пятнистой ориентированной текстурой, обусловленной развитием однонаправленных пойкилобластических призм амфибола, выделяющихся в сколе и на шлифовках темным зеленоватым цветом.

Под микроскопом выявляется, что амфиболитизация идет стадийно: сначала образуются каемки синезеленого амфибола около пироксеновых зерен, часто с появлением симплектитовой каймы (амфибол + кислый плагиоклаз), затем зерно амфибола разрастается, но пироксен еще сохраняется в центре или фрагментарно, далее появляются уже однородные зерна амфибола, между которыми зажаты лейсточки альбита.



Р и с. 4. Положение составов изученных гранатов в полях эклогитов разных типов [5]

Поля: I — глаукофановых сланцев, II — эклогитов (по Соболеву, 1964 г.), III — гнейсовых комплексов; 1–3 — границы амфиболитовой (1), гранулитовой (2) и эклогитовой (3) фаций (по [11])

Р и с. 5. Положение моноклинных пироксенов из изученных эклогитов на тройной диаграмме [5]

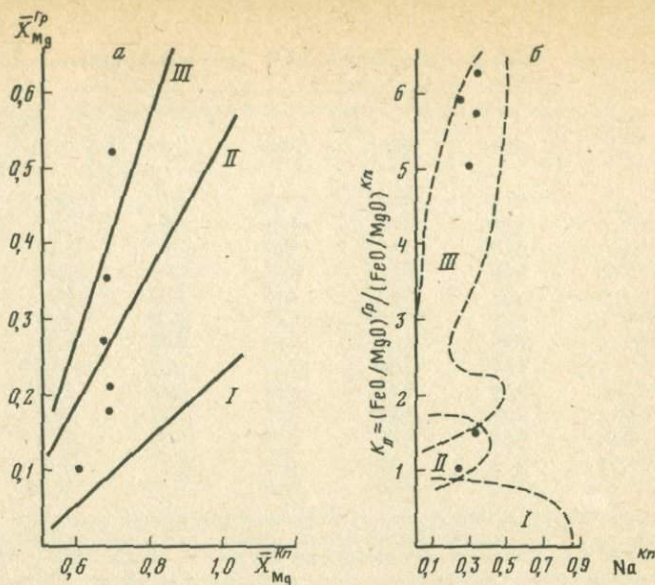
Поля (по [11]): I — натриевых пироксенов из интрузивных основных пород, II — эклогитов из гнейсовых комплексов, III — глаукофан-сланцевых серий, IV — жадитов, V — поле несмесимости

Очевидно, в породах присутствуют три амфибола: 1) сине-зеленый амфибол, непосредственно замещающий омфациит, 2) в симплектитах с плагиоклазом, 3) развивающийся в виде относительно крупных порфирукристаллобластов. Последний отличается буровато-зеленоватой окраской и плеохроизмом от коричневатого-желтого до буровато-зеленого цвета. Наличие нескольких амфиболов подтверждается и результатами микронзондовых анализов (см. табл. 2): амфибол пойкилокрестов (обр. 106е, 109д), по-видимому, относится к группе обыкновенных роговых обманок, сине-зеленый амфибол содержит компонент кроссит-глаукофанового ряда (обр. 105к, 105и, 109ж). Из них выделяется амфибол (обр. 109ж) — наименее железистый и титанистый, взятый из гранат-цоизитовых амфиболитов. Третий амфибол (из симплектитов) проанализировать не удалось.

В нескольких образцах с р. Янгуда при микроскопических исследованиях породы определены как гранат-цоизитовые амфиболиты. Внешне они отличаются более крупнозернистым сложением и наличием светлых призматических кристаллов, выделяющихся на темном фоне гранат-амфиболовой ткани. В шлифах устанавливается, что такие удлиненные кристаллы принадлежат цоизиту, что подтверждено микронзондовым анализом (см. табл. 2, обр. 109е). Гранат таких амфиболитов отличается высокой магнетизальностью и соответственно повышенным содержанием пиропового компонента (рис. 6).

По химизму (табл. 3) эклогиты и гранатовые амфиболиты достаточно близки аналогичным породам Северного Казахстана и Актыза [10]. Большинство образцов наиболее близко к породам группы базальтов, точнее, к высокоглиноземистым и титанистым толеитам (типа траппов). Обр. 105в (гранат-цоизитовый амфиболит) менее железистый и титанистый, он близок к некоторым эклогитоподобным породам бассейна р. Холодная (см. табл. 5).

Вмещающие эклогиты сланцы и гнейсы гранат-слодяного состава соот-



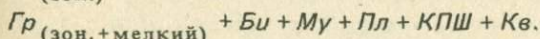
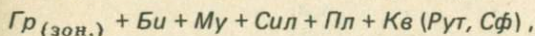
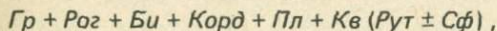
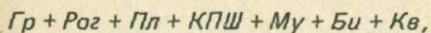
Р и с. 6. Отношения магнезиальностей  $X_{Mg}$  сосуществующих гранатов и пироксенов (а) и зависимость  $K_D$  от содержания Na в клинопироксенах (б)

I—III — средние значения (линии) и поля глаукофан-сланцевых серий, амфиболитовой и гранулитовой фаций соответственно

ветствуют метаморфизованным осадочным породам, метаграуваккам, относительно бедным кальцием, но обогащенным глиноземом с примерно равным соотношением  $Na_2O$  и  $K_2O$ . Отличительной их особенностью является повышенное содержание  $TiO_2$ .

Для того чтобы оценить условия образования эклогитов и вмещающих пород, рассмотрим сначала критические минеральные парагенезисы пород, обогащенных глиноземом и бедных кальцием, а также богатых кальцием сланцев и гнейсов, включая гранатовые амфиболиты.

Во вмещающих эклогиты гранат-слюдяных сланцах и гнейсах устанавливаются следующие многоминеральные ассоциации:



Зональность граната и появление мусковита свидетельствуют о наложении более низкотемпературных ассоциаций эпидот-амфиболитовой фации на высокотемпературные, соответствующие амфиболитовой фации дистен-силлиманитового типа (об этом свидетельствуют находки дистена). Этим ассоциациям соответствуют только ассоциации внешних зон эклогит-амфиболовых тел, где наблюдаются такие взаимоотношения минералов:

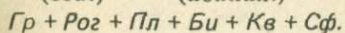
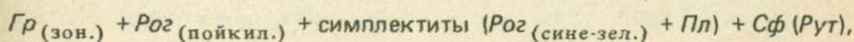
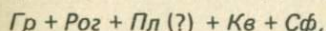
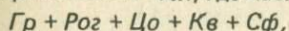


Таблица 3

Результаты химического анализа (в вес. %) эклогитов и вмещающих пород

Компоненты	Эклогиты и гранатовые амфиболиты					
	105в	105б	105ж	105и	106е	107а
SiO <sub>2</sub>	47,26	46,24	45,98	45,10	48,30	49,42
TiO <sub>2</sub>	1,28	2,49	1,94	2,47	1,91	1,74
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,62	14,44	15,31	14,27	13,75	14,10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,69	0,94	2,64	1,84	3,69	1,23
FeO	9,71	13,75	2,40	13,05	9,71	10,93
MnO	0,19	0,33	0,31	0,25	0,27	0,21
MgO	8,05	6,76	5,84	6,96	6,53	6,55
CaO	10,50	8,79	9,16	10,21	10,22	10,22
Na <sub>2</sub> O	3,24	3,12	2,81	3,16	2,59	2,85
K <sub>2</sub> O	0,62	1,08	0,64	0,31	0,40	0,60
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10	0,26	0,08	0,35	0,15	0,15
П.п.п.	2,12	1,56	2,38	1,59	2,22	1,53
Сумма	99,38	99,76	99,49	99,56	99,74	99,53

Обр. 105в, 105б, 105ж, 105и — слабо амфиболитизированные эклогиты; обр. 106е, 107а, 109б, 203 — амфиболитизированные эклогиты; среднее — по восьми анализам эклогитов; обр. 105к — эклогит, обогащенный рутилом; обр. 105, 105л — гранат-слюдя-

Таблица 4

Составы минералов (в вес. % и форм. ед.) из эклогитоподобных пород бассейна р. Холодная

Компоненты	Эклогитоподобные породы								
	ЗБИ			029Д			В-85		
	Гр	Амф	Мп (зеп.)	Гр	Амф	Мп	Гр	Амф	
SiO <sub>2</sub>	38,0	40,4	—	38,3	40,7	50,8	38,5	48,5	
TiO <sub>2</sub>	0,20	1,92	—	0,10	1,69	0,18	0,13	0,35	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,15	11,8	—	20,9	12,0	2,21	20,8	8,32	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	
FeO	30,5	23,3	—	29,8	22,3	13,6	18,9	13,9	
MnO	0,84	0,12	—	0,80	0,11	0,17	5,83	0,39	
MgO	2,96	6,58	—	3,10	7,31	10,5	1,52	13,1	
CaO	8,71	11,09	20,1	7,41	11,20	20,9	13,7	11,8	
Na <sub>2</sub> O	—	1,63	1,51	—	0,55	0,67	—	0,59	
K <sub>2</sub> O	—	1,80	0,15	—	0,05	0,15	—	0,45	
H <sub>2</sub> O	—	2,00	—	—	2,00	—	—	2,0	
Сумма	101,26	100,64	—	100,41	97,81	99,18	99,38	99,41	
Si	2,997	6,253	—	2,991	6,360	1,953	3,04	7,09	
Ti	0,012	0,224	—	0,006	0,199	0,005	0,01	0,04	
Al	1,885	2,152	—	1,884	2,202	0,100	1,94	1,43	
Fe <sup>3+</sup>	—	—	—	—	—	—	—	—	
Fe <sup>2+</sup>	2,005	3,022	—	1,905	2,904	0,438	1,25	1,70	
Mn	0,062	0,016	—	0,058	0,015	0,005	0,39	0,05	
Mg	0,351	1,518	—	0,425	1,704	0,600	0,18	2,87	
Ca	0,739	1,840	—	0,630	1,868	0,868	1,16	1,85	
Na	—	0,489	—	—	0,167	0,050	—	0,17	
K	—	0,355	—	—	0,010	0,007	—	0,08	
Сумма	8,049	15,869	—	7,999	15,428	4,025	8,00	—	
f, %	85,4	66,7	—	73,0	63,1	42,4	90,1	37,3	

Эклогиты и гранатовые амфиболиты				Вмещающие породы		
109б	203	среднее	105к	105	105л	13
47,76	47,28	47,16	46,08	63,90	63,50	63,70
1,97	1,86	1,96	10,46	0,73	0,73	0,73
14,27	13,67	14,18	10,73	16,00	16,00	16,00
1,89	1,00	1,74	3,18	0,53	0,73	0,65
10,54	12,73	11,60	7,34	5,43	5,96	5,70
0,20	0,22	0,25	0,14	0,12	0,12	0,12
6,86	7,22	6,85	6,00	2,18	2,73	2,45
11,02	11,02	10,14	10,35	1,40	1,46	1,43
3,26	3,04	3,01	4,36	3,85	2,93	3,40
0,22	0,61	0,56	0,34	2,90	2,81	2,86
0,18	0,12	0,17	0,67	0,14	0,08	0,08
1,40	1,30	1,76	1,21	2,16	2,70	2,43
99,47	99,77	99,38	100,26	99,34	99,75	99,63

ные гнейсы, вмещающие эклогитовые тела; 13 — средний состав гнейсов. Анализы выполнены в химической лаборатории ГИН БФ СО АН СССР, аналитик А.А. Цыренова.

Гранат-пироксеновые гранулиты

В-85		15В			036А		
Мп	Эп	Гр	Амф	Мп	Гр	Амф	Мп (бесцвет.)
53,17	38,7	37,3	43,1	52,3	39,0	43,7	52,1
0,03	0,19	—	1,53	0,05	—	1,49	0,10
0,36	28,5	20,7	10,8	0,48	20,9	12,8	1,61
—	8,4	—	—	—	—	—	—
10,33	—	28,0	18,4	12,6	23,0	14,9	10,1
0,71	0,18	3,60	0,31	0,41	1,05	0,13	0,10
11,3	0,06	3,52	8,76	11,1	4,10	11,03	13,1
23,7	23,6	8,34	11,4	22,4	12,8	11,7	22,5
0,14	0,00	—	1,15	0,21	—	1,57	0,31
0,00	0,00	—	1,28	—	—	0,11	—
—	1,5	—	2,00	—	—	2,00	—
99,74	100,13	101,46	98,69	99,57	100,85	99,36	99,92
2,01	2,86	2,950	6,592	1,997	3,023	6,468	—
0,00	0,01	—	0,175	0,001	—	0,165	—
0,02	2,48	1,924	1,941	0,021	1,903	2,229	—
—	0,42	0,100	—	—	—	—	—
0,32	—	1,751	2,353	0,402	1,491	1,843	—
0,03	0,01	0,241	0,040	0,013	0,069	0,016	—
0,65	0,01	0,415	1,997	0,632	0,474	2,436	—
0,96	1,90	0,707	1,872	0,916	1,061	1,858	—
0,01	0,00	—	0,340	0,014	—	0,450	—
—	—	—	0,243	—	—	0,020	—
—	—	8,088	15,554	3,998	8,020	15,487	—
34,3	14,5	83,4	54,1	39,6	—	43,3	—

Ассоциация с симплектитом и сине-зеленой роговой обманкой отражает несколько более ранний этап диафореза, соответствию которому ассоциаций во вмещающих породах установить довольно трудно. Геологические данные позволяют предположить, что наложение регрессивного этапа происходило одновременно с бластомилонитизацией части гнейсов и мигматизацией. Сами же эклогиты, бесспорно, соответствуют более высокому  $T$  и  $P$  (см. табл. 2, 4) и не соответствуют условиям во вмещающих гнейсах и сланцах, которые по приведенным выше минеральным ассоциациям можно оценить как  $T \geq 650^\circ\text{C}$  и  $P \approx 10$  кбар (около линии  $D_{\text{ст}} = \text{Сил}$ , ранний этап) и  $T = 550\text{--}600^\circ\text{C}$ ,  $P = 4\text{--}5$  кбар (регрессивный этап).

Кроме эклогитов Муйской глыбы, авторами изучались эклогитоподобные породы Северного Прибайкалья из олистолитов толщи, относимой нами к метаолистостромовой формации, и из крупных чешуй древних метаморфических пород, относимых к Унгдарскому блоку и найденных в разрезах по рекам Оркеликан, Холодная и Гасан-Дякиту в синформах выше офиолитов (см. статью Н.Ф. Габова, В.Г. Картавченко в настоящем сборнике). В олистостромовой толще эклогитоподобные породы представлены глыбами гранатовых амфиболитов с реликтами ассоциаций минералов, соответствующих эклогитам, и нередко содержащих вследствие сильного диафореза толщ лишь единичные зерна омфацитсодержащих пироксенов.

В Унгдарских чешуях, а также в синформе по р. Оркеликан эклогитоподобные породы связаны с гранат-силлиманит-биотитовыми гнейсами с реликтами гиперстена, относимыми по степени метаморфизма к гранулитовой фации. По геологическим наблюдениям, эклогитоподобные породы и пироксеновые гранулиты здесь приурочены к нижним частям чешуй или синформ.

По минеральным ассоциациям (табл. 4) и составу пород (табл. 5) они также разбиваются на две группы. К первой относятся эклогитоподобные породы, содержащие в переменном количестве натрийсодержащий пироксен (см. табл. 4, 5, обр. 36И, 029Д, 038А, 065В). Однако содержание жадеита в этом пироксене в отличие от муйских эклогитов не превышает 10%, амфиболы характеризуются высокой железистостью и титанистостью, поэтому лучше эти породы называть "экологитоподобные породы". В то же время гранаты из всех групп пород сходны (сравн. табл. 1 и 5). Во второй группе пород присутствует обильный основной плагиоклаз, по которому развивается вторичный эпидот, пироксен относится к безнатриевому салиту, амфиболы также богаты  $\text{TiO}_2$  (см. табл. 4, обр. 15В, 036А), но беднее Fe. По всем этим признакам породы близки к пироксеновым гранулитам, равновесным с другими породами гранулитовой фации, сохранившимися в Унгдарском блоке и синформах. Другой отличительной особенностью этих пород является присутствие кварца, что отражается и в результатах химических анализов пород (см. табл. 5, 52–56%  $\text{SiO}_2$ , кроме обр. 036А). Эклогитоподобные породы района р. Холодная близки к некоторым породам Северо-Муйской глыбы, отличаясь от последних несколько более высоким содержанием кремнезема и более низкой магнезиальностью и титанистостью.

Наряду с представлением об эклогитах как породах высокого давления давно уже высказывается гипотеза о недостатке  $\text{H}_2\text{O}$  как главной причине образования эклогитов. Такая гипотеза была применена к эклогитам из Венесуэлы [16]. Вмещающие породы здесь представлены метаморфическими ассоциациями, образовавшимися при  $T = 550\text{--}600^\circ\text{C}$  и  $P = 7$  кбар. По Б. Моргану [16], эклогиты образовались за счет пород базальтового состава с зональностью, отражающей понижение химического потен-

Таблица 5

Химические составы (в вес. %) гранатовых амфиболитов и эклогитоподобных пород бассейна р. Холодная

Компоненты	037Д	065В	038А	<i>n</i> = 3	036А	036И	0152в	<i>n</i> = 3
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	55,46	52,94	54,68	54,36	47,84	55,80	51,86	51,83
TiO <sub>2</sub>	0,73	1,73	1,77	1,41	0,99	1,92	1,05	1,32
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,40	14,68	13,25	13,78	15,82	12,69	14,38	14,30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,99	3,07	4,82	3,63	0,60	1,59	6,03	2,74
FeO	5,72	7,40	9,31	7,48	9,45	11,85	6,35	9,22
MnO	0,12	0,19	0,19	0,17	0,15	0,19	0,19	0,18
MgO	7,75	4,70	2,77	5,07	7,92	2,60	4,63	5,05
CaO	7,50	8,61	5,61	7,24	12,30	5,88	10,57	9,58
Na <sub>2</sub> O	2,09	2,59	3,31	2,66	2,75	2,21	1,03	2,00
K <sub>2</sub> O	1,03	1,07	0,87	0,99	0,37	1,70	0,19	0,75
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	0,19	0,23	0,18	0,10	0,31	0,18	0,20
H <sub>2</sub> O	2,58	2,30	2,81	2,56	1,95	2,52	3,01	2,49
Сумма	99,49	99,47	99,62	99,53	99,74	99,26	99,47	99,66

1—3 — гранатовые амфиболиты; 4 — среднее по трем анализам; 5—7 — эклогитоподобные породы; 8 — среднее по трем анализам. Анализы выполнены в химической лаборатории ГИН БФ СО АН СССР, аналитик А.А. Цыренова.

циала H<sub>2</sub>O в ряду цоизит—хлоритовый амфиболит—гранатовый амфиболит—эклогитовый амфиболит—эклогит. Автор предполагает при этом образование эклогитов *in situ* при данных условиях в сухой системе. Не вдаваясь в дискуссию, следует отметить недостаточность геологических наблюдений и доказательств для объяснения гипотезы о таком генезисе эклогитов, что, естественно, не отвергает возможности образования этих пород при более высоких давлениях и температурах. Как правило, тектонические признаки перемещения гораздо менее ясны, особенно в достаточно высокометаморфизованных породах, и не следует отвергать альтернативных механизмов образования эклогитов в мантии и с последующим их перемещением в кору [12].

На современном этапе знаний мы располагаем данными о положении эклогитов среди пород, образовавшихся в широком диапазоне физико-химических параметров. Для эклогитов Муйской глыбы и района р. Холодная наиболее общей и характерной чертой является приуроченность к пластинам, или блокам, сложным высокометаморфизованными, наиболее древними породами преимущественно в краевых их частях или в антиклинальных зонах. В то же время эклогиты образуют отдельные тела или цепочки тел, приуроченные к зонам, несущим признаки сильных тектонических деформаций, к зонам бластомилонитизации и интенсивного диафтореза.

Все это наряду с появлением новых данных о сложном покровном строении района (см. статью Н.Ф. Габова, В.Г. Картавченко в настоящем сборнике) позволяет приурочить эклогитовые тела к подошвам крупных надвиговых структур и считать их отторженцами более глубинных толщ.

1. Булгагов А.Н. Строение Муйского эвгеосинклинального пояса и его палеореко́нструкция. — В кн.: Методы составления палеовулканических карт: Глобальные палеовулканические реконструкции. Новосибирск: Наука, 1977, с. 179—180.
2. Булгагов А.Н. Соотношение метаморфических серий байкальского этапа развития в Средне-Витимской горной стране. — Геология и геофизика, 1978, № 9, с. 119.
3. Булгагов А.Н. Нижняя граница байкальского складчатого комплекса в Забайкалье. — В кн.: Тектонические структуры и закономерности размещения полезных ископаемых на территории Забайкалья. Улан-Удэ: Бурят. кн. изд-во, 1979, с. 20—28.
4. Давыдов В.И., Малышев А.А., Шпильков А.Л. Краткая объяснительная записка к геологической карте Бурятской АССР. Улан-Удэ: Бурят. кн. изд-во, 1981. 148 с.
5. Добрецов Н.Л. Глаукофан-сланцевые и эклогит-глаукофан-сланцевые комплексы СССР. Новосибирск: Наука, 1974. 429 с.
6. Добрецов Н.Л. Офиолиты и проблемы Байкало-Муйского офиолитового пояса. — В кн.: Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Новосибирск: Наука, 1981, с. 11—18.
7. Доронина Н.А. Геология и метаморфизм Средне-Витимья. — В кн.: Эволюция эндогенных процессов и оруденения в Забайкалье. Улан-Удэ: Бур. фил. СО АН СССР, 1981, с. 40—51.
8. Кушев В.Г. Геологическое развитие и метаморфизм докембрия Байкальской горной области. — В кн.: Метаморфические формации и метасоматиты Забайкалья. Улан-Удэ: Бурят. кн. изд-во, 1977, с. 6—25.
9. Кушев В.Г. Эволюция процессов докембрийского метаморфизма в Забайкалье. — В кн.: Эволюция эндогенных процессов и оруденения в Забайкалье. Улан-Удэ: Бур. фил. СО АН СССР, 1981, с. 3—20.
10. Кушев В.Г., Виноградов Д.П. Метаморфогенные эклогиты. Новосибирск: Наука, 1978. 121 с.
11. Лутц Б.Г., Никишев К.Н. К вопросу о связи состава гранатов с их генезисом. — Тр. Якут. фил. СО АН СССР. Сер. геол., 1963, № 9, с. 99—103.
12. Мюллер Р., Саксена С. Химическая петрология М.: Мир, 1980.
13. Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области. Т. 1. М.: Недра, 1964.
14. Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области. Т. 2. М.: Недра, 1967. 537 с.
15. Типы и фации метаморфизма севера Байкальской горной области. Новосибирск: Наука, 1983.
16. Morgan B.A. Petrology and mineralogy of eclogite and garnet amphibolite from Puerto Cabella, Venezuela. — J. Petrology, 1970, 11, p. 49—63.

УДК 519.1:550.41:546.01

Н.Л. Добрецов, И.В. Ащепков, Н.С. Карманов

### ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОГИИ И ГЕНЕЗИСА ПИРОПОВЫХ ПЕРИДОТИТОВ И ЭКЛОГИТОВ В ПОРОДАХ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ МАССИВОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЕВРОПЫ

Природа кристаллических массивов, входящих в состав герцинид Центральной Европы, и по своему тектоническому положению, и по условиям метаморфизма кристаллических пород остро дискуссионна. В их состав входят серия Молданубикум в кристаллическом фундаменте Чешского массива и метаморфические толщи небольших блоков в складчатых зонах герцинид, обрамляющих этот массив с севера (Мюнхберг, Гранулитовые, Рудные, Совьи горы). Долгое время все эти массивы считались выступами докембрийского фундамента, на котором были заложены геосинклинальные системы герцинид. Однако, как выяснилось в последнее время, эта трактовка не очевидна. Об этом свидетельствуют такие общие особенности этих толщ, как полиметаморфизм с ранним гранулитовым этапом мета-

морфизма, сильно омоложенные изотопные датировки (не древнее 500 млн. лет), наличие многочисленных тел (до 2,5 км длиной) пироповых перидотитов и эклогитов, доказывающих участие крупных глубинных надвигов в их строении. В частности, пироповые перидотиты в Чешском массиве расположены преимущественно по периферии блока, сложенного породами серии Молданубикум (рис. 1). Если принять общее куполообразное строение этого блока, то это означает, что тела пироповых перидотитов и эклогитов концентрируются в верхней части указанной серии вблизи контакта с перекрывающими толщами или надвигами офиолитов [13]. Надвиги офиолитов рифейского возраста хорошо фиксируются в обрамлении Гранулитовых гор [22, 26], а также предполагаются на северо-западе Чешского массива (марианско-лазненский комплекс, см. рис. 1). Массив Совых гор, наоборот, может подстилаться офиолитами [27].

Таким образом, тектоническое положение, возраст и природа метаморфизма этих кристаллических массивов должны быть пересмотрены. Аналогичная ситуация еще раньше возникла для кристаллических массивов в Альпийской складчатой области, например для Родопского массива в Болгарии, массива Сила в Калабрии (Италия) и кристаллических массивов Альп. Ключевым моментом для такого пересмотра во всех названных случаях могут служить тела эклогитов и пироповых перидотитов. Один из авторов имел возможность ознакомиться с ними в 1980–1982 гг. во время полевых работ по международному проекту "Офиолиты" в Италии и в составе подкомиссии 2 Проблемной комиссии IX многостороннего сотрудничества академий социалистических стран в Чехословакии, ГДР, Польше и Болгарии. Для наиболее интересных тел пироповых перидотитов и эклогитов было проведено дополнительное минералогическое и петрологическое изучение, часть результатов была доложена и опубликована в трудах названной подкомиссии [13, 14]. В настоящей работе подводятся итоги всем этим исследованиям, включая новейшие данные по Родопскому массиву.

**Чешский массив.** Схема геологического строения Чешского массива и распространения в нем тел эклогитов и пироповых перидотитов показана на рис. 1. Предварительные итоги изучения петрологии и минералогии этих тел были опубликованы [15–17]. Наиболее интересными для дальнейшего изучения оказались тела пироповых перидотитов, в которых наблюдались контакты с вмещающими породами, а также зона гнейсов в Боро, насыщенная разнообразными и разнофаціальными мелкими включениями.

Одно из наиболее крупных тел пироповых перидотитов названного типа находится около Мохельно и было продемонстрировано участникам полевых работ подкомиссии 2 в Чехословакии летом 1980 г. [21]. Позже минералогия и петрология этого тела и контактово-реакционных пород была изучена коллективом авторов — участников названных работ [14]. Тело имеет сложное чешуйчатое строение, неоднократно деформировано и претерпело полиметаморфизм. Первичные ассоциации пироповых перидотитов соответствуют условиям верхней мантии.

В табл. 1, 2 и на рис. 2, 3 приведены результаты наиболее важных анализов минералов и оценки  $P$ - $T$ -условий кристаллизации пироповых перидотитов из района Мохельно и некоторых других участков Чешского массива в сравнении с  $P$ - $T$ -условиями кристаллизации контактово-реакционных пород и вмещающих гнейсов. Оценки температур сопоставлены по разным геотермометрам [6, 7, 19, 20, 24].

Контактово-реакционные породы представлены брекчированными гранат-биотит-амфиболовыми породами. По мнению части участников полевых работ (Л.П. Зоненштайн, З. Балла), эти породы представляют собой

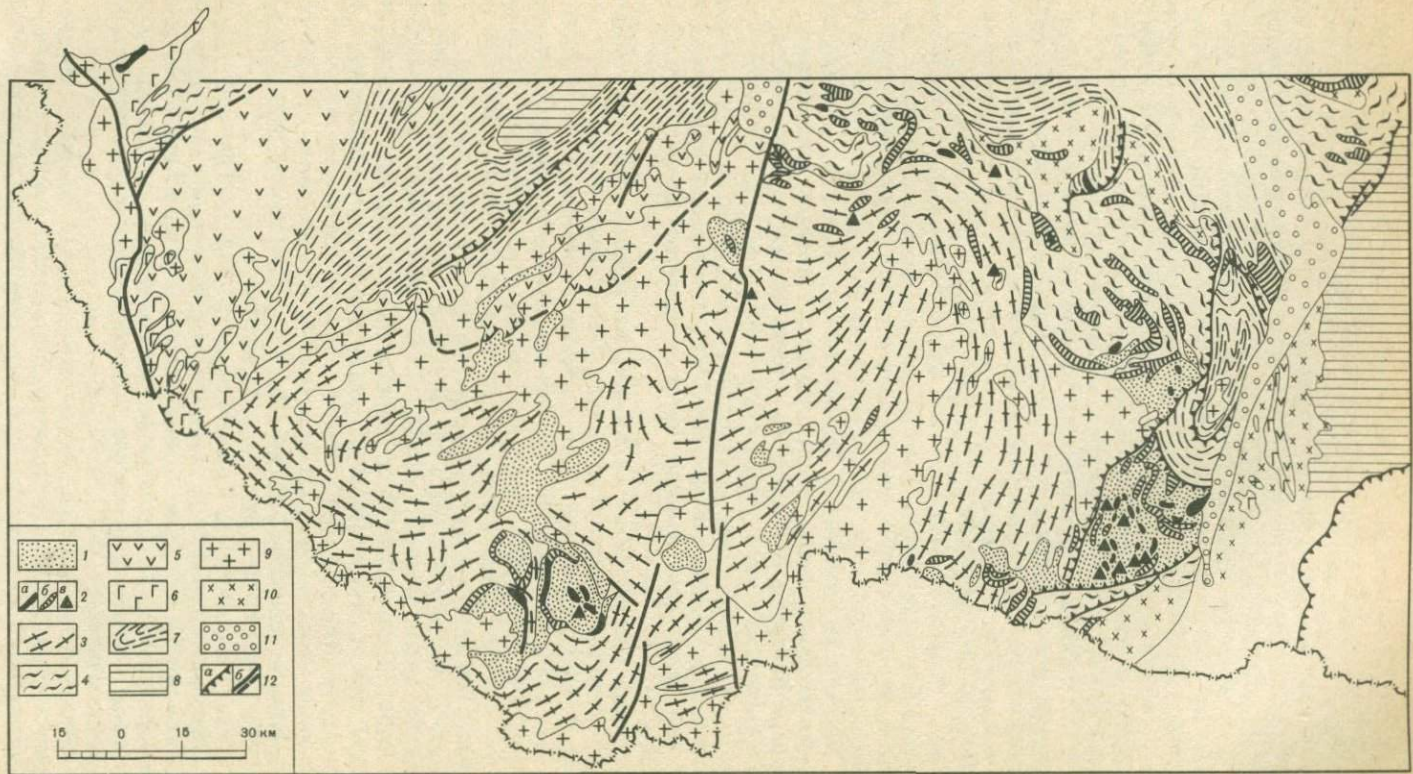


Таблица 1

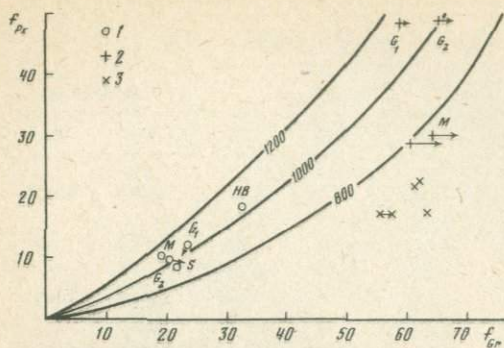
Составы минералов (в вес. %) из чешских пироповых перидотитов

Компо- ненты	Мохельно, обр. 34а			Старе, 343 м			Горни Боры	
	Gr	Mn	Pn	Gr	Mn	Pn	Gr	Mn
SiO <sub>2</sub>	39,3	51,8	54,2	40,89	53,18	56,14	41,23	52,72
TiO <sub>2</sub>	0,33	0,69	0,19	0,49	0,46	0,16	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,0	7,11	5,07	21,14	3,74	1,45	23,29	6,00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,33	—	—	1,66	0,81	0,09	—	—
FeO	8,13	2,69	7,02	10,22	2,90	7,03	12,94	5,53
MnO	0,25	0,09	0,12	0,31	0,11	0,15	0,41	—
MgO	22,0	13,9	31,7	20,54	17,10	33,98	15,56	14,28
CaO	5,07	19,9	0,86	4,45	19,31	1,30	5,98	19,62
Na <sub>2</sub> O	—	2,18	0,12	—	2,42	—	—	1,40
K <sub>2</sub> O	—	0,0	0,0	—	0,12	—	—	—
Сумма	99,31	98,36	99,28	99,70	100,26	100,30	99,41	99,68
Si	3,028	1,900	1,892	2,940	1,920	1,940	3,009	1,925
Ti	0,018	0,019	0,005	0,026	0,013	0,004	—	—
Al	1,854	0,370	0,209	1,790	0,160	0,060	2,006	0,259
Cr	0,075	—	—	0,096	0,023	0,003	—	—
Fe	0,487	0,083	0,205	0,573	0,087	0,168	0,788	0,169
Mn	0,015	0,003	0,004	0,022	0,004	0,004	0,026	—
Mg	2,124	0,759	1,649	2,190	0,920	1,751	1,690	0,776
Ca	0,389	0,781	0,032	0,374	0,746	0,048	0,469	0,765
Na	—	0,155	0,008	—	0,169	—	—	0,101
Сумма	7,990	4,005	4,003	8,111	4,042	3,978	7,988	3,995
f, %	19,1	10,2	11,2	21,8	8,66	10,2	32,5	17,9
T, °C [7]	1043			1092				
T, °C [18]	1123			1028			1022	
T, °C [12]	820			1070				
T, °C [24]	1066			1087			934	

тектонический меланж, по мнению авторов и других участников полевых работ, это реакционная биметасоматическая зона вдоль тектонического контакта ультрабазитов и вмещающих гнейсов, которые затем подверглись повторному дроблению и милонитизации. Установлено, что в направлении к ультрабазитам эти породы постепенно переходят в амфиболитизированные перидотиты (амфибол + оливин ± флогопит); в экзоконтакте

Р и с. 1. Схематическая геологическая карта Чешского массива со снятым мезо-кайнозойским чехлом (Geolog. Map of Czechoslovakia, 1966, с. упрощениями)

1 — гранулиты и лептиниты; 2 — тела ультрабазитов (а), амфиболитов (б) и эклогитов (в); 3 — преимущественно мигматиты (гранитизированные гранулиты?); 4 — преимущественно мусковитовые и двуслюдянные сланцы и гнейсы кутногорской и пестрой серий; 5 — офиолитовая серия рифея (спилиты, сланцы); 6 — офиолитовые и нерасчлененные метагаббро; 7 — нижний палеозой; 8 — средний палеозой (D—C<sub>1</sub>); 9 — варисцийские граниты, диориты, сиениты; 10 — диориты и гранодиориты типа Брно с ксенолитам офиолитов; 11 — пермские отложения грабеновых фаций; 12 — надвиги (а) и разломы (б)

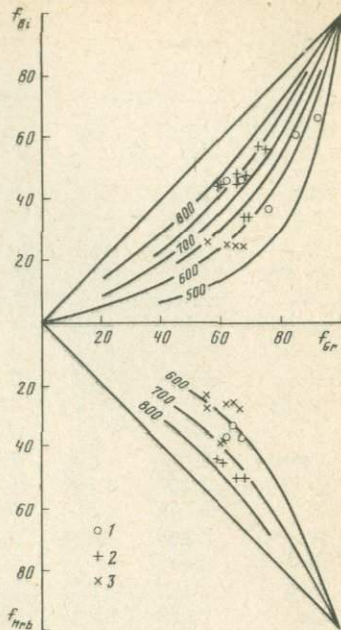


Р и с. 2. Соотношение железистости граната и пироксена в гранатовых перидотитах и пироксенитах (1) и эклогитоподобных породах, гранат-пироксеновых гранулитах (2), эклогитах Родопского массива (3)

Чешский массив: *M* — Мохельно, *S* — Старе, *NB* — Горни Боры; *G*<sub>1</sub> — Гранулитовые горы; *G*<sub>2</sub> — Рудные горы

Р и с. 3. Соотношение железистости граната и биотита, граната и роговой обманки; изотермы по [6]

1 — Чешский массив, Мохельно; 2 — Гранулитовые и Рудные горы; 3 — Родопский массив



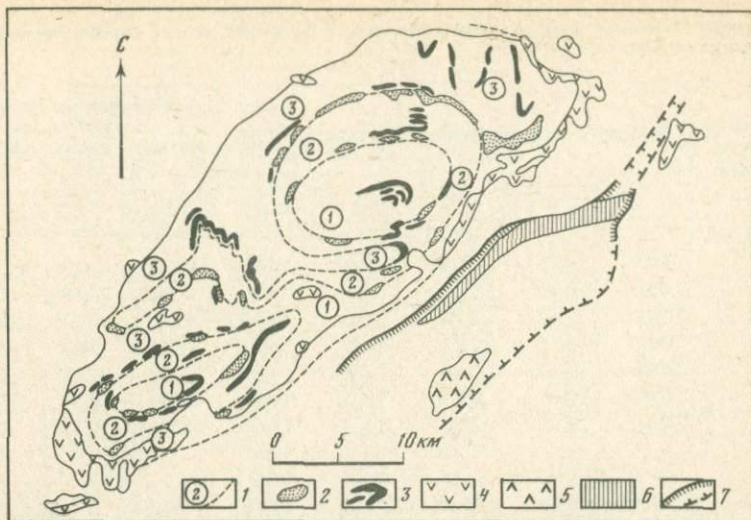
они сменяются гнейсами, обогащенными гранатом и скоплениями крупнокристаллического биотита.

Первичный тектонический характер контакта подтверждается более высокими, мантийными значениями  $T = 1200^{\circ}\text{C}$  и  $P = 18\text{--}20$  кбар (см. табл. 1, 6) в ультрабазитах, а также данными структурного анализа. Внутренний структурный план массива и ранние деформации в нем не соответствуют окружающим гнейсам, и только поздние этапы деформации захватили совместно с ультрабазитами вмещающие гнейсы [14].

Вблизи наблюдавшегося контакта вмещающие породы представлены гранат-биотитовыми плагиогнейсами с прослоями гранатовых амфиболитов и гранат-амфибол-двупироксеновых (эклогитоподобных) пород, на удалении от контакта преобладают лептиниты (гранат-дистен-биотитовые лейкократовые гнейсы). Как видно из табл. 2, в контактовых породах и эклогитоподобных породах по паре *Гр-Мп* (см. рис. 2) устанавливаются температуры 860–920 и 800–860 $^{\circ}\text{C}$  [18], а по парам *Гр-Рог* и *Гр-Бу* [6] температура оценивается в 600–650 $^{\circ}\text{C}$  (см. рис. 3), исключая одну аномальную оценку в 500 $^{\circ}\text{C}$  с наиболее железистым гранатом.

Учитывая вероятное занижение температур по термометрам Л.Л. Перчука [6], все же следует думать, что температуры около 650 $^{\circ}\text{C}$  отражают один из последних этапов метаморфизма и гранитизации толщи, связанных с герцинскими движениями.

В районе Горни Боры во вмещающих гнейсах присутствуют округлые включения (размером от 0,5 до десятков метров) разнообразных и разнофациальных пород. Среди них присутствуют пироповые перидотиты, перидотиты, гранатовые пироксениты, эклогиты, гранатовые амфиболиты, кремнистые породы. Большинство этих включений окружены амфиболовыми реакционными оторочками. Оценки температур в этих породах колеблются от мантийных до типично коровых (см. табл. 1), но давле-



Р и с. 4. Схематическая геологическая карта Гранулитовых гор (Neumann, 1980, с изменениями)

1 — границы чешуй 1—3 (цифры на схеме) в кристаллическом комплексе; 2 — гранатовые перидотиты; 3 — пироксеновые гранулиты; 4 — верхнерифейские офиолиты (гацбургиты и габбро); 5 — метавулканиды (амфиболиты и амфиболовые сланцы); 6 — празинитовая серия (метаандезито-базальты и метатUFFы островодужного типа); 7 — важнейшие надвиги и линейaments и их вероятное продолжение

ние минералообразования этих пород, как правило, заметно превышает давление для вмещающих гнейсов. Авторы, впервые описавшие эти включения [21], предполагали, что это могли быть глубинные включения в кислых вулканитах, впоследствии метаморфизованные. Основанием для этого послужили состав вмещающих лептинитов, сходный с риолитами, округлая форма и размеры обломков, сходные с мантийными нодулями в базальтах и трахитах, а также наличие включений кремней, интерпретировавшихся как обломки коры выветривания. Маловероятно, чтобы все включения остались слабо измененными, тогда как вмещающие породы полностью перекристаллизованы. Учитывая наличие во вмещающих породах бластомилонитовых структур и текстур и аналогю с подобными зонами в Гранулитовых и Рудных горах, а также в Родопском массиве, можно предположить, что в Горни Боры обнажена зона глубинного надвига, в которой тектонически транспортированы и перемешаны разноглубинные включения.

Гранулитовые горы сложены кристаллическими породами серии Вальдхайм, сопоставляемой с лептинитовой формацией Молданубикум. Согласно последним данным [22, 26], внутренняя структура массива интерпретируется как три залегающих друг на друге покровов, в которых все пироповые перидотиты и большая часть метабазитов (двупироксеновых гранулитов) приурочены к подошве покровов (рис. 4). Покровы смяты в две относительно пологие антиклинали, связанные с общим диапиризмом массива, и в сложную систему более мелких складок. Четвертый покров сложен рифейскими офиолитами, относительно слабо метаморфизованными и перекрытыми вендскими отложениями с кварцитами в основании. Породы четвертого покрова обрамляют массив и находятся в виде останцов на

Таблица 2

Результаты микронзондовых анализов (в вес. %) минералов из гнейсов, вмещающих перидотиты Мохельно

Компоненты	Контактово-метасоматическая зона, обр. 34z					Полосчатые гнейсы		
						меланократовый прослой, обр. 34j		
	Гр-2	Гр-1	Мп	Роз-2	Роз-1	Гр-1	Гр-2	Мп
SiO <sub>2</sub>	38,7	38,8	51,8	47,2	44,5	39,2	38,9	51,6
TiO <sub>2</sub>	0,55	0,46	0,42	0,92	1,64	0,22	0,40	0,46
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,7	21,2	2,84	5,65	10,02	21,1	21,4	3,21
FeO	26,2	24,6	9,73	11,5	13,9	26,5	24,9	8,85
MnO	0,56	0,44	0,10	0,09	0,06	0,52	0,39	0,15
MgO	6,99	7,91	13,3	12,9	13,2	7,57	8,96	13,1
CaO	6,70	6,49	20,8	17,2	11,4	5,42	6,21	21,5
Na <sub>2</sub> O	—	—	0,75	0,88	1,83	—	—	0,80
K <sub>2</sub> O	—	—	0,11	0,17	0,50	—	—	0,01
Сумма	100,40	99,90	99,85	97,21	97,06	100,53	100,16	99,68
Si	3,000	2,997	1,937	7,092	6,602	3,023	2,987	1,931
Ti	0,032	0,027	0,012	0,103	0,184	0,013	0,023	0,013
Al	1,886	1,925	0,125	0,985	1,733	1,913	1,934	0,142
Mn	0,037	0,029	0,003	0,011	0,008	0,034	0,026	0,005
Fe	0,707	1,589	0,304	1,426	1,733	1,708	1,599	0,277
Mg	0,808	0,910	0,743	2,837	2,924	0,869	1,024	0,729
Ca	0,556	0,537	0,835	2,722	1,807	0,447	0,429	0,860
Na	—	—	0,055	0,253	0,528	—	—	0,058
K	—	—	0,005	0,031	0,095	—	—	0,001
Сумма	8,025	8,014	4,018	15,443	15,642	8,007	8,023	4,015
f, %	68,3	64,0	29,2	33,6	37,3	66,7	61,3	27,9
T, °C [6]	600			650		650		800
T, °C [18]	869–916			856–858				

Полосчатые гнейсы				Биотитовый гнейс, обр. 34e		Лептинит (гранулит) с дистеном, обр. 34g	
меланократовый прослой, обр. 34j		лейкократовый прослой, обр. 34j					
Роз	Бу	Гр	Бу	Гр	Бу	Гр	Бу
45,2	35,8	38,1	36,7	37,2	32,9	37,4	33,8
1,84	3,19	0,21	0,90	0,003	2,70	0,13	2,49
9,43	14,9	20,7	15,1	20,1	14,0	20,6	19,6
13,7	18,9	29,7	15,6	33,2	29,2	35,8	21,5
0,08	0,10	0,79	0,01	1,88	0,18	1,16	0,04
0,08	0,10	0,79	0,01	1,88	0,18	1,16	0,04
13,0	12,6	5,54	15,0	1,61	8,25	3,68	7,46
11,5	0,29	5,07	0,49	5,94	0,17	1,13	0,16
1,72	0,12	—	0,04	—	0,09	—	0,09
0,69	9,08	—	9,75	—	7,91	—	8,82
97,16	94,98	100,11	93,79	99,93	95,40	100,00	93,96
6,701	2,742	3,003	2,850	3,016	2,646	3,007	2,656
0,205	0,184	0,012	0,053	0,000	0,163	0,008	0,147
1,648	1,347	1,922	1,379	1,918	1,325	1,959	1,809
0,010	0,006	0,053	0,001	0,129	0,012	0,079	0,003
1,704	1,212	1,596	1,015	2,250	1,965	2,413	1,408
2,868	1,433	0,650	1,733	0,196	0,989	0,441	0,873
1,821	0,024	0,427	0,041	0,517	0,015	0,098	0,013
0,496	0,017	—	0,005	—	0,015	—	0,013
0,130	0,888	—	0,669	—	0,811	—	0,887
15,583	7,853	8,024	7,745	8,025	7,941	8,005	7,709
37,4	45,9	75,5	37,0	92,7	66,6	85,0	61,8
700	725	600		500 (7)		650	

третьем покрове (см. рис. 4). В пологих тектонических зонах внутри массива во время полевых работ были найдены пластины кварцитов, сопоставляемых с вендскими, а также включения красных и серых кремнистых пород предположительно нижнепалеозойского возраста, которые могут быть аналогичны кремнистым породам в Горни Боры.

Таким образом, в окончательном виде покровная структура массива Гранулитовых гор сформирована в нижнем палеозое. С этим согласуются значения возраста, определенные Rb-Sr методом, — 450–480 млн. лет [9]. Они отражают возраст последнего метаморфизма, достигавшего эпидот-амфиболитовой фации и захватившего офиолиты и вендские отложения. Более древний метаморфизм серии Вальдхайм делится на два этапа — гранулитовый при  $T = 800\text{--}900^\circ\text{C}$  и  $P = 9\text{--}13$  кбар и амфиболитовый при  $T = 700\text{--}800^\circ\text{C}$  и  $P = 7\text{--}8,5$  кбар, сопровождаемых гранитизацией.  $P$ - $T$ -условия нижнепалеозойского метаморфизма в кварцитах и офиолитах оцениваются как  $T = 550\text{--}650^\circ\text{C}$  и  $P = 2\text{--}4$  кбар [25, 26].

Нами проанализированы минералы (табл. 3, 4) из наиболее крупного тела пироповых перидотитов около Грейфендорф (северо-восточная часть

массива, см. табл. 3, обр. 3.9), из пироповых серпентинитов Зёблиц в Рудных горах (см. табл. 3, обр. 4.2А–4.2С), из вмещающих гнейсов центральной части массива около Зигенберг (первый покров, см. табл. 4, обр. 3.11А) и около Дитенсдорфа (третий покров, см. табл. 4, обр. 3.5), а также из краевой части массива около Волькенбурга (см. табл. 4, обр. 3.2, 3.2А). Серпентинитовое тело Зёблиц длиной 3 км и мощностью до 200 м тектонически транспортировано в зоне глубинного надвига среди бластомилонитов (называемых "красные гнейсы" Рудных гор). В серпентинитах находятся многократно описанные жилы пироповых пироксенитов, смятые в складки. Мы проанализировали минералы из жилы, из переходной зоны и из вмещающих перидотитов (на расстоянии около 5 см). Выяснилось, что все минералы в этих трех зонах (обр. 4.2А, 4.2В, 4.2С) практически одинаковы, только в перидотитах (зона А) выше хромистость граната и пироксенов и несколько ниже содержание жадеита (17,6% по сравнению с 19–21% в пироксенитах). Ранее приведенные оценки по парам  $Gp$ - $Mn$  и  $Gp$ - $Pn$  составляли  $1100^\circ\text{C}$  и  $18\text{--}20$  кбар [10, 25]. Наши анализы согласуются с этими оценками. Минералы из пиропового перидотита Грей-

Таблица 3

Результаты микронзондовых анализов (в вес. %) минералов из пироповых перидотитов Рудных гор (обр. 4.2А–4.2С) и Гранулитовых гор (обр. 3.9)

Компоненты	Обр. 4.2А					Обр. 4.2В		
	Гр	Mn	Pn	Ol	Cepn	Гр	Mn	Pn
SiO <sub>2</sub>	40,94	55,5	55,0	40,8	37,4	41,5	55,1	56,1
TiO <sub>2</sub>	0,55	0,46	0,25	0,04	0,04	0,39	0,49	0,09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,40	4,24	2,39	0,02	0,02	22,1	4,39	0,92
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,34	1,29	0,62	0,08	0,08	1,41	0,97	0,31
FeO	9,91	3,29	6,77	10,53	10,72	10,5	3,39	6,81
MnO	0,65	0,14	0,10	0,27	0,18	0,58	0,12	0,10
MgO	20,70	14,7	35,05	47,8	39,18	19,5	14,5	35,6
CaO	3,66	18,1	0,87	0,0	0,0	3,68	18,1	0,20
Na <sub>2</sub> O	0,15	3,17	0,15	0,0	0,0	0,15	3,34	0,09
K <sub>2</sub> O	0,01	0,102	0,03	0,02	0,02	0,01	0,03	0,01
H <sub>2</sub> O	—	—	—	—	12,0	—	—	—
Сумма	99,33	100,91	100,93	99,50	100,26	99,82	100,43	100,23
Si	3,002	1,994	1,915	0,978	1,832	3,008	2,000	1,941
Ti	0,631	0,012	0,007	0,001	0,001	0,022	0,015	0,002
Al	1,852	0,176	0,096	0,001	0,001	1,863	0,182	0,038
Cr	0,125	0,036	0,017	0,002	0,003	0,070	0,027	0,009
Fe <sup>2+</sup>	0,631	0,097	0,188	0,216	0,439	0,627	0,099	0,197
Mn	0,042	0,004	0,003	0,014	0,027	0,033	0,003	0,003
Mg	2,032	0,774	1,788	1,823	2,862	2,082	0,762	1,839
Ca	0,299	0,686	0,034	0,00	0,00	0,262	0,679	0,016
Na	0,021	0,216	0,010	0,00	0,00	0,021	0,229	0,006
K	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Сумма	8,036	3,996	4,054	3,026	5,166	8,909	3,995	4,046
f, %	24,9	11,5	9,6	11,2	14,0	24,1	11,8	9,8

фендорф (обр. 3.9) более магнезиальные, но оценки *P* и *T* примерно такие же (1200°C и 18 кбар).

Во вмещающих гнейсах в центральной части Гранулитовых гор по безводным минералам (*Гр–Pn*, *Гр–Mn*) из эклогитоподобных пород (см. табл. 4, обр. 3.11А, 3.5) получаются оценки температуры около 900–1100°C (близкие к пироповым перидотитам) или по диаграмме Л.Л. Перчука [7] – 750–900°C, но давления меньше (около 8–11 кбар); по водным минералам (*Гр–Poz*, *Pn–Poz*, *Гр–Би*), судя по диаграммам Л.Л. Перчука [6], – 750–850°C, а в краевых частях, сильнее диафорированных (обр. 3.2, 3.2А), – 640–740°C, как и в районе Мохельно. По-видимому, оценки по диаграммам Л.Л. Перчука занижены на 50–100°C. Для раннего, гранулитового, этапа метаморфизма  $T \approx 900–1000^\circ\text{C}$  при  $P = 8–11$  кбар, что близко к приведенным выше оценкам других авторов независимо от возможных неточностей. И в табл. 4 и на рис. 2, 3, 5 видно, что условия раннего метаморфизма в Гранулитовых горах соответствуют более глубинным условиям (выше температура и давление), чем в серии Молданубикум. Условия второго этапа в Гранулитовых горах ближе соответствуют раннему этапу в гнейсах Молданубикум. Учитывая более молодые изотопные датировки в Молданубикум, не исключено, что в Чеш-

	Обр. 4.2С				Обр. 3.9			
	Гр	Mn-1	Mn-2	Cepn (Pn)	Гр-1	Гр-2	Mn	Cepn (Pn)
	41,13	54,5	55,3	42,72	42,35	41,57	53,3	42,7
	0,35	0,50	0,51	0,12	0,37	0,31	0,45	0,12
	22,3	4,86	4,59	1,96	22,69	20,63	4,02	1,96
	1,97	0,57	0,45	0,12	2,23	2,38	1,52	0,12
	9,59	2,82	3,46	12,57	9,39	8,78	2,34	12,6
	0,65	0,11	0,14	0,37	0,64	0,62	0,116	0,37
	19,56	14,4	14,8	28,17	19,49	20,3	15,85	28,2
	3,71	18,8	18,4	0,19	4,24	4,02	19,9	0,19
	0,09	3,32	3,17	0,0	0,10	0,04	2,03	0,0
	0,01	0,02	0,02	0,04	0,01	0,02	0,0	0,04
	—	—	—	13,00	—	—	—	13,0
	99,37	99,91	100,84	99,26	101,51	99,03	100,17	99,30
	2,979	1,966	1,979	2,114	2,974	3,012	1,939	2,104
	0,017	0,015	0,014	0,009	0,017	0,013	0,012	0,003
	1,889	0,207	0,191	0,115	1,884	1,780	0,172	0,112
	0,111	0,016	0,013	0,005	0,123	0,135	0,044	0,203
	0,582	0,088	0,104	0,518	0,552	0,531	0,089	0,519
	0,039	0,003	0,004	0,016	0,038	0,038	0,005	0,015
	2,092	0,777	0,787	2,052	2,062	2,194	0,855	2,073
	0,285	0,727	0,705	0,00	0,319	0,312	0,775	0,00
	0,010	0,221	0,219	0,00	0,011	0,004	0,142	0,00
	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001	0,002	0,001	0,02
	8,005	4,022	4,016	4,831	7,981	8,021	4,023	4,828
	22,9	10,3	12,1	20,6	22,2	20,6	10,0	20,5

ском массиве и Рудных горах не проявлен или полностью "стерт" самый ранний этап гранулитового метаморфизма, следы которого сохранились в Гранулитовых горах. Другое возможное объяснение – разные уровни эрозионного среза в названных массивах.

Родопский массив сложен метаморфическими породами предположительно докембрийского возраста. В последнее время установлено сложное чешуйчатое строение этого массива и предполагается наличие в его составе нижнепалеозойских метаморфических пород [5]. Как видно из рис. 6, кристаллические породы распространены также в Среднегорской зоне, где они отчетливо надвинуты на разрез мезозоя, и в зоне Крайциды, где они надвинуты на офиолиты, сходные с таковыми в зоне Старая Планина.

Среди кристаллических пород распространены мелкие тела ультрабазитов, подразделяемые на два типа; ультрабазиты третьего типа (преимущественно кумуляты) входят в состав офиолитов Старой Планины, часто в виде олистолитов или чешуй среди нижнепалеозойских вулканогенно-осадочных пород [8]. Ультрабазиты второго типа слагают линзовидные тела, деформированные и метаморфизованные совместно с вмещающими гнейсами.

Таблица 4

Результаты микронзондовых анализов (в вес. %) минералов из гнейсов Гранулитовых гор

Компоненты	Обр. 3.11А				Обр. 3.5			
	Гр-1	Гр-2	Pl	Роз	Гр-1	Гр-2	Роз	Pl
SiO <sub>2</sub>	37,3	36,2	51,0	40,2	39,1	38,7	40,5	53,7
TiO <sub>2</sub>	0,18	0,15	0,37	3,01	0,18	0,27	2,21	0,53
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,6	21,0	2,27	12,5	21,2	21,1	13,1	0,54
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,11	0,13	0,06	0,23	0,19	0,17	0,14	0,11
FeO	28,2	29,5	26,8	16,16	23,1	22,5	15,10	26,7
MnO	0,97	0,97	0,78	0,12	0,72	0,64	0,16	0,82
MgO	8,65	8,07	16,5	10,8	9,08	8,83	11,3	16,5
CaO	2,21	2,64	0,80	11,3	6,84	7,37	11,0	1,25
Na <sub>2</sub> O	0,03	0,03	0,185	2,16	0,03	0,07	2,19	0,03
K <sub>2</sub> O	0,02	0,02	0,35	1,97	0,01	0,02	1,87	0,03
H <sub>2</sub> O	—	—	—	2,0	—	—	2,0	—
Сумма	98,27	100,7	99,12	100,43	100,45	99,67	100,19	100,21
Si	2,962	2,966	1,956	5,931	2,968	2,978	6,024	2,037
Ti	0,011	0,009	0,005	0,336	0,010	0,016	0,253	0,015
Al	1,926	1,926	0,102	2,292	1,910	1,917	2,363	0,024
Cr	0,007	0,008	0,003	0,027	0,011	0,010	0,017	0,003
Fe <sup>3+</sup>	0,066	0,066	—	0,537	0,080	0,073	0,498	—
Fe <sup>2+</sup>	1,810	1,857	0,852	1,619	1,396	1,377	1,591	0,844
Mn	0,066	0,064	0,025	0,014	0,067	0,042	0,025	0,026
Mg	1,025	0,935	0,941	2,136	1,036	1,015	2,572	0,932
Ca	0,185	0,222	0,032	1,832	0,560	0,609	1,807	0,051
Na	0,004	0,003	0,006	0,724	0,005	0,010	0,649	0,002
K	0,002	0,002	0,001	0,380	0,001	0,002	0,365	0,002
Сумма	8,065	8,058	3,975	16,128	8,044	8,049	16,164	3,936
f, %	65,5	68,0	48,2	50,55	60,0	59,4	45,1	48,0
T, °C [18]	1050(8)*	950(8)	—	—	1100	—	—	—
T, °C [6]	850	800	800(8)	790	900(8)	920(8)	850	725
			750(10)		900(10)	800(11)		

\* В скобках — давление. \*\*Оценки температуры в диафорированных ассоциациях.

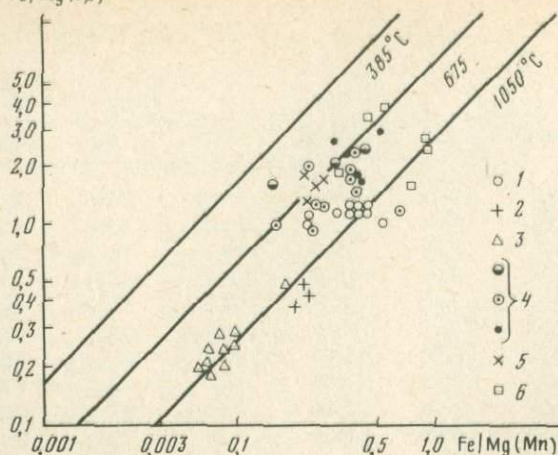
Ультрабазиты первого типа образуют отдельные линзовидные тела или чаще округлые будины диаметром от первых метров до 500 м, включенные в гнейсы и мраморы центрально-родопского метаморфического комплекса. Они представлены перекристаллизованными перидотитами с крупными порфиробластами и радиально-лучистыми агрегатами энстатита, сходными с метаморфизованными ультрабазитами массива Рай-Из на Полярном Урале [3], и из скважин Дьорд-2, Хелешфа-1 в Паннонской низменности (по материалам З. Балла и др.). Как и в массиве Рай-Из, в ультрабазитах первого типа присутствует Cr- и Ni-содержащий магнетит, который концентрируется в сплошные и вкрапленные руды в участках интенсивного биметасоматического взаимодействия с карбонатными породами. В рудах присутствуют также ортопироксен ( $f \approx 20\%$ ) и актинолит, сменяющийся роговой обманкой (+Mg) вблизи контакта с мраморами.

В ассоциации с ультрабазитами первого типа постоянно присутствуют

Обр. 3.5		Обр. 3.2			Обр. 3.2А		
Бу-2	Бу-1	Гр-1	Гр-2	Бу	Бу	Гр-1	Гр-2
34,4	35,9	37,4	37,7	34,9	36,4	37,3	38,2
3,72	4,28	0,12	0,12	3,32	3,20	0,21	0,22
16,0	13,6	20,8	20,8	15,9	16,54	20,2	20,9
0,04	0,01	0,12	0,13	0,11	0,07	0,12	0,12
16,4	19,8	30,6	29,2	22,2	14,11	26,1	25,0
0,19	0,20	0,74	0,65	0,28	0,10	0,72	0,65
15,4	11,9	6,71	5,90	9,46	15,5	7,01	6,28
0,0	0,0	2,96	4,57	0,0	0,0	5,85	7,74
0,32	0,11	0,04	0,04	0,16	0,18	0,06	0,08
9,98	9,83	0,01	0,00	9,88	9,95	0,03	0,02
4,0	4,5	—	—	4,5	4000	—	—
100,45	100,13	99,60	99,11	100,71	100,04	97,58	99,21
2,509	2,759	2,963	3,003	2,693	2,716	2,965	2,997
0,188	0,249	0,007	0,007	0,194	0,179	0,012	0,013
1,368	1,229	1,946	1,923	1,448	1,455	1,926	1,934
0,003	—	0,007	0,008	0,007	0,004	0,007	0,007
1,373	—	0,056	0,063	—	—	0,067	0,060
0,011	1,275	1,970	1,880	1,430	0,880	1,680	1,576
1,675	0,013	0,049	0,044	0,008	0,012	0,048	0,042
0,0	1,367	0,793	0,700	1,089	1,726	0,834	0,734
0,045	0,0	0,261	0,390	0,0	0,00	0,502	0,650
0,928	0,009	0,007	0,007	0,024	0,026	0,010	0,013
8,103	0,940	0,002	0,002	0,973	0,945	0,003	0,002
45,2	7,941	8,053	8,071	7,866	7,948	8,053	8,028
—	48,5	72,5	74,8	57,1	34,1	68,3	69,8
—	—	—	—	—	—	—	—
740	760	T**	T**	730	660	—	T**

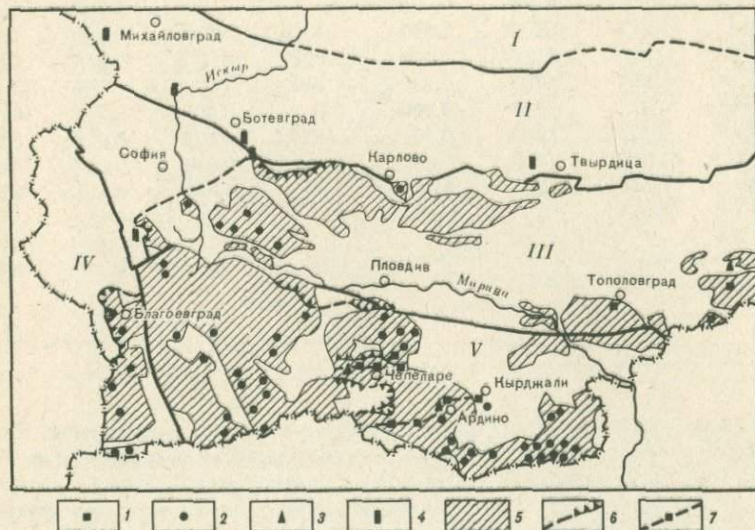
гранатовые амфиболиты, образующие кайму вокруг ультрабазитов (район Кошарите) или отдельные линзо- или будиноподобные тела длиной до 100–200 м. Как было показано в статье К. Колчевой и др. (Докл. Болг. АН, 1983, № 3), большинство этих пород образовалось по эклогитам. Реликты эклогитов были обнаружены нами в будине гранатовых амфиболитов в Широколыкской зоне (обн. 16), а при просмотре шлифов из коллекции К. Колчевой (Софийский университет) измененные эклогиты были идентифицированы и в Ардинской зоне (обр. 55/77, район Кошарите). В обоих случаях омфацил интенсивно замещается симплектитом роговой обманки, олигоклаза и вторичного пироксена, которые сменяются порфиробластической роговой обманкой (+Гр+Pl). Подобные симплектиты присутствуют и в других грантовых амфиболитах, гранат нередко зональный и отсутствует или крайне редок во вмещающей толще в амфиболитах и амфиболовых бластомилонитах. В обр. 55/77 присутствует также дистен

Fe/Mg (*f/p*)



Р и с. 5. Соотношение Fe/Mg в гранатах и пироксенах изученных эклогитов, пироповых перидотитов и гнейсов

1 — пироповые эклогиты; 2 — гранатовые пироксены; 3 — пироповые перидотиты; 4 — прочие эклогиты; 5 — эклогиты Родопского массива; 6 — вмещающие гнейсы



Р и с. 6. Схема распространения ультрабазитов в Родопском массиве ([4], с изменениями)

Структурно-тектонические зоны: I — Мизийская плита, II — Старая Планина, III — Среднегорская зона; IV — Крайщиды, V — Родопская область; 1 — ультрабазиты первой группы; 2 — ультрабазиты второй группы; 3 — эклогиты в кристаллических породах; 4 — ультрабазиты в офиолитах Старой Планины; 5 — метаморфические толщи Родопского массива; 6 — главные альпийские надвижки, установленные в Родопском массиве и на его обрамлении; 7 — глубинные древние (?) надвижки с телами эклогитов и ультрабазитов первой группы

Таблица 5

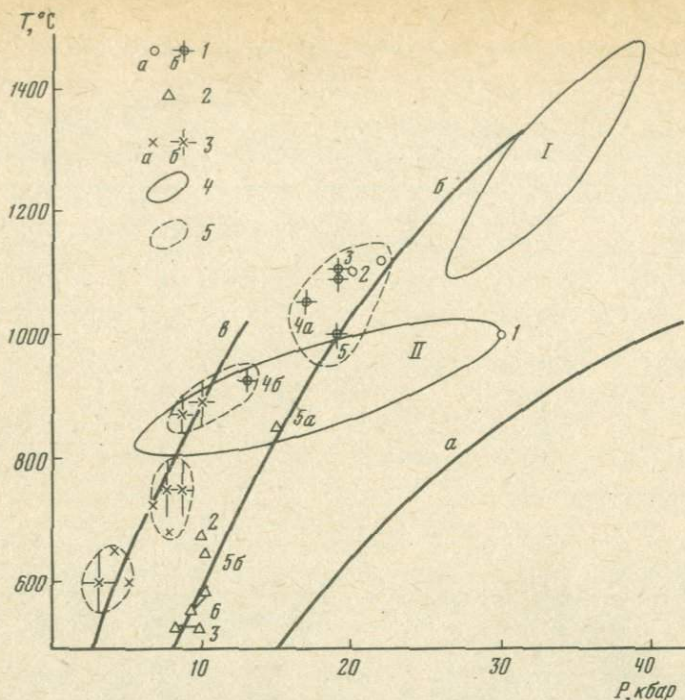
Составы (в вес. % и форм. ед.) минералов из рудолских эфлогитов

Компо- ненты	Обр. Б-16А						Обр. 55/77			
	Омф	Гр (центр)	Гр (край)	Амф	Бу	Омф	Гр	Гр (центр)	Амф	
SiO <sub>2</sub>	53,7	53,7	39,5	39,5	46,6	39,4	52,6	39,8	39,9	43,6
TiO <sub>2</sub>	0,12	0,13	0,03	0,03	0,69	2,45	0,33	0,06	0,06	1,58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,10	9,46	22,3	22,4	11,0	15,9	8,66	22,4	22,6	12,4
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,04	0,04	0,05	0,06	0,05	0,13	0,08	0,04	0,08	0,03
FeO*	4,99	4,86	23,8	24,0	9,90	11,2	4,25	21,4	21,6	8,52
MnO	0,09	0,04	0,68	0,78	0,03	0,0	0,06	0,38	0,39	0,04
MgO	9,76	9,75	8,92	8,96	16,1	17,8	11,5	9,27	10,1	15,6
CaO	15,8	15,8	5,09	5,05	10,2	0,0	17,8	7,47	6,56	11,6
Na <sub>2</sub> O	4,87	5,07	0,07	0,08	2,86	0,32	3,96	0,07	0,07	2,62
K <sub>2</sub> O	0,04	0,04	0,04	0,04	0,68	10,0	0,04	0,04	0,04	1,36
H <sub>2</sub> O	0,0	0,0	0,0	0,0	2,00	4,00	0,0		0,0	2,00
Сумма	98,51	98,89	100,48	100,90	100,11	101,2	99,28	100,33	101,4	99,35
Si	1,962	1,954	3,00	2,994	6,693	2,825	1,917	3,002	2,988	6,376
Ti	0,003	0,004	0,001	0,001	0,075	0,132	0,009	0,002	0,002	0,174
Al	0,392	0,406	1,994	2,000	1,860	1,348	0,371	1,981	1,988	2,129
Cr	0,001	0,001	0,005	0,006	0,006	0,008	0,002	0,005	0,009	0,004
Fe	0,153	0,148	1,509	1,521	1,188	0,671	0,129	1,340	1,347	1,042
Mn	0,003	0,001	0,043	0,050	0,010	0,0	0,002	0,024	0,025	0,005
Mg	0,532	0,529	1,010	1,013	3,434	1,900	0,622	1,038	1,120	3,392
Ca	0,618	0,615	0,413	0,410	1,571	0,0	0,694	0,602	0,525	1,763
Na	0,345	0,358	0,010	0,011	0,797	0,044	0,280	0,010	0,010	0,742
K	0,002	0,002	0,004	0,004	0,125	0,917	0,002	0,004	0,004	0,254
Сумма	4,011	4,018	7,989	8,009	15,760	7,845	4,028	8,008	8,018	15,881

\* Все железо как Fe<sup>2+</sup>.

Т а б л и ц а 5 (окончание)

Компо- ненты¹	Обр. 55/77		Обр Б-16				Обр. Б-16Б		Обр. Б-22Б		
	Хл	Ил	Омф	Гр	Гр (край)	Амф	Амф	Бу	Гр	Бу	
SiO <sub>2</sub>	31,3	0,33	53,6	38,6	38,8	43,5	42,7	42,9	36,8	38,6	39,9
TiO <sub>2</sub>	0,36	49,2	0,22	0,09	0,09	1,23	2,43	1,49	4,11	0,06	0,41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,5	—	8,78	22,0	21,9	14,5	15,8	14,6	15,8	20,8	15,8
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0	0,15	0,11	0,04	0,04	0,09	0,70	0,08	0,0	0,08	0,03
FeO*	15,7	47,8	4,13	23,5	23,5	9,81	8,66	9,29	10,6	24,4	19,4
MnO	0,12	2,17	0,06	0,52	0,55	0,08	0,0	0,0	0,0	0,85	0,0
MgO	24,4	0,09	10,6	6,99	7,99	14,3	14,0	15,1	17,3	10,7	11,5
CaO	0,14	—	16,3	8,17	6,91	9,83	10,8	10,5	0,07	3,62	0,08
Na <sub>2</sub> O	0,09	0,06	4,76	0,06	0,07	2,81	2,69	2,63	0,36	0,06	0,06
K <sub>2</sub> O	0,0	0,04	0,0	0,03	0,03	0,82	0,66	1,02	10,4	0,02	9,05
H <sub>2</sub> O	10,00	0,0	0,0	0,0	0,0	2,00	2,00	2,00	4,50	0,0	4,50
Сумма	100,61	99,84	98,56	100,00	99,88	99,06	100,44	99,61	99,94	98,89	100,73
Si	1,502	0,009	1,955	2,979	2,985	6,336	6,128	6,220	2,707	2,990	2,975
Ti	0,013	0,949	0,003	0,003	0,003	6,134	0,262	0,162	0,228	0,002	0,012
Al	1,048	0,0	0,377	1,998	1,986	2,493	2,668	2,495	1,372	1,899	1,392
Cr	0,0	0,003	0,006	0,005	0,005	0,011	0,049	0,009	0,0	0,009	0,004
Fe	0,631	1,027	0,126	1,511	1,511	1,194	1,039	1,123	0,654	1,576	1,214
Mn	0,005	0,047	0,002	0,033	0,035	0,010	0,0	0,0	0,0	0,056	0,0
Mg	1,750	0,003	0,574	0,803	0,915	3,094	3,005	3,258	1,900	1,232	1,274
Ca	0,007	0,0	0,637	0,675	0,569	1,533	1,665	1,635	0,005	0,283	0,006
Na	0,008	0,003	0,336	0,009	0,010	0,792	0,749	0,738	0,052	0,008	0,008
K	0,0	0,001	0,000	0,003	0,003	0,153	0,120	0,189	0,973	0,002	0,861
Сумма	4,965	2,043	4,016	8,019	8,022	15,750	15,686	15,830	7,892	8,057	7,746



Р и с. 7.  $P$ - $T$ -условия кристаллизации пироповых перидотитов, эклогитов и гнейсов

1 — пироповые перидотиты: единичные анализы (а) и среднее из нескольких анализов (б); 2 — эклогиты; 3 — контактово-реакционные породы и вмещающие гнейсы: единичные анализы (а) и среднее из нескольких анализов (б); 4 —  $P$ - $T$ -условия кристаллизации глубинных ксенолитов — пироповых (поле I) и шпинелевых (поле II) лерцолитов; 5 — условия кристаллизации пород в кристаллических массивах; цифры на рисунке: 1 — Совьи горы, ПНР; 2 — Мохельно, Чешский массив; 3 — Старе и другие пункты Чешского массива; 4 — Гранулитовые горы; 5 — Боры, Чешский массив; 6 — Родопский массив

с каймой. Составы проанализированных минералов из родопских офиолитов приведены в табл. 5 (обр. Б-16А, Б-16Б, 55/77).

Содержание жадеита в первичном омфациите достигает 40–35%. Состав граната варьирует по соотношению Са, Fe и Mg; содержание кальциевого компонента меняется от 14 до 20%. В зональных гранатах меняется соотношение Са и Mg. По паре  $Gr$ - $Ro$  и  $Gr$ - $Bi$  температура достигает  $600^{\circ}\text{C}$ , но первичное равновесие  $Gr_1$ - $Mn_1$ , очевидно, наступало при более высокой температуре, составляющей (по диаграмме рис. 5)  $600$ – $700^{\circ}\text{C}$ . При температуре  $650^{\circ}\text{C}$  давление по диаграмме Л.Л. Перчука [6] составляет 12–11 кбар, по диаграмме Д. Гангули [18] при кальциевости 14% (обр. 14а) — 10 кбар.

На рис. 2, 5 приведены также оценки температур минералообразования для многочисленных эклогитов из Чешского массива [15]. Они колеблются от типично коровых ( $600$ – $700^{\circ}\text{C}$ ), совпадающих с температурами равновесия поздней стадии метаморфизма во вмещающих гнейсах, до высоких температур  $1000$ – $1100^{\circ}\text{C}$ , совпадающих с мантийными или магматическими температурами. Именно реликты таких высокотемпературных равновесий, постоянный диафорез эклогитов, а также наличие тел с секущими контактами послужили основанием для магматической гипотезы

Таблица 6

P-T-условия образования пиродитов, эклогитов и вмещающих пород

Тип пород	Ассоциация	Чешский массив		
		Мохельно [14]	Старе [17]	Боры [15, 16]
Пироповые	Mn-Gr	1100–1070 (20) *	1100 ± 20	800–1100
Лерцолиты	Mn-Pn	1043–820	(18–20)	(13–18)
Гранатовые пироксениты	Mn-Gr	—	—	930–1020 (18–20)
Эклогиты	Mn-Gr	—	—	850 (15) 650 (10)
Контактные породы	Mn-Gr	870–920 (8)	—	—
Гнейсы	Mn-Gr	860	—	—
	Gr-Po	800	—	—
	Gr-Bu	650	—	—

\* В скобках — давление.

образования эклогитов — внедрения мелких порций базитовой магмы во время регионального метаморфизма высоких давлений [2]. Однако в описанных выше случаях — в Чешском, Родопском массивах, Совьих горах — ситуация иная.

В Родопском массиве тела эклогитов, апоэклогитовых амфиболитов и безгранатовых ультрабазитов группируются в зоны северо-восточного простирания (азимут 50–70°), сложенные преимущественно бластомилонитами. На рис. 6 намечены две такие зоны — Широколыкская и Ардинская. Вмещающие бластомилониты хорошо выражены в Широколыкской зоне (в частности, в обн. 16), которая протягивается почти параллельно более молодому альпийскому надвику, выраженному только зоной “сухого” дробления и милонитизации. Ориентировка линейности и самих зон бластомилонитов с эклогитами и ультрабазитами первого типа совпадает с ориентировкой ранних структур, сформировавшихся до этапа гранитизации [5], вероятно, в раннем палеозое или докембрии. Примерно такая же ситуация в Муйском массиве Северного Прибайкалья (см. статью Н.Ф. Габова и др. в настоящем сборнике) и в Чешском массиве.

В Чешском массиве только жилы эклогитов и гранатовых пироксенитов в пироповых перидотитах имеют, вероятно, магматическое мантийное происхождение. Остальные же эклогиты, каковы бы они ни были по первичному происхождению, тектонически транспортированы вместе с ультрабазитами в зонах глубинных надвигов. В этом убеждает то обстоятельство, что в одной зоне, иногда в непосредственной близости, группируются разнофациальные породы, например в Горни Боры (Чешский массив) — пироповые перидотиты, эклогиты, гранатовые пироксениты и амфиболиты (см. рис. 5). Общим для этих тел, доказывающим их глубинное происхождение, является повышенное давление при их образовании (рис. 7) и неравновесность с вмещающими гнейсами.

В табл. 6 и на рис. 7 суммированы оценки P-T-условий кристаллизации пироповых лерцолитов, пироксенитов и эклогитов из названных районов в сравнении с условиями кристаллизации контактово-реакционных пород и вмещающих гнейсов. Почти все оценки по парам Gr-Mn и Mn-Pn в лерцолитах группируются около 1100°C и 18–20 кбар, и только несколько

Гранулитовые горы, Грейфендорф–Рейпедорф [25, данные авторов]	Рудные горы, Зейлиц [10]	Совьи горы, Горна Быстрица [11]	Родопский массив	
			Чепеларе (данные авторов)	Ардино (данные авторов)
—	1150 (20)	1100 (30)	—	—
1050 (18)	1070	1100–1050	—	—
900–950 (13–15)	1100 (18)	1100 (30)	—	—
—	—	—	—	—
—	—	—	—	—
—	—	700–800 (8–9)	—	—
—	550–60 (8–10)	670 (10)	600 (10)	600 (11)
850–900 (8,5–9)	600 (5)	670 (10)	670 (8)	730 (7)
700–800 (7–8)	—	—	—	—
550–650 (2–4)	—	—	—	—

оценок в гранатовых пироксенитах (из района Боры и др.) несколько отклоняются в сторону меньших температур (900–1000°C) и более широких вариаций давления (13–30 кбар). Однако и эти оценки не выходят за пределы P-T поля (II) шпинелевых и гранат-шпинелевых мантийных лерцолитов из ксенолитов в щелочных базальтах [1]. Сюда же попадают некоторые оценки для эклогитов (см. рис. 7, обр. 5а), однако большая часть эклогитов из серии Молданубикум и аналогичных гнейсов соответствует более низким температурам.

P-T оценки эклогитов и большей части пироповых лерцолитов предполагаются около океанической геотермы (см. рис. 7, б) или несколько смещены в стороны геотермы в за счет влияния более поздних процессов. Геотерма в характеризует “средние” условия регионального метаморфизма вмещающих пород в коре и соответствует наиболее высокому тепловому потоку. Ранние этапы регионального метаморфизма в большинстве названных массивов характеризуются условиями гранулитовой фации (поле II), затем высокотемпературной амфиболитовой фации (700–800°C и 6–7 кбар) и, наконец, низкотемпературной амфиболитовой фации. Последняя фаза соответствует условиям кристаллизации анатектических и параавтохтонных гранатов (около 600°C и 4 кбар) и трактуется нередко как гранитизация. Эти фазы, возможно, заметно отличаются по возрасту, однако близость их P-T параметров одной геотерме свидетельствует о близком тепловом потоке, а следовательно, о сходном режиме регионального метаморфизма.

Приведенные оценки (см. табл. 6, рис. 7), основанные на обзоре литературы и новых данных минералогической термометрии, полученных авторами, позволяют поддержать и конкретизировать заключение о генезисе пироповых перидотитов и эклогитов серии Молданубикум, сформулированное после полевых работ в Чехословакии, ГДР и Польше в 1980–1981 гг.: 1) пироповые перидотиты и эклогиты не относятся к типичной офиолитовой ассоциации; 2) возможно, они являются отторженцами верхней мантии, сформировавшимися на глубинах более 60 км; 3) они были выведены в верхние структурные этажи в зонах глубинных надвигов, возможно, при столкновении континентальных плит, аналогичных таковым в

Таблица 7

Составы эклогитов и ассоциирующих с ними пород (в вес. %) и содержания элементов (в г/т)

Компоненты	Дистеновый эклогит	Эклогит	Гранатовый амфиболит		Амфиболиты			Метагаббро
SiO <sub>2</sub>	46,95	49,60	48,74	50,37	51,11	49,37	44,65	47,41
TiO <sub>2</sub>	0,60	1,72	1,12	0,95	2,53	1,32	0,84	0,99
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,79	14,36	16,02	17,55	14,97	14,80	12,25	18,10
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,040	0,03	0,043	0,01	0,016	0,025	0,22	0,034
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,03	1,78	2,55	2,68	1,73	1,83	3,13	1,31
FeO	5,97	9,72	7,20	7,29	9,26	7,78	6,86	7,25
MnO	0,13	0,21	0,18	0,16	0,21	0,19	0,18	0,15
MgO	10,48	8,60	7,64	5,91	5,72	6,91	14,00	8,73
CaO	10,81	9,80	9,71	9,06	8,70	10,88	17,18	10,00
Li <sub>2</sub> O	0,002	0,002	0,003	0,003	0,002	—	0,001	0,003
Na <sub>2</sub> O	2,48	2,79	3,27	3,83	2,92	3,81	2,23	2,49
K <sub>2</sub> O	0,14	0,29	0,77	0,58	0,68	0,59	0,43	0,46
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,15	0,09	0,24	0,25	0,22	0,07	0,15
CO <sub>2</sub>	0,07	0,06	0,12	0,20	0,62	0,20	0,02	0,16
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,74	0,48	1,77	1,51	1,00	1,78	2,22	1,56
S	0,07	0,12	0,01	0,26	0,06	0,04	0,03	0,11
Сумма	99,34	99,71	99,34	100,60	99,78	99,78	99,31	98,91
Число анализов	3	4	5	5	1	11	2	5
Rb	3,3	4,5	4,5	7,0	6	4,0	3	3
Sr	190	—	170	320	200	270	250	230
Ba	150	—	170	270	130	100	50	30
V	180	500	300	250	350	250	200	190
Cr	270	220	310	80	110	160	149	240
Ni	200	90	120	28	50	85	210	150
Co	63	66	60	45	59	45	80	60
Zn	100	150	110	110	120	100	100	50
Cu	29	35	45	53	31	32	450	23
Число анализов	3	2	5	5	1	5	1	3

Гималаях, причем распределение *T* и *P* в подошве надвигающейся плиты близко соответствовало океанической изотерме *b*; 4) значительное утолщение коры вызвало, с одной стороны, усиление теплового потока и региональный метаморфизм, соответствующий изотерме *e*, а с другой стороны — поднятие и глубокую эрозию с почти полным уничтожением перекрывающей плиты, от которой остались только провесы ее подошвенной части, деформированные и метаморфизованные совместно с подстилающими гнейсами; 5) офиолиты, обрамляющие Чешский массив и Гранулитовые горы и подстилающие Совьи горы и западную часть Родопского массива, возможно, представляют собой реликты океанической пластины, зажатые между континентальными плитами, аналогично пеннинским покровам офиолитов в структуре Альп.

Таким образом, сходные закономерности структурного положения и особенности состава характерны для многих тел пироповых перидотитов

и эклогитов в гнейсах и сланцах в самых разных районах, поэтому предложенное объяснение генезиса зон с эклогитами и пироповыми перидотитами может иметь более общее значение.

Составы эклогитов и ассоциирующих пород из включений гнейсов в Чешском массиве (табл. 7) варьируют в широких пределах. Как отмечалось ранее [2], дистеновые эклогиты отличаются повышенным содержанием Al и Mg и соответствуют оливин-анортитовым габбро или троктолитам. Сходный состав имеют метагаббро или гранатовые амфиболиты, которые не превращены в эклогиты возможно потому, что для соответствующего перехода в таких породах требуются более высокие давления, чем в базальтоидах. Эклогиты, гранатовые амфиболиты и амфиболиты соответствуют различным базальтоидам, которые имеют аналогов в Казахстане, на Полярном Урале [2] и в Северном Прибайкалье (см. статью Н.Ф. Габова и др. в настоящем сборнике). Из них только эклогиты и некоторые амфиболиты соответствуют породам, богатым Fe и Ti, — наиболее обычным включениям в гнейсовых комплексах [2].

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Добрецов Н.Л. Глобальные петрологические процессы. М.: Недра, 1981. 236 с.
2. Добрецов Н.Л., Соболев Н.В. Эклогиты в метаморфических комплексах Казахстана, Тянь-Шаня, Южного Урала и их генезис. — В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. М.: Наука, 1970, с. 54—76.
3. Добрецов Н.Л., Казак А.П., Молдаваницев Ю.Е. и др. Петрология и метаморфизм древних офиолитов. Новосибирск: Наука, 1977. 217 с.
4. Желязкова-Панайотова М., Колчева К., Ивчинова Л. Изучение ультрабазитов Болгарии с помощью математических методов. I. Ультрабазитовый магматизм в Болгарии. — *Geologica Balcanica*, 1977, 7, p. 49—66.
5. Иванов Ж., Желязкова-Панайотова М., Колчева К. Ультрабазиты в Родопах. — В кн.: Офиолиты и ультрабазиты на территории Болгарии. София, 1982, с. 37—75.
6. Перчук Л.Л. Равновесия породообразующих минералов. М.: Наука, 1970. 389 с.
7. Перчук Л.Л. Усовершенствование дупироксенового геотермометра для глубинных перидотов. — Докл. АН СССР, 1977, 233, № 3, с. 456—459.
8. Хайдутев И., Колчева К. Нижнепалеозойская офиолитовая ассоциация в Старой Планине. — В кн.: Офиолиты и ультрабазиты на территории Болгарии. София, 1982, с. 1—37.
9. Arnold A., Scharbert H.G. Rb-Sr-Altersbestimmungen an Granuliten der südlichen Böhmischen Masse in Österreich. — *Schweiz. miner. and petrogr. Mitt.*, 1973, 53, S. 61—78.
10. Bakun-Czubarow N. Pyroxene geothermometry applied to the Sowie Gory ultramafic rocks. — *Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sci.*, 1976, A-8 (130), p. 57—67.
11. Bakun-Czubarow N. Ultrabasic rocks in granulites of the Gory Sowie Mts. Block. — In: *Ophiolites and initialites of Northern border of the Bohemian massif*. Potsdam; Freiberg, 1981, vol. 2, p. 79—85.
12. Davis B.T.C., Boyd R.F. The join  $Mg_2Si_2O_6$ — $CaMgSi_2O_6$  at 30 kbars pressure and its application to pyroxenes from kimberlites. — *J. Geophys. Res.*, 1966, 71, p. 3567—3576.
13. Dobretsov N.L. The conditions of origin of pyrope peridotites and eclogites in the crystalline basement of Bohemian massif and their analogues. — In: *Ophiolites and initialites*. Berlin, 1982, p. 50—55.
14. Dobretsov N.L., Misar Z., Popov N.V. The comparison of the metamorphism of the pyrope peridotites and country rocks of the Bohemian massif. — *Miner. slovaci*, 1984, N 2, s. 37—45.
15. Dudek A., Fediukcva E. Eclogites of the Bohemian Moldanubicum. — *Neues Jb. Miner. Abh.*, 1974, 121, S. 127—159.
16. Fiala J. The distribution of elements in mineral phases of some garnet peridotites from the Bohemia Massif. — *Krystalinikum*, 1966, 4, s. 31—53.
17. Fiala J., Padera K. The chemistry of the mineral of the pyrope dunite from borehole T-7 near Staré (Bohemia). — *Tschermaks miner. und petrogr. Mitt.*, 1977, 24, S. 205—219.
18. Ganguly J. Gr and Cpx solid solutions, and geothermometry based on Fe-Mg distribution coefficient. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1979, 43, p. 1021—1029.
19. Hensen B.J. Pyroxenes and garnets as geothermometers and barometers. — *Carnegie Inst. Wash. Yearb.*, 1973, 72, p. 527—534.

20. Krogh E.J. Compatible  $P-T$  conditions for eclogites and surrounding gneisses in the Kristiansund area, W. Norway. — *Contribs Miner. and Petrol.*, 1980, **75**, p. 387–393.

21. Misar Z., Yelinek I., Dudek A. The Pyrope peridotites near Mohelno. — In: Guide book of excursion. Pr., 1980, p. 45–81.

22. Neumann W. Präkambrium der Saxothuringisch-Lugischen Zone der Mitteleuropäischen Varisciden: Exkurs. Führer der Feldarbeiten 1980 der PK IX, UK 1. B.: Zentr. Inst. Phys. Erde, 1980, S. 39–47.

23. Raheim A., Green D.H. Experimental determination of the temperature and pressure dependence of the Fe-Mg partition coefficient for coexisting garnet and clinopyroxene. — *Contribs Miner. and Petrol.*, 1974, N 3, p. 179–204.

24. Rost F., Grigel W. Zur Geochemie und Genese granatführender Ultramafitite des mitteleuropäischen Grundgebirges. — *Chem. Erde*, 1969, **28**, S. 91–177.

25. Thalheim K. Geochemische und mineralogische Untersuchungen and Mineralen aus Ultramafititen des Granulitgebirges. Freiberg: Bergakademie, 1979. 117 p.

26. Werner C.D. Saxonian Granulite massif. — In: Ophiolites and initialites of Northern Border of the Bohemian massif, Guide book of excursion. Potsdam; Freiberg, 1981, vol. 1, p. 129–162.

27. Znosko J. The problem of oceanic crust and of ophiolites in the Sudetes. — In: Ophiolites and initialites of Northern Border of the Bohemian massif. Potsdam; Freiberg, 1981, vol. 2, p. 3–27.

УДК 519.1:550.4

**И.В. Ащепков**

## **ГЛУБИННЫЕ КСЕНОЛИТЫ ВИТИМСКОГО ПЛОСКОГОРЬЯ И ЭВОЛЮЦИЯ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ**

В Забайкалье глубинные ксенолиты в неоген-четвертичных базальтоидах распространены очень широко. К настоящему времени они найдены и описаны в бассейне р. Джиды [1, 7, 11], на Витимском плоскогорье [2, 3], в бассейне р. Чикой [13], в Тункинской долине [2], на Хамар-Дабане [8] и на Удоканском хребте [13]. Несмотря на это, особенности химизма и петрографии глубинных ксенолитов каждого отдельного района изучены еще недостаточно.

Одним из наиболее интересных районов в отношении глубинных ксенолитов является Витимское плоскогорье. Здесь впервые в Забайкалье были обнаружены гранатовые перидотиты [3]. В процессе изучения, результаты которого изложены в настоящей статье, было установлено, что ксенолиты этого района отличаются разнообразием структурных типов, которые закономерно сменяют друг друга по мере снижения температур, установленных по пироксеновым геотермометрам. Параллельно изменяется и соотношение железистостей у силикатных фаз ксенолитов. Кроме того, найдены признаки хрупких деформаций, а также подплавления материала ксенолитов. Все это позволило составить приблизительную схему эволюции вещества в верхней мантии в пределах изучаемого района.

В работе использованы ксенолиты вулкана Кандидушка и лавовых потоков в правом борту нижнего течения р. Джиллинда и р. Большой Амалат (левый борт) в районе пос. Байса. По внешним признакам потоки на реках Джиллинда и Большой Амалат можно разделить по меньшей мере на две группы. Ранняя представлена потоками большей мощности (часто более 10 м), которые вследствие этого хорошо раскристаллизованы. Они, как правило, содержат лишь включения водяно-прозрачного санидина, достигающие по длинной оси в отдельных случаях 7–8 см. Ксенокристы санидина резко уплощены, сильно изогнуты, иногда раздроблены и концентрируются

в донных частях потоков. Реже встречается смоляно-черный титанавгит. Ксенолиты ультраосновных пород выносятся главным образом стекловатыми лавами поздней группы. Эти потоки распространены локально и отличаются меньшей мощностью. Состав ксенокристов в них такой же, но преобладает пироксен, и в целом количество ксенокристов возрастает. Тут же встречаются кристаллы хризолита, достигающие иногда 10 мм по удлинению. Хризолитовые включения по железистости не отличаются от оливина ксенолитов и, по-видимому, представляют собой реликты разрушенных обломков ксенолитов (табл. 1).

Ксенолиты в лавах сосредоточены в нижних частях потоков, которые легко фиксируются по характерной мелкосетчатой и неправильной скорлуповатой отдельности. Эти поздние потоки, согласно описаниям [12], относятся к лавам типа *aa*, ушедшим достаточно далеко от источника и уже потерявшим летучие. Ксенолиты из обнажения близ пос. Байса сосредоточены в мощном теле со столбчатой отдельностью и распределены более равномерно.

На вулкане Кандидушка тоже присутствуют две разновидности шлаков, отличающиеся цветом: рыжие с санидином и небольшим количеством титанавгита и черные с оливином, санидином, обильным титанавгитом и ксенолитами в придонной части, которая характеризуется большим количеством бомб и явным преобладанием туфогенного материала. Выше шлаки и пузыристые лавы перекрыты плотными черными оливиновыми базанитами. Вероятно, между двумя фазами извержения был временной интервал, позволивший окислиться с поверхности ранним продуктам.

В табл. 2 приведены результаты химических анализов лерцолитов и вмещающих их базанитов, а также туфов и лав вулкана Кандидушка. Состав ультраосновных включений оливиновых базанитов достаточно однообразен и соответствует шпинелевому лерцолиту. Различия отдельных ксенолитов заключаются лишь в количественных соотношениях главных фаз — оливина, ортопироксена, хромдиоксида и хромистой шпинели. Химический состав этих минералов обычен для шпинелевых лерцолитов других районов и представлен в табл. 3. Существуют лишь некоторые колебания в их железистости, которая закономерно изменяется в разных типах ксенолитов. В среднем железистость минералов близка к 10%. Лишь в одной из 14 проанализированных на микрозонде ассоциаций зафиксирована более высокая железистость, равная 15% для оливина, 15,5% — для ортопироксена, 17,5% — для клинопироксена. Несинхронные колебания железистости пироксенов и оливина, по мнению автора, связаны с тем, что в некоторых образцах проанализированы неравновесные фазы двух разных ассоциаций в одном ксенолите, о чем будет сказано ниже.

Особый интерес представляют округлые бело-розовые и бурые агрегаты диаметром 2—3 мм, которые являются, скорее всего, псевдоморфозами по гранату.

Кроме силикатов, в глубинных ксенолитах присутствуют каплевидные выделения сульфидов (десять доли миллиметра), по оптическим свойствам и микротвердости соответствующие пирротину и халькопириту. Иногда они встречаются совместно, граница между ними в этом случае ровная, как в ликвационных сульфидных рудах, а объемное отношение 1:10 в пользу пирротина. Такие капли вытягиваются в цепочки в пределах одного зерна либо пересекают весь ксенолит, трассируя, по-видимому, какие-то залеченные трещины.

Разнообразие структур, которое наблюдается у ксенолитов изучаемого района, предполагает взаимные переходы между разными типами структур. Для мантийных пород разработана схема эволюции структур [18].

Таблица 1

Состав (в вес. %) оливинов лерцолитовых ксенолитов (Лерц) и ксенокристов в базальтоидах (Вкр)

Компоненты	Г-43		Г-45	
	Лерц	Вкр	Лерц	Вкр
FeO	9,74	9,65	9,54	9,92
MgO	48,48	48,84	49,08	48,54
CaO	0,015	0,010	0,001	0,014
Fe				
Fe+Mg	0,101	0,097	0,098	0,103

Г-46		Кн-2		Б-16	
Лерц	Вкр	Лерц	Вкр	Лерц	Вкр
9,66	8,24	10,11	9,57	9,85	9,82
48,53	48,64	48,33	48,45	48,72	48,68
0,010	0,005	0,009	0,010	0,011	0,011
0,100	0,087	0,104	0,099	0,101	0,101

Согласно этой схеме, из первичной протогранулярной структуры за счет двойникования крупных зерен оливина возникает порфирукластическая структура. Следующим этапом является возникновение "довольно мелкозернистого (0,7 мм) равномернозернистого агрегата (эквигранулярная структура) с характерными для метаморфических пород полигональными очертаниями индивидов. Этот процесс идет под действием стресса. По мнению этих исследователей, возможен переход снова к протогранулярной структуре за счет увеличения размера зерен при отжиге.

В витимских ксенолитах наиболее крупнозернистые агрегаты имеют типичную гранобластовую метаморфическую структуру. С некоторой натяжкой она соответствует протогранулярной структуре Дж. Мерсье и А. Николя. Порфирукластические структуры в этом районе тоже распространены достаточно широко. Вследствие грануляции двойников довольно четко встречаются разновидности лерцолитов, в которых полигональные зерна имеют субпараллельные границы и резко вытянуты в одном направлении. Размеры зерен в этом случае колеблются от 1 до 2,5–3 мм по длинной оси. Табулярная и эквигранулярные структуры, описанные Дж. Мерсье и А. Николя, имеют меньшие размеры зерен (~0,7 мм). Кроме того, в этих ксенолитах нигде не отмечались переходы от порфирукластической структуры к эквигранулярной, напротив, в изученных ксенолитах в отдельных случаях можно установить контуры зерна, за счет которого образовалась группа тех или иных индивидов.

Таким образом, структурные преобразования витимских ксенолитов укладываются в схему Дж. Мерсье и А. Николя лишь частично. Видимо, пластическое течение в этих породах широко не проявилось, и они остались на каком-то промежуточном уровне. Однако в целом эволюция структур направлена также в сторону уменьшения размеров зерен. Доказательством глубоких изменений в ксенолитах является наличие в крупных зернах оливина, реже ортопироксена мелких, шарообразных, как бы оплавленных индивидов лерцолитовых минералов. Эти "узники" являются, по-видимому, остатками более крупных зерен. Процесс подобного типа мог происходить в стабильных условиях в течение большого промежутка времени, возможно, при некотором увеличении температуры, как рост зерен с энергетически выгодной ориентировкой и фаз, наиболее устойчивых в данных термодинамических условиях.

Главным отличием ксенолитов Витимского плоскогорья от описанных в литературе является то, что в них присутствуют признаки хрупких деформаций и даже подплавления. Таким образом, воздействие давления и температуры на мантийные породы может проявляться по-разному. Первый

фактор приводит к пластическому течению либо к образованию трещин, второй — к высокотемпературному отжигу или к подплавлению. Реализация хрупких деформаций в мантийных условиях при давлениях 15 кбар и выше может вызывать сомнение, но ведь никто не отрицает наличия глубинных разломов и рифтогенеза. Кроме того, в кимберлитах тектониты вплоть до милонитов встречаются довольно часто. Как отмечает Х. Йодер [5], при отсутствии пластического течения сдвиговая деформация обычно является результатом образования многочисленных разрушений, которые вызывают объемное расширение. Снижение давления вследствие этого процесса, несомненно, благоприятствует образованию расплава, кроме того, трещиноватость дает возможность компенсации приращения объема при плавлении, поэтому степень разрушения может регулировать количество расплава.

Просмотр шлифов показывает, что заполнение трещин происходило реакционным путем. Новообразования как бы внедрялись в ранние фазы, а не просто заполняли промежутки. Существовал, по-видимому, пленочный расплав, из которого происходила кристаллизация. Из таких "трещин" могло происходить дорастание близлежащих индивидов. Таким образом можно объяснить формирование структур с взаимными заливами.

Шпинель в ксенолитах Витимского плоскогорья резко ксеноморфна. Ее обособления редко бывают изометричными, большей частью это линейновытянутые с заливообразными краями зерна. При этом создается впечатление, что форма выделений шпинели подчинена основным направлениям трещин ксенолитов. О базальтовых трещинах упоминает В.В. Кепежинский [6], описывая ксенолиты Монголии. В случае преобладания одного направления трещин возникают линейные зерна шпинели, а если пересекаются два направления или более, то обособления имеют вид "листа остролиста" [18]. Часто шпинель образует сростки с мелкими зернами оливина и хромдиоксида, причем нередко внутри оказываются совершенно круглые оливиновые выделения. Зерна-узники гаснут одновременно с прилегающими крупными зернами и, по-видимому, когда-то представляли единое целое. В одном из ксенолитов по ослабленным зонам, в которых ранее уже выделилась шпинель, в результате их раскрытия внедрился базальтовый расплав и застыл в виде стекла. Создалось впечатление, будто шпинель кристаллизовалась непосредственно из этого расплава, но шпинель в базальтовой магме неустойчива и замещается по периферии магнетитом, что видно в отдельных зернах данного образца. Повторное раскрытие трещин лишней раз доказывает существование еще в мантии ослабленных зон, в которых происходило частичное плавление лерцолита.

Таблица 2

Состав (в вес. %) ксенолитов лерцолитов и вмещающих их базальтоидов Витимского плоскогорья

Компо- ненты	Кн-3	Кн-5	Кн-8	Б-2	Б-5	Б-16	Кн-24	Р-31	Кн-7	Кн-21	Кн-15
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	43,26	44,50	43,46	42,70	44,90	45,30	44,28	44,02	44,42	44,38	43,94
TiO <sub>2</sub>	0,12	0,07	0,09	0,26	0,12	2,31	2,34	2,46	2,40	2,61	2,46
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,93	2,06	2,89	2,28	3,91	13,12	13,47	13,61	13,47	13,06	13,61
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,14	2,43	1,02	1,91	0,15	2,30	3,60	1,42	2,21	2,10	3,11
FeO	10,27	6,22	8,92	10,83	8,20	10,87	10,55	12,79	10,80	11,46	10,57
MnO	0,14	0,13	0,13	0,14	0,13	0,19	0,17	0,17	0,16	0,16	0,16
MgO	37,48	39,81	38,15	36,97	36,97	9,18	8,19	7,80	8,25	7,75	8,70
CaO	2,92	3,19	3,13	3,18	3,27	8,31	8,24	8,00	8,69	8,44	8,05
Na <sub>2</sub> O	0,77	0,56	0,80	0,23	0,99	3,98	4,59	4,67	4,69	3,96	4,50
K <sub>2</sub> O	0,11	0,14	0,12	0,35	0,09	2,49	2,94	3,04	2,77	2,55	2,79
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	0,12	0,01	0,01	0,01	0,66	0,84	0,88	0,97	0,91	0,68
П.п.п.	0,62	0,37	0,61	0,48	0,80	1,24	0,62	0,96	0,82	1,23	1,31
Сумма	99,77	99,60	99,31	99,98	99,54	99,91	99,87	99,82	99,67	99,61	99,88

1—5 — лерцолиты; 6—21 — базальты. Анализы выполнены в аналитической лаборатории ГИН БФ СО АН СССР, аналитик Г.И. Булдаева.

Таблица 2 (окончание)

Компоненты	Кн-11	Г-41	Кн-3	Г-45	Б-2	Б-15	Кн-17	Г-45	Кн-23	Кн-29
	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
SiO <sub>2</sub>	44,36	45,62	44,28	44,30	45,76	45,74	44,35	45,68	46,14	43,92
TiO <sub>2</sub>	2,46	2,27	2,46	2,23	2,20	2,27	2,18	2,23	2,38	2,29
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,30	13,75	12,77	14,16	14,32	13,45	13,47	14,17	13,20	12,92
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,60	2,65	3,22	4,22	2,36	1,56	2,51	1,90	2,98	4,27
FeO	10,57	9,52	11,21	8,02	9,97	10,23	10,63	11,42	11,25	10,18
MnO	0,17	0,15	0,17	0,17	0,17	0,17	0,18	0,18	0,09	0,16
MgO	8,50	8,75	9,12	7,95	8,70	9,14	9,45	8,66	8,49	9,25
CaO	8,44	8,44	8,47	8,98	8,24	7,72	8,41	9,67	9,14	8,14
Na <sub>2</sub> O	4,63	3,94	4,37	2,93	3,92	4,12	4,47	3,58	4,20	4,05
K <sub>2</sub> O	2,79	2,20	2,74	1,92	1,88	2,42	2,60	1,48	2,68	2,52
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,86	0,66	0,88	0,67	0,67	0,60	0,62	0,67	0,75	0,78
П.п.п.	0,77	1,57	0,69	2,89	1,33	1,27	0,78	1,39	0,93	0,79
Сумма	99,45	99,47	99,43	99,44	99,51	99,46	99,50	99,03	100,22	99,44

Таблица 3

Состав (в вес. % и форм. ед.) минералов лерцолитовых включений и мегакристаллов авгита

Компоненты	Энстатит	Диопсид		Шпинель		Авгит
	Г-46	Кн-19	Р-31	Кн-19	Г-45	Кн-2
SiO <sub>2</sub>	55,2	51,4	52,1	0,0	0,0	50,2
TiO <sub>2</sub>	0,13	0,61	0,47	0,56	0,18	1,17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,17	7,49	6,91	50,3	55,9	9,14
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,35	1,05	1,10	11,6	13,8	0,04
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0	0,0	0,0	2,00	0,0	0,0
FeO	6,66	5,35	3,62	17,6	11,8	8,62
MnO	0,09	0,08	0,09	0,10	0,09	0,10
MgO	31,9	13,9	15,0	16,8	19,3	11,9
CaO	0,92	16,2	17,6	0,03	0,03	15,8
Na <sub>2</sub> O	0,14	2,69	1,71	0,0	0,0	2,40
K <sub>2</sub> O	0,0	0,0	0,02	0,0	0,0	0,0
Сумма	100,56	98,77	98,62	99,00	101,10	99,37
Si	1,899	1,888	1,901	0,0	0,0	1,850
Ti	0,003	0,017	0,013	0,023	0,014	0,032
Al	0,209	0,325	0,297	1,660	1,702	0,397
Cr	0,010	0,030	0,032	0,248	0,282	0,001
Fe <sup>3+</sup>	0,0	0,0	0,0	0,041	0,0	0,0
Fe <sup>2+</sup>	0,191	0,162	0,110	0,397	0,254	0,266
Mn	0,003	0,003	0,003	0,002	0,002	0,003
Mg	1,635	0,759	0,817	0,672	0,742	0,658
Ca	0,034	0,636	0,689	0,001	0,001	0,625
Na	0,010	0,192	0,121	0,0	0,0	0,172
K	0,0	0,0	0,001	0,0	0,0	0,0
Сумма	3,994	4,013	3,983	3,044	2,997	4,004

Сравнение разных ксенолитов показывает, что они редко имеют сходный структурный рисунок. Это объясняется сложной историей ксенолитов, которые неоднократно подвергались дроблению, подплавлению и отжигу. Однако можно наметить структурные мотивы, сочетание которых определяет структуру каждого ксенолита.

Первичная реликтовая структура представлена отдельными крупными зернами (до 5–8 мм и более) оливина и ортопироксена (возможно, и клинопироксена). В настоящее время это крупные, изъеденные зерна или блискоориентированные мономинеральные агрегаты, выделяющиеся "пятнами" на фоне среднезернистой (2–3 мм) основной массы. К этому типу, возможно, относятся и крупные выделения пироба и оливина в образцах гранатовых перидотитов минусинских щелочнобазальтовых трубок, описанных А.В. Крюковым [10, 17], где эти образования находятся в среднезернистой массе, по составу соответствующей шпинелевому лерцолиту. Единичный кристалл ярко-зеленого клинопироксена размером около 2 см был найден на р. Джилинда в лерцолитовом мезостазиесе. Подобный кристалл, но уже оливина, обнаружен на Бартойских вулканах.

Структурные преобразования первого типа возникли в результате деформаций сжатия. Они состоят в формировании порфирокластических струк-

тур вследствие двойникования и пластического течения. Следующим этапом преобразования структур второго типа является появление деформированных зерен, образование зазубренных границ между ними и трещин. Наличие ослабленных линейных зон подтверждается присутствием каналов, в которых выделяются шпинель и мелкие минеральные агрегаты поздних ассоциаций.

Длительные высокотемпературные воздействия третьего типа выражаются: а) в гранулировании зерен оливина с образованием гранобластовой структуры (в случае преобладания оливина); б) в появлении "оплавленных" границ зерен пироксена вследствие растворения (главным образом ромбического). Прямое доказательство растворения ортопироксена было обнаружено в шл. Р-31, где со стороны оливина в ортопироксен устремлен ряд параллельных копьевидных кристаллов оливина.

Иное выражение высокотемпературных воздействий четвертого типа проявилось в поздних лерцолитовых ассоциациях. Их образование можно связать с начальными этапами становления базальтовой магмы. Под воздействием тепла и летучих, выделившихся их базальта, произошло подплавление ксенолита с последующей кристаллизацией более железистых минералов. Часто жилки новообразованных минералов пересекают крупные деформированные, облачно или мозаично гаснущие индивиды. Среди мелких зерен очень редко встречается ортопироксен и часто шпинель и хромдиопсид.

Розовато-буровато-белесые агрегаты, упомянутые выше, бывают двух видов: 1) отдельные округлые изометричные зерна величиной 2–3 мм, иногда как бы сжатые; 2) связанные цепочки округлых обособлений, переходящие в каналы шириной до 1,5 см, которые могут пересекать весь шлиф. В первом случае обычно бурые шпинели в них не обнаруживаются. Во втором случае шпинель является обязательным членом этого агрегата и сосредоточена главным образом внутри него. Такие образования имеют некоторые отличия и во внутреннем строении.

Выделения первого типа во внутренней части имеют спутанноволокнистое строение и состоят из нескольких фаз, отдельные индивиды которых настолько мелки, что их анализы на микрозонде нельзя считать достаточно корректными (размеры зерен сравнимы с шириной луча микрозонда). Среди фаз, несомненно, присутствуют малохромистая шпинель (5–6%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ), основной плагиоклаз, ортопироксен. Отдельные анализы соответствую диопсиду и оливину (табл. 4). На периферии зерна шпинели чуть крупнее. В экзоконтакте этих обособлений минералы лерцолита приобретают белесую окраску и замечается некоторое отклонение от обычного состава. Диопсид теряет натрий, в оливине замечено некоторое повышение железистости. Коррозия проявляется в разной степени для разных зерен. Лишь иногда границы между описываемыми образованиями и лерцолитом просто ровные.

Выделения второго типа имеют более сложное строение. Крупные выделения шпинели в них имеют очень высокую хромистость (более 20%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ) и окружены прозрачной в проходящем свете каймой лучистого минерала с углом погасания  $\sim 15^\circ$ . Волокна этого минерала ориентированы перпендикулярно границам шпинели. Подобные каймы встречаются часто в эндоконтакте описанного агрегата. Светлый минерал является, видимо, магнизиальным амфиболом. Внутри каналов встречаются еще и бурые спутанноволокнистые выделения, напоминающие девитрифицированное стекло. Бурый цвет они имеют из-за мельчайших вростков малохромистой шпинели. Остальную массу агрегата слагают графические сростания основного плагиоклаза, шпинели и фаз, содержащих переменное коли-

Таблица 4

Состав минеральных фаз (в вес. % и форм. ед.) бурых агрегатов первого типа

Компоненты	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	41,6	51,9	54,1	0,0
TiO <sub>2</sub>	0,0	0,001	0,006	0,006
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0	9,17	7,17	60,9
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0	0,58	1,11	5,72
FeO	9,76	3,01	5,79	9,74
MgO	49,3	16,4	27,9	21,6
CaO	0,19	18,0	1,29	0,085
Na <sub>2</sub> O	0,0	2,33	0,13	0,0
H <sub>2</sub> O	—	—	—	—
Сумма	100,8	101,4	97,5	98,1
Si	1,008	1,842	1,909	0,0
Ti	0,0	0,0	0,0	0,0
Al	0,0	0,383	0,298	1,860
Cr	0,0	0,016	0,031	0,116
Fe	0,198	0,089	0,170	0,211
Mg	1,780	0,866	1,466	0,827
Ca	0,005	0,683	0,049	0,003
Na	0,0	0,140	0,009	0,0
Сумма	2,991	4,019	3,932	3,017

1 — оливин; 2 — хромдиопсид; 3 — энстатит; 4 — шпинель (4–5 мкм); 5–8 — анализы алюмосиликатной фазы в пересчете на амфибол; 9 — плагиоклаз (битовнит); 10 — гранат (пояснения в тексте). Анализы выполнены на микроанализаторе MS-46 в ГИН БФ СО АН СССР.

чество железа и магния. Там, где обособления как первого, так и второго типов контактируют непосредственно с базальтом, заметна неравновесность их с базальтовой магмой. На границе возникают такие же мелкие идиоморфные зерна новообразованного оливина, как и в случае контакта лерцолитовых минералов [11]. В табл. 4 приведены анализы минеральных фаз агрегатов первого типа. Хотя отдельные зерна редко достигают размера 4–6 мкм, некоторые из них при анализе на зонде характеризовались устойчивыми интенсивностями вторичного рентгеновского излучения, причем сходные отсчеты наблюдались в разных частях агрегата. В табл. 4 приведены анализы лишь таких зерен. Оливин, хромдиопсид и энстатит могут трактоваться как реликтовые, но не исключена возможность, что эти фазы образовались в результате разложения граната. Несколько повышенное содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в пироксенах можно объяснить за счет тонкой вкрапленности шпинели, но возможно, что оно присуще самим новообразованным фазам. Кроме минералов, свойственных лерцолитам, несомненно, присутствуют битовнит и магниезиальная фаза с содержанием Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 14–15%, которая рассматривается как амфибол. Ассоциация амфибол + основной плагиоклаз + шпинель характерна для келифитовых кайм по пиропу. Анализ в графе 10 (см. табл. 4) соответствует этому минералу, однако за его достоверность поручиться трудно, так как он принадлежит единичному мелкому зерну. В целом можно утверждать, что бурые агрегаты обогащены относительно лерцолита Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и CaO.

В агрегатах второго типа с крупными обособлениями шпинели (до

5	6	7	8	9	10
47,5	47,3	48,1	49,4	50,8	43,0
0,0	0,0	0,0	0,0	0,048	0,15
14,9	14,5	15,9	14,5	30,1	20,9
2,06	3,52	0,67	0,81	0,0	0,88
7,53	8,72	6,63	6,11	0,13	6,71
24,4	24,2	26,9	25,2	0,11	19,6
1,60	1,54	1,69	0,18	13,6	8,99
0,0	0,0	0,0	0,10	3,34	0,0
2,00	2,00	2,00	2,00	—	—
100,99	101,8	101,8	98,4	98,1	100,2
6,433	6,422	6,408	6,750	2,347	3,060
0,0	0,0	0,0	0,001	0,006	0,008
2,385	2,317	2,494	2,332	1,641	1,752
0,221	0,377	0,070	0,087	0,0	0,050
0,854	0,990	0,740	0,697	0,005	0,398
5,139	4,891	5,348	5,135	0,008	2,078
0,233	0,224	0,241	0,026	0,674	0,685
0,0	0,0	0,0	0,027	0,300	—
15,264	15,221	15,301	15,054	4,976	8,031

2–3 мм) анализировалась только эта фаза. Оказалось, что крупная шпинель содержит 24% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Высокохромистые шпинели описаны в симплектиках по гранату [20]. Кроме того, внутри агрегата силикатных минералов обнаружена мелкая шпинель (до 8 мкм), имеющая 7% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, а в эндоконтакте с лерцолитом — розовая шпинель (15–20 мкм) с содержанием 6% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (табл. 5).

Агрегаты первого типа можно рассматривать как псевдоморфозы по гранату, тем более что отдельные анализы полностью соответствуют этому минералу. Разложение пиропового граната, вероятно, происходило по схеме  $Gr \rightarrow Шп + Ди + Эн + Ол$ . Плагиоклаз и, возможно, амфибол возникли позже под воздействием базальтового расплава. К этому же времени относится и корродирующее влияние описанных агрегатов на лерцолит.

Агрегаты второго вида можно рассматривать двояко. Это либо подобные же псевдоморфозы по гранату, который находился в сростании с высокохромистой шпинелью, либо разложившееся стекло, возникшее при застывании расплава с высоким содержанием алюминия и кремния. Расплав такого типа мог возникнуть при плавлении на границе хромистой шпинели с другими минералами лерцолита. Возможно, он как-то связан с начальными этапами становления базальтовой магмы.

Для выяснения закономерностей колебания составов минералов были проанализированы 14 лерцолитовых ассоциаций. Минералы отбирали из протолок и исследовали на микрозонде JXA-5A в Институте геологии

Таблица 5

Состав шпинелей (в вес. % и форм. ед.) из бурых агрегатов второго типа

Компоненты	1	2	3	4	5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	47,2	62,4	62,3	63,1	62,2
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24,1	7,01	6,87	5,92	5,78
FeO	11,4	9,56	11,1	9,93	10,5
MgO	18,6	19,9	20,2	20,8	20,5
Сумма	101,3	100,3	100,5	99,8	99,1
Al	1,49	1,864	1,864	1,880	1,878
Cr	0,506	0,138	0,136	0,118	0,116
Fe	0,267	0,201	0,236	0,212	0,225
Mg	0,743	0,799	0,764	0,790	0,784
Сумма	3,001	3,006	3,000	3,000	3,003

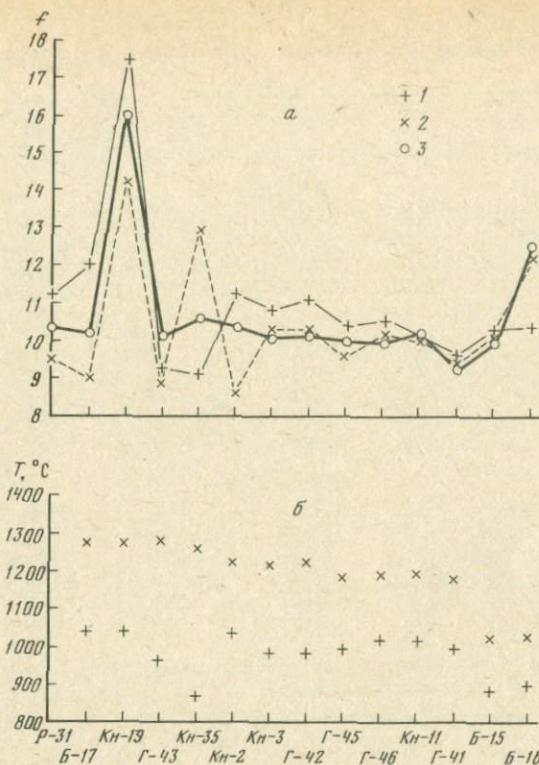
1 — крупная шпинель внутри агрегата; 2, 3 — малкая шпинель внутри агрегата; 4, 5 — малкая шпинель в эндоконтакте с лерцолитом.

Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO, MgO анализировались на микрозонде MS-46, содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> добавлено по стехиометрическим расчетам.

и геофизики СО АН СССР (оператор Л.А. Усова). Все минералы были проанализированы на три компонента: CaO, MgO, FeO для силикатов и Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, FeO для шпинели, а затем отдельные минералы были проанализированы полностью. Ксенолиты для анализа были выбраны несколько неудачно, в некоторых отсутствовала шпинель, а в пяти случаях они оказались слишком малы и трещиноваты, чтобы из них можно было приготовить шлиф. Представляет интерес сопоставление результатов химических анализов со структурами остальных исследованных образцов.

Для пироксенов были определены температуры по сольвусным геотермометрам — эмпирическому ортопироксеновому [14] и исправленному клинопироксеновому [4]. Выбор термометров обусловлен тем, что заранее предполагалась неравновесность некоторых ассоциаций; кроме того, анализ на три компонента ограничивает применение других геотермометров. Не исключая возможности заметной ошибки в определении истинной температуры равновесия, качественно сравнить температурные уровни в ксенолитах представляется вполне корректным. За основу сравнения было принято снижение температур, полученных по энстатиту (рис. 1). Оказалось, что по мере снижения температуры разница между определениями по орто- и клинопироксенам закономерно уменьшается (табл. 6). Резкое увеличение  $\Delta T$  в обр. Г-43 и особенно в обр. Кн-35 совпадает с отклонениями в железистости и пироксенов этих ксенолитов. Это свидетельствует о неравновесности некоторых лерцолитовых минералов. Неравновесность проявилась в четырех (из 14) образцах: Г-43, Кн-2, Кн-35, Б-15. В остальных колебания железистости силикатных минералов в общем синхронны, а в обр. Кн-11, Г-41, Б-16 они совпадают почти полностью. Эти образцы являются наиболее низкотемпературными. В более высокотемпературных ассоциациях проявляется систематическое увеличение железистости у хромдиопсидов и уменьшение ее у ортопироксенов. Это соответствует наблюдениям в шлифах, где хромдиопсид наряду со шпинелью обладает более мелкими размерами и определен как несколько более поздний по отношению к ортопироксену.

Изменение структуры ксенолитов коррелируется с некоторыми особен-



Р и с. 1. Закономерное уменьшение различий в железистости у силикатных фаз ксенолитов Витимского плоскогорья по мере снижения  $T$ , определенной по ортопироксену [14]

а — соотношение железистостей у силикатных фаз ксенолитов: 1 — хромдиоксид, 2 — энстатит, 3 — оливин; б — температуры, определенные по энстатиту [14] и хромдиоксиду [4]; по горизонтали — номера образцов в порядке убывания температуры

ностями вариаций железистости их минералов (рис. 2). Равновесные низкотемпературные лерцолиты обр. Кн-11, Г-41, Б-16 обнаруживают равномернoзернистую директивную структуру с примерно равными размерами зерен пироксена ( $\sim 2-3$  мм) и равновесными границами. Особенностью низкожелезистых энстатитов в обр. Б-17, Г-43, Кн-2 является их крупный размер. Эти минералы можно рассматривать как реликтовые. Обр. Г-43 имеет крупнозернистую структуру с зазубренными неравновесными границами. В нем есть и крупные (5–8 мм), и мелкие (порядка 0,5 мм) зерна, относящиеся, по-видимому, к разным ассоциациям. В обр. Р-31 нет шпинели, а присутствуют псевдоморфозы по гранату. Структуры обр. Р-31 и Б-17 метаморфические, близкие к панидиоморфным.

Таким образом, намечается закономерный переход от одних структур к другим по мере снижения температур, фиксируемых по пироксеновым геотермометрам. Самые высокотемпературные ксенолиты с пониженной  $f_{Pn}$  имеют крупнозернистую метаморфическую структуру либо содержат ее реликты, где отмечается крупный ортопироксен (условия соответствуют его росту) вплоть до порфиروبластического. По мере снижения температуры появляются порфирукластические структуры, далее тектониты,

Таблица 6

Результаты частичных анализов (в вес. %) силикатных минералов из лерцолитовых ксенолитов

Компоненты	К-31	Б-17	Кн-19	Г-43	Кн-35	Кн-2	Кн-3
Оливины							
FeO	10,00	9,94	14,80	9,74	10,25	10,11	9,95
MgO	48,80	48,68	43,39	48,48	48,29	48,33	49,59
CaO	0,029	0,020	0,017	0,015	0,0	0,009	0,012
Fe/(Fe + Mg), ат. %	0,103	0,102	0,160	0,101	0,106	0,104	0,101
Энстатиты							
FeO	5,65	5,37	9,34	5,13	7,71	6,55	6,34
MgO	30,08	30,82	27,78	29,60	29,64	30,27	31,26
CaO	1,12	0,99	0,93	0,92	0,93	0,86	0,84
Fe/(Fe+Mg), ат. %	0,095	0,090	0,142	0,089	0,139	0,086	0,103
T, °C	1310	1266	1270	1273	1252	1221	1216
Диопсиды							
FeO	3,50	3,56	5,30	2,83	2,46	3,38	3,31
MgO	15,64	14,35	13,79	14,96	13,82	14,87	14,96
CaO	17,10	16,26	15,85	19,11	20,13	17,12	18,46
Fe/(Fe+Mg), ат. %	0,112	0,120	0,175	0,093	0,091	0,113	0,108
T, °C	1070	1037	1035	960	865	1036	980
ΔT	240	229	235	313	387	185	236

Примечание. T, °C — температура кристаллизации; ΔT — максимальное отклонение оценок T, °C по разным минералам.

Таблица 7

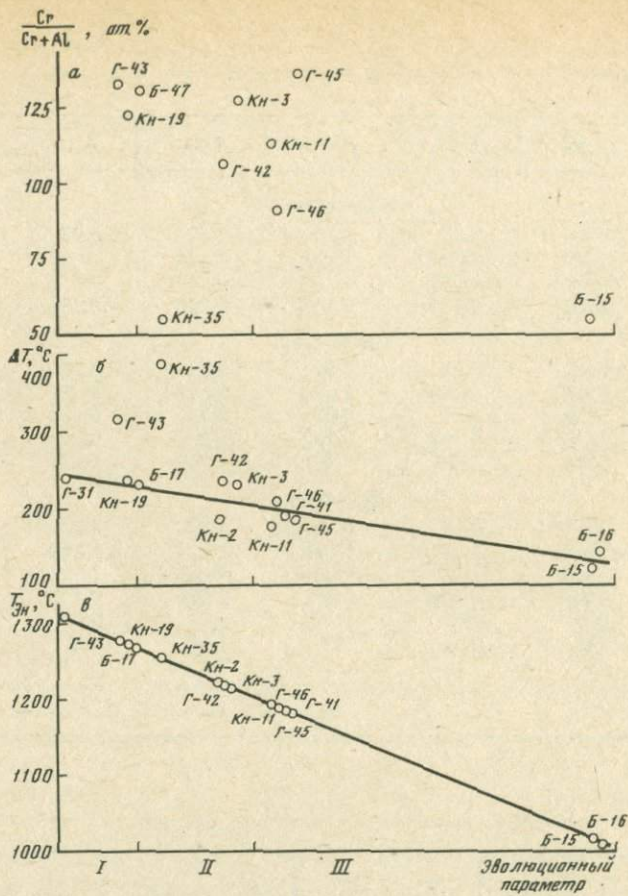
Состав (в вес. % и форм. ед.) шпинелей лерцолитовых ксенолитов

Компоненты	Б-17	Кн-19	Г-43	Кн-35	Кн-3	Г-42	Г-45	Г-46
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	56,56	51,66	56,62	63,35	56,96	58,82	55,86	58,83
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,00	11,38	12,86	5,08	12,32	10,34	13,82	8,79
FeO	12,56	19,49	12,40	11,22	12,28	11,78	11,76	10,91
MgO	18,69	16,76	18,78	19,77	18,78	19,47	19,27	19,41
Сумма	100,81	99,29	100,66	100,21	100,34	100,42	100,71	97,94
Al	1,738	1,565	1,735	1,897	1,746	1,789	1,702	1,817
Cr	0,261	0,249	0,264	0,102	0,253	0,210	0,282	0,182
Fe	0,273	0,444	0,269	0,238	0,267	0,254	0,254	0,239
Mg	0,726	0,682	0,727	0,778	0,727	0,754	0,742	0,758
Сумма	2,998	3,040	2,995	3,017	2,994	3,007	2,997	2,994
Cr								
Cr + Al	0,130	0,123	0,132	0,061	0,127	0,105	0,135	0,090
Fe								
Fe + Mg	0,274	0,432	0,270	0,234	0,268	0,251	0,254	0,239

Ан. Б-17–Б-15 — крупная шпинель; 1–7 — мелкая идиоморфная шпинель из различных ксенолитов.

Г-42	Г-45	Г-46	Кн-11	Г-41	Б-16	Б-15
Оливины						
9,86	9,54	9,66	9,96	9,30	9,82	11,96
48,55	49,08	48,53	48,71	49,44	48,68	46,68
0,014	0,037	0,010	0,009	0,008	0,011	0,0
0,102	0,100	0,100	0,103	0,094	0,101	0,125
Энстатиты						
6,27	5,95	6,28	6,30	5,99	6,28	7,47
31,16	32,08	31,44	31,33	32,14	31,21	29,87
0,89	0,76	0,80	0,80	0,78	0,41	0,42
0,103	0,096	0,102	0,102	0,096	0,103	0,123
1220	1181	1190	1190	1183	1023	1026
Диопсиды						
3,30	3,12	3,15	3,19	2,63	2,87	3,04
14,54	15,16	15,11	15,08	15,78	13,60	13,99
17,76	18,00	18,21	18,43	19,20	19,43	29,93
0,111	0,104	0,106	0,101	0,085	0,103	0,104
981	995	980	1015	995	885	900
239	185	210	175	188	145	126

Кн-11	Б-15	1	2	3	4	5	6	7
57,46	62,61	58,26	59,00	59,82	59,99	61,26	59,68	58,67
10,84	5,44	10,42	6,26	9,65	7,83	6,67	9,82	10,56
10,76	12,41	11,38	12,76	11,35	11,42	11,18	12,22	11,92
19,53	19,22	19,52	17,76	19,93	19,35	19,80	19,23	19,53
98,59	99,68	99,67	95,78	100,75	98,59	98,93	100,95	100,68
1,775	1,890	1,785	1,867	1,805	1,839	1,863	1,801	1,784
0,224	0,110	0,214	0,132	0,195	0,161	0,134	0,198	0,215
0,235	0,256	0,239	0,286	0,242	0,248	0,241	0,261	0,257
0,762	0,733	0,769	0,710	0,760	0,750	0,761	0,733	0,751
2,997	2,989	2,998	2,995	3,002	2,998	3,001	2,993	3,007
0,112	0,055	0,112	0,061	0,098	0,081	0,068	0,099	0,107
0,235	0,256	0,239	0,287	0,241	0,249	0,240	0,261	0,257



Р и с. 2. Изменения отношения  $Cr/(Cr+Al)$  в шпинелях (а),  $\Delta T = T_{Эн} - T_{Дц}$  (б) и температур, определенных по энстатиту  $T_{Эн}$  (в), в зависимости от эволюционного параметра (пояснения в тексте)

I — реликтовые и порфинокластические структуры; II — порфинокластические и тектонизированные структуры; III — равновесные и равномернозернистые структуры

иногда с открытыми залеченными трещинами и потом сравнительно низкотемпературные равновесные равномернозернистые структуры, соответствующие относительно спокойным условиям, когда происходила грануляция двойниковых индивидов, выравнивание границ зерен, залечивание трещин; здесь главный фактор, по-видимому, время. Можно ввести эволюционный параметр, от которого в конечном счете зависит снижение температуры, давления, выравнивание железистостей у силикатных фаз и структурные переходы. В общем случае этот параметр должен иметь размерность времени.

Содержание хрома в шпинелях можно рассматривать как функцию от температуры. Шпинель-оливиновый геотермометр Дж. Фабри [15] основан частично на этом принципе. Этот термометр пока отградуирован недостаточно хорошо, кроме того, для него нужны надежные полные химические

анализы. В табл. 7 даны анализы лишь на три компонента ( $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ), а содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$  определено, исходя из стехиометрии. Однако колебания  $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$  при равных значениях  $f_{\text{Oл}}$  дают представления о колебаниях температуры. В общем видно, что она изменяется неравномерно, скачкообразно, т.е. шпинель может быть неравновесна основным фазам, хотя и имеется тенденция к снижению по мере уменьшения температур, определенных по пироксенам (см. рис. 1). Была исследована зависимость состава шпинелей от их форм. Мелкие (менее 0,5 мм) зерна относительно хорошо ограниченной октаэдрической шпинели оказались несколько менее хромистыми (см. табл. 7, ан. 4–6). Эти шпинели, вероятнее всего, кристаллизовались в ксенолитах, где процессы подплавления проявлены наиболее сильно.

Можно подвести основные итоги исследования ксенолитов Витимского плоскогорья.

1. По мере снижения температуры и давления наблюдается смена минеральных парагенезисов, соответствующая переходу от гранатового к шпинелевому периодотиту. Она зафиксирована в разложении пироба, разных по химизму типах шпинели, а также в отличающихся соотношениях железистости у силикатных фаз ксенолитов.

2. Установлена последовательность развития структур мантийных пород от крупнозернистой реликтовой через порфирокластическую к равномернозернистой, отражающая смену во время тектонических и температурных условий.

3. В ксенолитах отмечены признаки хрупких деформаций, которые обнаруживаются в трещинах, пересекающих крупные зерна и заполненных либо мелкозернистой ассоциацией, либо дорастающими прилегающими зернами, а также в структурных каналах, где шпинель выделяется совместно с хромдиопсидом, мелким оливином и редко ортопироксеном.

4. Обнаружены неравновесные ассоциации, которые проявляются в том, что в некоторых ксенолитах железистости минералов резко отличаются, кроме того, разница в определении температур по орто- и клинопироксенам составляет значительную величину. Все эти данные позволяют установить приблизительную последовательность событий и связать их в единую схему (см. рис. 2; табл. 8). Отдельные этапы схемы отвечают разным режимам давления и температуры в мантии. Отмечаемые в некоторых случаях переходы между этапами позволяют рассматривать их последовательность как результат медленного подъема (всплывания) вещества в мантии. Схема представляется пока недостаточно обоснованной в деталях и требует дальнейшей проверки, но, думается, отражает основные моменты.

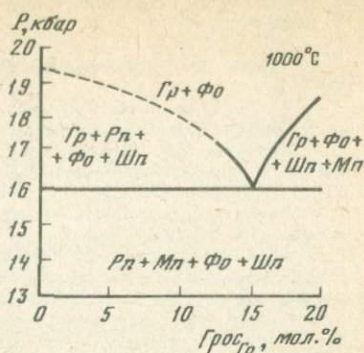
Ранняя история характеризуется медленным всплыванием мантийного вещества. Механизм этого явления пока недостаточно ясен, но гипотеза мантийных астенолитов к настоящему времени приобретает все больше сторонников. Снижение давления сопровождается перестройкой составов главных фаз за счет твердофазных реакций перехода от пиробового к шпинелевому лерцолиту. Имеются экспериментальные работы, посвященные этому явлению. Основной результат работы Д. Дженкинса и Р. Ньютона [16], которые изучали реакцию  $\text{Fo} + \text{Gr} \rightarrow \text{Pn} + \text{Mn} + \text{Шп} + \text{Fo}$  в присутствии воды, заключается в том, что они определили довольно широкий интервал существования промежуточных ассоциаций  $\text{Fo} + \text{Gr} + \text{Pn} + \text{Шп}$  (для распада пироба с содержанием гроссуляра  $< 15\%$ ) или  $\text{Fo} + \text{Gr} + \text{Mn} + \text{Шп}$  ( $> 15\%$  гроссуляра). Он составляет 3 кбар (от 16 до 19 кбар). Х.О'Нейл [19] показал также, что добавка хрома в природных системах еще несколько повышает величину  $T$  и  $P$ . Однако это не влияет на относительную ширину интервала. Интересно, что ксенолит, где описан гранат в сростании со шпи-

Таблица 8

Схема эволюции мантийного вещества в пределах Витимского плоскогорья

Давление, кбар	Этап	Порода	Структура и структурные изменения	Ассоциации и пограничные реакции	Знак движения
19	Глубинные мантийные условия	Гранатовый перидотит	Крупнозернистая, равновесная, панидиоморфная	Пироп (15%grossуляра) + форстерит ± протопироксен, $Gr_1 + \Phi_1$	Сжатие
	Медленно вертикальное перемещение (всплывание астенолита)	Пироп-шпинелевый гарцбургит	Реликты крупных зерен граната, форстерита и, возможно, протопироксена в средне-мелкозернистой ( $Ol + Pn + Шп$ состава) основной массе	$Gr_2 + \Phi_2 + Pn_1 + Шп_1$ ; $Pn$ ( $f < 9\%$ ) + $Ol$ ( $f = 10$ ) + $Шп$ ( $Cr_2O_3 - 26\%$ ) ± $Gr$	
16		Шпинелевый гарцбургит	Средне крупнозернистая структура с крупным энстатитом, реже его порфириобласты	$Gr_2 + \Phi_2 + Pn_1 + Шп_1$	
	Всплывание (пластическое течение)	Шпинелевый лерцолит	Образование порфирокласт по крупным зернам оливина	$\Phi_3 + Pn_2 + Mn_1 + Шп_2 + Pn + Ol + Mn$ ( $\gamma$ моноклинного пироксена $f$ чуть выше) + $Шп$ (13% $Cr_2O_3$ )	
	Образование разломов	То же	Хрупкие деформации; перераспределение $Шп$ и $Mn$ в каналах и трещинах	Образование в основном $Шп$ (9–12% $Cr_2O_3$ )	Растяжение
	Стабильные условия	"	Залечивание трещин, выравнивание границ между зернами, грануляция, порфирокласт (главный фактор — время)	$Pn + Ol + Mn$ (с равными железистостями) + $Шп$ ; $\Phi_3 + Pn_2 + Mn_2 + Шп_3$	
?	Разломообразование и трещины отрыва	"	Образование трещин и заполнение их мелкозернистой лерцолитовой ассоциацией минералов	$\Phi_4 + Pn_3 + Mn_3 + Шп_4$ ; $Pn + Ol + Mn + Шп$ ( $Cr_2O_3 - 5-8\%$ )	
	Условия подъема базальтовой магмы в подводящих каналах	Измененный лерцолит	Каемки по пироксенам, губчатые пироксены	Реакции инконгруэнтного плавления $Pn$ на границе базальтовый расплав — ксенолит; образование амфибола и битовнита в псевдоморфозах по гранату	

Р и с. 3. Результаты изучения перехода пироповый перидотит—шпинелевый лерцолит при температуре 1000 °С в координатах молекулярное содержание гроссуляра в гранате—давление  $P$  [16]



нелю [3], имеет именно гарцбургитовый состав, т.е. является переходной ассоциацией. Известен симплектит высокохромистой шпинели с ортопироксеном по гранату, который тоже соответствует гарцбургиту [20], причем ортопироксен в нем более магнезиальный, чем в других ксенолитах, обнаруженных там же. Появление при снижении давления сначала более магнезиального пироксена представляется логичным, поскольку Mg имеет меньший орбитальный радиус, чем Fe. Аналогично пироповая молекула появляется в глубинных гранатах. Ксенолиты, в которых сосуществуют все пять фаз:  $Gr + Ph + Mn + Pr + Sp$  [14], вряд ли являются равновесными, хотя Х.О'Нейл [19] сравнивал по ним различные геотермометры.

На рис. 3 приведена диаграмма, иллюстрирующая результаты эксперимента Д. Дженкинса и Р. Ньютона [16]. С ее помощью объясняются различия в железистости у двух крайних групп ксенолитов витимских базальтов (см. рис. 2). В первой  $f_{Pr} < f_{Ol} < f_{Mn}$ , а во второй железистости силикатных фаз равны. Первая соответствует медленному снижению давления на ранней стадии и росту высокомагнезиального ортопироксена, и уже в условиях  $P < 16$  кбар происходила перестройка с образованием высокожелезистого диопсида. Вторая крайняя группа, где железистости всех силикатных минералов равны, соответствует либо быстрому переходу из пироповой фации в шпинелевую с полной перестройкой вплоть до переплавления, либо долгому пребыванию в условиях последней. Промежуточная группа, где железистости оливина и ортопироксена равны, а у клинопироксена чуть выше, могла образоваться за счет первой в результате долгого пребывания в условиях меньшего давления. В первой группе пироксены крупные, округлые, как бы оплавленные, во второй все фазы равновесны, структура более равнозернистая. Степень идиоморфизма пироксенов должна зависеть от состава первичного пиропового граната (и в конечном счете от химического состава породы); если гроссуляровый минерал составляет  $< 15\%$ , то идиоморфнее должен быть ортопироксен, а если  $> 15\%$ , то клинопироксен. Для витимских ксенолитов, по-видимому, более характерен первый случай.

Образование резко неравновесных ассоциаций (см. рис. 2) в трещинах и каналах следует отнести к смене условий в мантии, когда преобладающими стали хрупкие деформации в условиях растяжения. Смена режима вызвана, скорее всего, теми же силами, за счет которых возник байкальский рифт. И хотя процесс рифтообразования на Витимском плоскогорье, по мнению некоторых авторов [7], в чистом виде не проявился, структурные преобразования на фланге в итоге должны были способствовать появлению трещин, разломов и, наконец, частичному плавлению лерцолитовой мантии.

1. Белов И.В. Трахибазальтовая формация Прибайкалья. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 372 с.
2. Владимиров Б.М., Волянюк Н.Я., Пономаренко А.Н. Глубинные включения из кимберлитов, базальтов и кимберлитоподобных пород. М.: Наука, 1976. 283 с.
3. Волянюк Н.Я., Семенова В.Г., Елизарова Т.И., Бондарева Г.В. Включения пиропового и пироп-шпинельного перидолита из базальтов Витимского плоскогорья. — Докл. АН СССР, 1976, 228, № 3, с. 693—696.
4. Глубинные ксенолиты и верхняя мантия / Под ред. В.С. Соболева и др. Новосибирск: Наука, 1975. 269 с.
5. Йодер Х. Образование базальтовой магмы. М.: Мир, 1979. 173 с.
6. Кележинская В.В. Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и их глубинные включения. М.: Наука, 1979. 250 с.
7. Киселев А.И. Кайнозойский вулканизм Байкальской рифтовой зоны: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Иркутск: ИЗК АН СССР, 1981. 49 с.
8. Киселев А.И., Медведев М.Е. Перидотитовые включения в кайнозойских трахибазальтах Прибайкалья. — Докл. АН СССР, 1969, 187, № 6, с. 1383—1385.
9. Киселев А.И., Медведев М.Е., Головкин Г.А. Вулканизм Байкальской рифтовой зоны и проблемы глубинного магмообразования. Новосибирск: Наука, 1979. 195 с.
10. Крюков А.В., Крюкова З.В. Пиропы из трубки Тергетской. — Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края, 1962, вып. 3, с. 131—140.
11. Куталин В.А. Проблема петрологии и петрохимии базальтов. Новосибирск: Наука, 1972. 206 с.
12. Макдональд Г. Вулканы. М.: Мир, 1975. 431 с.
13. Рассказов С.В. Кайнозойский вулканизм хребта Удокан: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск: ИЗК АН СССР, 1982. 16 с.
14. Boyd F.R., Nixon P.H. Structure of the upper mantle beneath Lesoto. — Carnegie Inst. Wash. Yearb., 1973, 72, p. 431—445.
15. Fabries J. Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes. — Contribs. Miner. and Petrol., 1979, 69, N 4, p. 329—337.
16. Jenkins D.M., Newton R.C. Experimental determination of the spinel peridotite to garnet peridotite inversion at 900°C and 1000°C in the system CaO—MgO—SiO<sub>2</sub>, and at 900°C with natural garnet and olivine. — Contribs. Miner. and Petrol., 1979, 68, N 4, p. 407—420.
17. Kryukov A.V. Genesis of pyrope peridotite inclusions in the pipes of North Minusinsk depression and their comparison with peridotites of the Ceshke Stredohori. — Kryshtalinikum, 1966, N 4, p. 18—29.
18. Mercier J.-C.C., Nicolas A. Textures and fabrics of upper-mantle peridotites as illustrated by xenolith from basalts. — J. Petrol., 1975, 16, N 2, p. 454—488.
19. O'Neill H.St.C. The transition between spinel lherzolite and garnet lherzolite and its use geobarometer. — Contribs. Miner. and Petrol., 1981, 77, p. 185—194.
20. Wallace R.S. Mineralogy and petrology of xenolith in a deatrem from South Westland, New Zealand. — Contribs. Miner. and Petrol., 1975, 49, p. 191—195.

Э.А. Клюева, К.Т. Буданова, А.Г. Краева

## МОДЕЛЬ ФАЗОВЫХ ПРЕВРАЩЕНИЙ В МНОГОКОМПОНЕНТНОЙ СИСТЕМЕ МЕТАБАЗИТОВЫХ ПОРОД ЮГО-ЗАПАДНОГО ПАМИРА

В работах Ф.А. Скрейнемакерса, Д.С. Коржинского, В.А. Жарикова, Н.С. Курнакова, В.П. Радищева, А.С. Бережного, А.Г. Краевой и др. описывались свойства природных и искусственных систем и устанавливалось их поведение. Изучая их, мы пришли к формированию круга задач специальной геометрии, возникшей в результате рассмотрения многофазных систем с двух точек зрения: 1) в системе соблюдается баланс по всем или некоторым компонентам; 2) в связи с соблюдением баланса и по правилу фаз возникают ситуации, когда группы фаз исключают друг друга или могут сосуществовать, вследствие чего можно говорить об отображении обменных процессов в пространстве интенсивных параметров.

Традиционно рассматриваются три пространства: 1) пространство составов, в котором формируется выпуклый полиэдр — полиэдр составов; 2) пространство интенсивных параметров; 3) декартово произведение этих пространств, в котором находится некоторая геометрическая конструкция, называемая диаграммой состояния. Последняя может быть спроецирована на полиэдр составов и на пространство "внешних" факторов. Средством изучения связи между этими моделями является введенный А.Г. Краевой [5] граф, представляющий симплициальные комплексы. В последних каждый набор точек соответствует совокупности фаз некоторой системы, находящейся в определенном состоянии.

В настоящей работе применены алгоритмы [4, 5], позволяющие рассматривать фазовые превращения практически с любым числом компонентов, но пока при постоянных (фиксированных) составах минералов. При большой разнице между числом компонентов и фаз диаграмма становится очень сложной. Природные ограничения по составу пород приводят к тому, что реализуется только часть ее элементов. Ограничения системы по составу задаются кусочно-линейной регрессией границы подсистемы (области разброса химических составов), а задача отыскания реализуемых элементов в этой подсистеме решается сопоставлением ее с фигурой конверсии (в частном случае — точкой конверсии). Фигурой конверсии является геометрическая конструкция множества химических составов, в которых идет полный обмен компонентами между фазами и полностью осуществляется реакция между фазами с исчезновением всех реагировавших минералов. Фигуры конверсии имеют важные приложения и в технологических задачах [4].

Эти задачи решаются на примере докембрийских метаморфических пород хорогского комплекса Юго-Западного Памира. Хорогский комплекс расположен в виде субмеридиональной полосы шириной 5–15 км между горанской серией на западе и шахдаринской серией на востоке, относимых к раннему докембрию. Рассмотренный пример, кроме выводов, важных для метаморфической петрологии, имеет методическое значение.

Ортометаморфические или метамагматические образования хорогского ортокомплекса на Юго-Западном Памире являются с этой точки зрения весьма интересными породами, так как сохранили во многих случаях реакционные структуры и минералы магматической стадии, несмотря

на сложную полиметаморфическую эволюцию [2]. Поэтому наблюдаемые в шлифах коронитовые (друзитовые) структуры со сложными, многоступенчатыми коронами метаморфогенных минералов между минералами магматической стадии позволяют в известной степени контролировать достоверность построенных на основе расчета фазовых соотношений с применением алгоритмов диаграмм минеральных равновесий.

Впервые подобная диаграмма построена Т.М. Блинчик [1] для эклогитоподобных пород и "основных" чарнокитов Юго-Западного Памира. Диаграмма в целом правильно отражает метаморфические реакции (эклогитизация основных пород и последующую амфиболитизацию), хотя и имеет некоторые противоречия с реально наблюдаемыми взаимоотношениями минералов, а именно — равновесность граната и плагиоклаза, ортопироксена и амфибола, более высокотемпературное положение сфена относительно ильменита в большинстве реакций. Эти противоречия объясняются, по нашему мнению, двумя обстоятельствами. Во-первых, для расчетов взяты усредненные составы реагирующих минералов, в то время как микронзондовые анализы показали неравномерность составов минералов, зональность их. Во-вторых, ввиду сложной полиметаморфической истории развития региона взаимоотношения минералов во времени менялись. Так, например, при эклогитизации пород в гранулитовом цикле метаморфизма основной плагиоклаз и клинопироксен (или гиперстен) магматической стадии замещались метаморфогенными гранатом и клинопироксеном; неполнота реакций выразилась в сохранности какой-то части плагиоклаза, в среднем андезинового состава. При диафорезе эклогитоподобных пород в амфиболитовом цикле гранат начинает замещаться плагиоклазом, натриевый пироксен распадается на симплектиты роговой обманки и кислого плагиоклаза. Дальнейшее снижение температуры и давления (третий цикл метаморфизма) приводит к преобразованию эклогитоподобных пород и гранатовых амфиболитов в обычные амфиболиты. При этом меняются составы минералов [3]. Эти объективно существующие трудности при подборе матриц составов отразились как на упомянутой диаграмме, так и на приводимых в настоящей работе. Очевидно, что каждому циклу метаморфизма в разных классах пород соответствуют свои реакционные взаимоотношения минералов, их составы и как следствие этого — диаграммы фазовых состояний. Однако степень изученности геологического материала и разработанности методов для систем с переменными составами на сегодняшний день позволяет нам пока провести по необходимости упрощенный анализ на качественной основе. Тем не менее результаты исследования оказывают существенную помощь в расшифровке последовательности изменения параметров метаморфизма столь сложного геологического объекта, как Юго-Западный Памир.

Диаграммы построены для: 1) метагипербазитов в двух вариантах — наиболее магнезиальных и наиболее железистых; 2) metabазитов, здесь выбраны три варианта диаграмм — для наименее и наиболее железистых эклогитоподобных пород и магнезиальных (двупироксен-гранатовых) сланцев; 3) гранитоидов чарнокитовой формации. В настоящей работе будут охарактеризованы три диаграммы: для наиболее магнезиальных метагипербазитов, базитов и чарнокитов; поскольку составы минералов в наиболее железистых базитах близки к таковым в чарнокитах, а валовые составы и минералы наиболее железистых метагипербазитов сходны с таковыми в наиболее магнезиальных metabазитах, то диаграммы для них во многом повторяют друг друга и здесь не приводятся.

**Метагипербазиты.** Составы минералов для расчета даны в табл. 1, точек конверсии — в табл. 2.

Таблица 1

## Матрица составов ультрабазитов (первая группа)

Обр. 1056*	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Плотность (уд. вес)	Число атомов кислорода
<i>Бу</i>	2,80	0,3	1,41	0,13	0,73	1,7	0,03	0,07	0,83	2,88	10,88
<i>Кп</i>	1,99	0	0,1	0	0,16	0,85	0,59	0,06	0	3,35	15,37
<i>Гр</i>	3,02	0	1,94	0	0,98	1,49	0,54	0	0	4,08	15
<i>Амф</i>	6,41	0	1,82	0	1,14	3,64	1,76	0,93	0,2	3,18	12,66
<i>Пл</i>	2,5	0	1,5	0	0	0	0,5	0,5	0	2,68	16
<i>Ол</i>	0,99	0	0	0	0,41	1,61	0	0	0	3,42	13,29
<i>Сф</i>	1	1	0	0	0	0	1	0	0	3,51	16,5
<i>Ил</i>	0	1	0	0	1	0	0	0	0	4,75	15
<i>Мг</i>	0	0	0	2	1	0	0	0	0	5,17	13,35
<i>Шп</i>	0	0	1,17	0	0,7	0,37	0	0	0	4,15	12,61
<i>Орп</i>	1,97	0	0,4	0	0,34	1,6	0,02	0	0	3,25	15,01
Атомный вес	28,09	47,9	26,98	55,85	55,85	24,3	40,08	22,99	3,91		
										H <sub>2</sub> O	См <sup>3</sup> /моль
<i>Кп</i>	5,31	0	0,27	0	0,43	2,27	1,57	0,15	0	0	68,9
<i>Гр</i>	3,79	0	2,43	0	1,23	1,87	0,68	0	0	0	104,5
<i>Амф</i>	3,58	0	1,02	0	0,64	2,03	0,98	0,52	0,11	1,12	272,9
<i>Пл</i>	5	0	3	0	0	0	1	1	0	0	101,5
<i>Ол</i>	3,29	0	0	0	1,36	5,35	0	0	0	0	84,3
<i>Сф</i>	3,3	3,3	0	0	0	0	3,3	0	0	0	55,7
<i>Ил</i>	0	5	0	0	5	0	0	0	0	0	25,3
<i>Мг</i>	0	0	0	6,7	3,3	0	0	0	0	0	84,1
<i>Шп</i>	0	0	5,22	0	3,13	1,65	0	0	0	0	73,3
<i>Орп</i>	4,46	0	1,0	0	0,86	4,03	0,05	0	0	0	69,9
H <sub>2</sub> O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	10	180
<i>Бу</i>	2,8	0,3	1,41	0,13	0,73	1,7	0,03	0,07	0,83	2	147

\* Анализы минералов пересчитаны на кристаллохимические формулы.

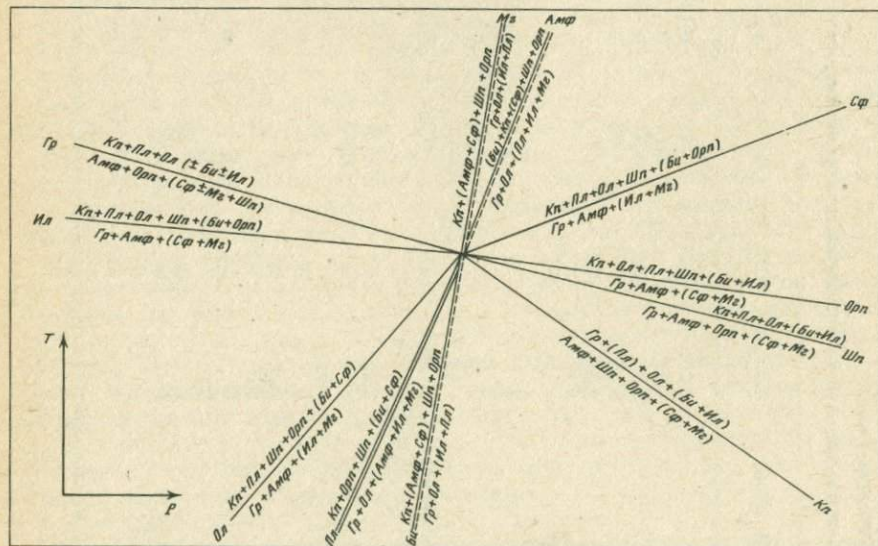
Таблица 2

Точки конверсии в ультрабазитах

№ п/п	Реакция	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
1	(Бу, Мг) *	35,1	2,1	15,1	0
2	(Кп)	35,5	2,1	14,4	0,02
3	(Гр)	41,7	1,8	8,4	0,05
4	(Амф)	35,1	2	15,7	0,004
5	(Пл)	35,3	1,8	15,8	0,01
6	(Ол)	39,1	0,56	19,1	0,03
7	(Сф)	39,9	0,13	18,3	0,05
8	(Ил)	38,9	0,1	18,4	0,05
9	(Шп)	43,6	1,55	8,8	0,05
10	(Орп)	38,8	0,15	18,7	0,05
11	(Бу, Мг)	35,1	2,1	15,1	0

\* Здесь и в табл. 4, 6 в скобках указаны минералы, отсутствующие в реакциях.

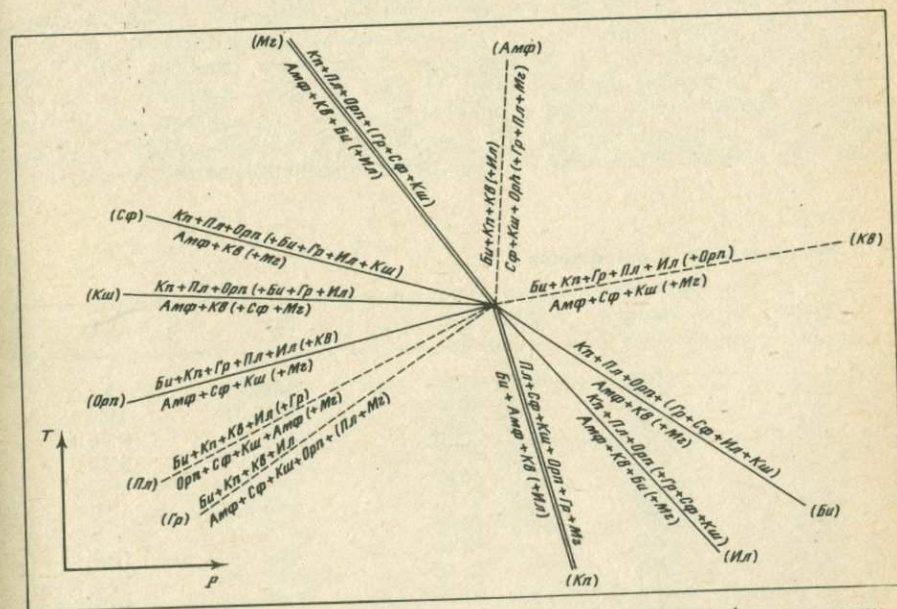
Сравнение диаграммы состояний на рис. 1 с наблюдаемыми взаимоотношениями минералов в шлифах показывает, что "реальные" реакции преимущественно в левой части диаграммы, т.е. осуществляющиеся при относительно пониженных давлениях. Параметры метаморфизма в гранулитовом цикле оцениваются по различным геотермометрам и геобарометрам, минеральным парагенезисам и составу минералов в разных классах пород как  $P = 9-11$  кбар,  $T = 700-800^\circ\text{C}$  с некоторым снижением давления и повышением температуры в конце цикла; во втором (амфиболитовом) цикле —  $P = 7-8$  кбар,  $T = 700-600^\circ\text{C}$  [2, 3]. Поэтому реакции перехода шпинелевый перидотит → гранатовый перидотит в описываемых породах не проявлены (реакции 1, 4, 5, 11), т.е. не образуется равновесная ассоциация



Р и с. 1. Минеральные реакции в метагипербазитах хорогского комплекса

FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
14,1	29,1	4,1	0,36	0,04
13	29,9	4,1	0,8	0,2
8,9	29	7	2,65	0,5
14	28,6	4,4	0,2	0,02
13,8	28	4,89	0,3	0,1
10,8	20	8,1	2,01	0,3
10,1	20,2	8,41	2,41	0,5
10	20,4	9	2,55	0,6
8,1	27,6	7,95	2,8	0,5
10	20,3	8,8	2,6	0,6
14,1	29,1	4,1	0,36	0,04

Гр + Ол. Появление метаморфогенного граната в гипербазитах контролируется реакциями 6, 8, т.е. происходит изобарически при остывании гипербазитов в гранулитовый этап или при небольшом повышении давления во втором цикле (метаморфизм фации дистеновых гнейсов). Вполне соответствует действительности вывод, следующий из анализа соотношений окислов в табл. 2 (точек конверсии), о незавершенности некоторых реакций, так что в породах сохраняются минералы магматической стадии (малокальциевые ортопироксены, оливин, шпинель, плагиоклаз). При снижении температуры сначала реагируют Ол, Кп, Пл с образованием вторичных



Р и с. 2. Минеральные реакции в метагипербазитах хорогского комплекса (вариант магнетических эклогитоподобных пород)

Таблица 3

Матрица составов метабазитов (вторая группа)

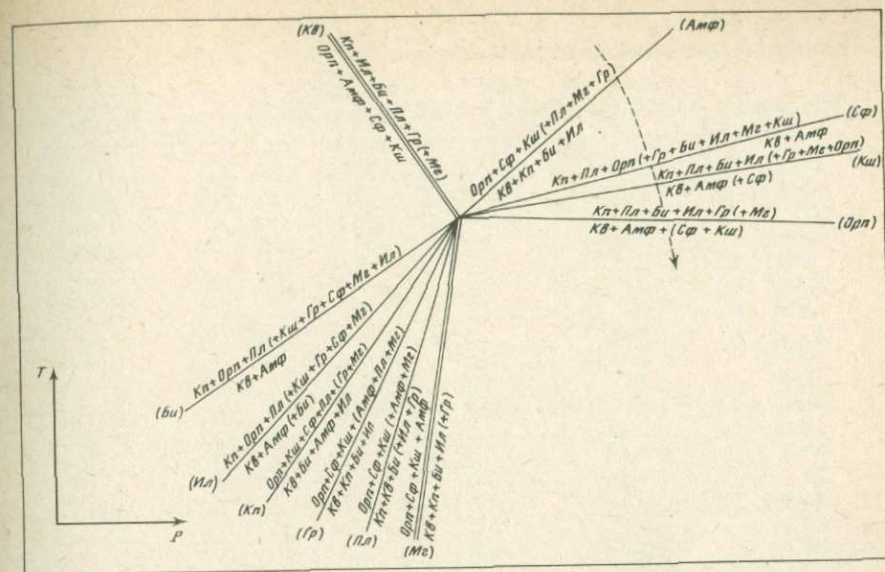
Минералы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O
Би	2,75	0,27	1,4	0,14	0,73	1,63	0,04	0,08	0,83	2
Кл	2	0	0,17	0	0,26	0,6	0,88	0,07	0	0
Гр	3	0	1,96	0	1,46	0,53	1,05	0	0	0
Амф	6,27	0,13	2,47	0	1,85	2,48	1,74	0,64	0,16	2
Пл	2,6	0	1,4	0	0	0	0,4	0,6	0	0
Кв	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Сф	1	1	0	0	0	0	1	0	0	0
Ил	0	1	0	0	1	0	0	0	0	0
Мз	0	0	0	2	1	0	0	0	0	0
Кш	3	0	1	0	0	0	0	0	1	0
Орп	1,92	0,01	0,13	0,03	0,74	1,14	0,02	0	0	0
Би	2,79	0,27	1,42	0,14	0,74	1,65	0,04	0,08	0,84	2,02
Кл	5,03	0	0,43	0	0,65	1,5	2,21	0,18	0	0
Гр	3,75	0	2,45	0	1,83	0,66	1,31	0	0	0
Амф	3,53	0,07	1,39	0	1,05	1,4	0,98	0,36	0,09	1,13
Пл	5,2	0	2,8	0	0	0	0,8	1,2	0	0
Кв	10	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Сф	3,3	3,3	0	0	0	0	3,3	0	0	0
Ил	0	5	0	0	5	0	0	0	0	0
Мз	0	0	0	6,7	3,3	0	0	0	0	0
Кш	6	0	2	0	0	0	0	0	2	0
Орп	4,81	0,03	0,33	0,08	1,85	2,85	0,06	0	0	0

Амф, Ол, Шл (?), затем эти же минералы + Шл реагируют с образованием Гр и Амф. Таким образом, поле магнезиальных парагенезисов метабазитов по давлению ограничивается положением реакции (Пл). Из сравнения положений реакций (Ил) и (Ол) следует важный вывод о том, что гранатизация пород с оливином может осуществляться и без повышения давления, однако она невозможна в приповерхностных условиях, где вместо шпинелевых перидотитов кристаллизуются их малогу-

Таблица 4

Точки конверсии в метабазитах

№ п/п	Реакция	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
1	(Бу)	48,24	0,69	13,4
2	(Кл)	48,33	3	12,8
3	(Гр)	46,62	5,34	9,43
4	(Амф)	48,27	5,31	9,47
5	(Пл)	45,94	5,24	9,65
6	(Кв)	41,82	3,86	13,9
7	(Сф)	47,76	0,73	13,5
8	(Ил)	48,59	0,78	13,3
9	(Мз)	48,46	2,24	13
10	(Кш)	46,12	1,42	13,5
11	(Орп)	42,32	3,53	14,3



Р и с. 3. Минеральные реакции в чарнокитах хоргоского комплекса

бинные аналоги — плагиоклазовые. Вместе с тем для появления граната в безоливиновых парагенезисах требуются более глубокие условия, где устойчивы и шпинелевые перидотиты, как это наблюдается на Юго-Западном Памире.

На не приведенной здесь диаграмме для наиболее железистых ультраосновных пород в поле пониженных давлений локализуются реакции, отражающие прогрессивную амфиболлизацию пород. Наиболее высокотемпературны среди них реакции с образованием оливин-амфиболовых парагенезисов — кортландитов и шпинель-ортопироксен-амфиболовых пироксенитов, широко распространенных в районе. В относительно низкотемпературных условиях в них появляется немного граната, однако главная мас-

	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
	0,21	10,3	13,5	9,41	3,47	0,85
	0,45	10,3	13,5	6,08	2,44	3,11
	0,89	10,2	14,2	7,47	1,07	4,8
	0,81	9,87	13,9	6,52	0,98	4,9
	0,76	10,3	14,4	7,94	1,06	4,71
	0,54	9,89	12,8	11,1	2,88	3,25
	0,24	10,4	13,6	9,5	3,51	0,85
	0,24	10,1	13,6	8,87	3,3	1,25
	0,3	10,2	13,6	7,07	2,73	2,5
	0,32	10,5	13,6	10,2	3,49	0,9
	0,5	9,52	12,2	11,5	3,15	2,91

Таблица 5

Матрицы составов чарнокитов (третья группа)

Минералы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
<i>Орп</i>	1,98	0,003	0,03	0
<i>Кп</i>	1,99	0,004	0,04	0
<i>Гр</i>	3	0	1,99	0
<i>Амф</i>	6,1	0,25	2,05	0,38
<i>Пл</i>	2,6	0	1,4	0
<i>Кв</i>	1	0	0	0
<i>Сф</i>	1	1	0	0
<i>Бу</i>	3,15	0,26	1,26	0,13
<i>Ил</i>	0	1	0	0
<i>Мг</i>	0	0	0	2
<i>Кш</i>	3	0	1	0
<i>Орп</i>	4,94	0,01	0,075	0
<i>Кп</i>	4,96	0,01	0,1	0
<i>Гр</i>	3,74	0	2,48	0
<i>Амф</i>	3,43	0,14	1,15	0,21
<i>Пл</i>	5,2	0	2,8	0
<i>Кв</i>	10	0	0	0
<i>Сф</i>	3,3	3,3	0	0
<i>Бу</i>	3,15	0,26	1,26	0,13
<i>Ил</i>	0	5	0	0
<i>Мг</i>	0	0	0	6,7
<i>Кш</i>	6	0	2	0

	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O
	1,02	0,96	0,01	0	0	0
	0,43	0,63	0,87	0,05	0	0
	2,0	0,46	0,58	0	0	0
	2,36	1,90	1,93	0,49	0,38	2,0
	0	0	0,4	0,6	0	0
	0	0	0	0	0	0
	0	0	1	0	0	0
	0,94	1,26	0	0,02	0,98	2,0
	1	0	0	0	0	0
	1	0	0	0	0	0
	0	0	0	0	1	0
	2,55	2,4	0,025	0	0	0
	1,07	1,57	2,17	0,12	0	0
	2,49	0,57	0,72	0	0	0
	1,32	1,07	1,08	0,27	0,21	1,12
	0	0	0,8	1,2	0	0
	0	0	0	0	0	0
	0	0	3,3	0	0	0
	0,94	1,26	0	0,02	0,98	2
	5	0	0	0	0	0
	3,3	0	0	0	0	0
	0	0	0	0	2	0

Таблица 6

Точки конверсии в чарнокитах

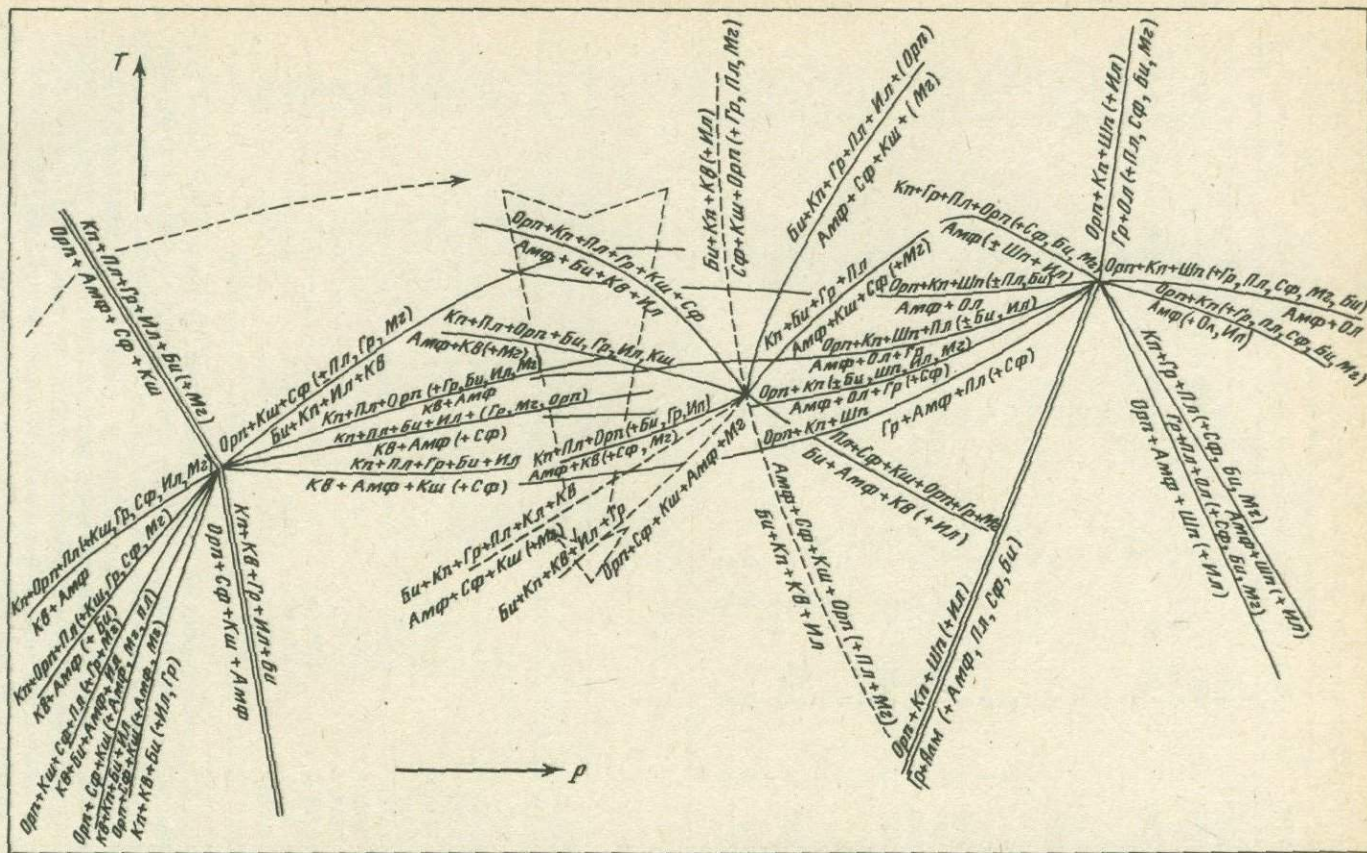
№ п/п	Реакция	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
1	( <i>Кш</i> )	43,3	2,7	11,4
2	( <i>Мг</i> )	46,3	5,49	7,9
3	( <i>Ил</i> )	47,35	1,36	11,1
4	( <i>Бу</i> )	47,2	1,34	11,1
5	( <i>Сф</i> )	45,6	1,39	11,4
6	( <i>Кв</i> )	42	4,07	10,5
7	( <i>Пл</i> )	47,2	5,81	7,29
8	( <i>Амф</i> )	48,9	6,07	7,23
9	( <i>Гр</i> )	48	6,04	7,16
10	( <i>Кп</i> )	47,8	4,32	10,7
11	( <i>Орп</i> )	43,2	2,69	11,5

	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
	2,13	13,1	10,6	11,9	2,74	2,13
	0,65	13,5	12,1	8,38	0,82	4,81
	2,05	12,7	10,4	10,2	2,6	2,2
	2,07	12,8	10,3	10,5	2,65	2,07
	2,13	13,2	10,6	10,8	2,75	2,13
	1,55	13,9	11,7	10,9	1,98	3,46
	0,67	13,5	12,2	7,77	0,51	5,1
	0,7	13	11,7	6,59	0,49	5,37
	0,67	13,2	12	7,16	0,56	5,25
	1,64	13,2	10,2	6,11	1,63	4,44
	2,12	13,1	10,5	12	2,73	2,19

са граната и амфибола образуется на заключительной стадии, в результате чего возникают гранатовые амфиболиты — наиболее распространенная среди метабазитов группа пород.

**Метабазиты.** Метабазиты минералогически отличаются от метагипербазитов отсутствием оливина и шпинели и появлением кварца и калиевого полевого шпата (в антипертитах). В них также увеличиваются кальциевость и железистость граната, амфибола, уменьшается основность плагиоклаза. Составы минералов для расчета наименее железистых пород приведены в табл. 3, точки конверсии — в табл. 4.

В этой системе с ростом температуры (рис. 2) происходит смена ассоциации *Бу + Амф + Кв* ассоциацией *Орп + Кп + Гр + Пл* (прочие минералы в реакции участвуют незначительно). В хорогском ортокомплексе такие реакции отражают температуры в конце гранулитового цикла метаморфизма — образование мигматитов с чарнокитовыми парагенезисами в лейкоosome. Более ярко выражены, однако, реакции левой части диаграммы, где за счет ортомагматической ассоциации *Кп + Орп + Пл* с добавлением метаморфогенных *Бу, Гр* образуется ассоциация *Амф + Кв*, одновременно за счет граната частично образуется магнетит. Ортопироксен и



Р и с. 4. Схема сопоставления минеральных реакций в разных классах пород и эволюция метаморфизма хорогского комплекса

биотит (иногда плагиоклаз) в ходе этой реакции исчезают, формируются эклогитоподобные породы с амфиболом и гранатовые амфиболиты. Ортопироксен сохраняется лишь в еще более магнезиальных (бескварцевых) породах, переходных к метагипербазитам. На первой стадии [реакции (Сф)] и (КПШ) образуется амфибол с примесью магнетита, на второй стадии [реакция (Орп)] биотит реагирует с другими темноцветными минералами, образуя амфибол, сфен, калиевый полевой шпат. Реакция осуществляется лишь частично из-за бедности пород  $K_2O$ , более представительна она в чарнокитах. Не находят пока удовлетворительного объяснения реакции (Пл) и (Гр), однако для рассматриваемой группы составов породы без этих минералов практически неизвестны в районе, что подтверждается также точками конверсий для этих реакций: они возможны только при высоком содержании  $TiO_2$  и  $K_2O$  и низком —  $Al_2O_3$  и  $CaO$ .

Диаграмма, составленная для наиболее железистых метабазитов, мало отличается от рассмотренной выше, большинство рассчитанных уравнений реакций отличаются от предыдущих, как правило, незначительными деталями — меняются коэффициенты реакций, иногда меняются местами магнетит и ильменит, сфен и ильменит. Реакции, где изменения наиболее существенны, в породах такого состава осуществляться не могут, они проходят в другой группе пород — в чарнокитах.

**Чарнокиты.** Чарнокиты содержат многочисленные ксенолиты описанных пород, что дает основание считать последние тугоплавкими реститами при плавлении гранулитобазитового слоя. Плавление в условиях высокого общего давления, относительной сухости системы и специфического по составу субстрата обусловило достаточно своеобразные петрохимические особенности чарнокитов: высокую железистость и щелочность (при преобладании калия над натрием) и пониженную глинозелимость, что сближает их с известково-щелочными магмами островных дуг.

Близость составов минералов в чарнокитах и метабазитах свидетельствует о сходных  $P-T$  параметрах метаморфизма при довольно значительной разнице валовых составов. Полученная матрица (табл. 5) близка к матрице (здесь не приводимой) для железистых метабазитов. Полученные уравнения реакций приведены ниже, а диаграмма — на рис. 3. Сравнение реальных составов с таблицей точек конверсий (табл. 6) показывает, что все реакции осуществимы за исключением реакции (Кв), возможной лишь в ксенолитах метабазитов среди чарнокитов, как это наблюдается в действительности: образование оторочек клинопироксена вокруг гиперстена и граната вокруг темноцветных (амфибола, рудных). Характеристики почти всех окислов в табл. 6 свидетельствуют о том, что все реакции полнее пройдут в более мафических разновидностях чарнокитов, как это и есть на самом деле. Реакции (Бу), (Сф) отделяют область пониженных температур, где возможны амфиболсодержащие чарнокиты. В более высокотемпературном поле при снижении температуры проходит реакция (Амф), фиксируемая замещением гиперстена симплектитом биотита, кварца и рудной пыли. В богатых  $CaO$  и бедных  $Na_2O$  породах, т.е. с основным плагиоклазом, вокруг гиперстена образуются каймы вторичного клинопироксена. Возможно, это реакция регрессивной ветви гранулитового цикла. Появление ассоциации  $Кв + Амф$  в низкотемпературной части диаграммы [реакции (Сф), (Кш), (Орп)] определенно характеризует амфиболитовый цикл метаморфизма. На начальных стадиях этого цикла в условиях относительно пониженных температур при повышении давления (до процессов гранитообразования) проявляются реакции (Пл) и (Мг) — формирование эклогитоподобных парагенезисов  $Кп + Гр$ . Реальность этих реакций подтверждается образованием новой генерации граната

по трещинам в гиперстене и по контактам темноцветных и салических минералов. Повышение температуры на стадии ультраметаморфизма амфиболового цикла характеризуется реакциями (*Cfb*), (*Kwh*), (*Orp*).

Сопоставить все описанные диаграммы можно только очень условно, поскольку высокотемпературные реакции в указанных классах пород происходят неодновременно, как это установлено геологическими наблюдениями и радиологическими исследованиями [2]. Условно синхронны лишь реакции амфиболитизации, т.е. второго и третьего циклов метаморфизма. Эклогитизация основных и ультраосновных пород определенно предшествовала становлению чарнокитов. В то же время эклогитоподобные парагенезисы в дайках основных пород, рассекающих чарнокиты, свидетельствуют о повторении во времени режимов высокого давления. Поэтому схема эволюции метаморфизма на рис. 4 (стрела) отражает лишь общее падение температуры. В общем случае это верно, так как температура и давление метаморфизма от цикла к циклу действительно снижались, однако на фоне этого генерального уменьшения параметров метаморфизма петрологическими данными доказываются относительные повышения температуры на стадиях гранитообразования в каждом цикле (т.е. примерно в середине циклов). Как показано выше, эти скачки находят в большинстве случаев отражение на исходных диаграммах, но как бы "потерялись" на многопучковой диаграмме из-за невозможности изображения в двухмерной системе координат столь сложного, одновременного процесса эволюции пород хорогского ортокомплекса.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Блинчик Т.М.* Применение комплекса программ для расчета пучка ассоциаций чарнокитов Юго-Западного Памира. — В кн.: Многокомпонентные системы: Физико-химический анализ, геометрия. Новосибирск: Наука, 1977, с. 51–57.
2. *Буданова К.Т.* Докембрийский комплекс гранатизированных базитов и гипербазитов Юго-Западного Памира: Автореф. дис. ... канд. техн. наук. Новосибирск: НИСИ, 1976. 18 с.
3. *Буданова К.Т., Буданов В.И.* Термодинамический режим высокотемпературного диафореза гранулитовой фации на примере метapelитов и metabазитов Юго-Западного Памира. — В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л.: Наука, 1976, с. 251–252.
4. *Клюева Э.А., Краева А.Г., Добрецов Н.Л.* и др. Фигуры конверсии. — В кн.: Многокомпонентные системы. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1977, с. 7–28.
5. *Краева А.Г.* Методы изучения комбинаторных свойств диаграмм состояния. — В кн.: Вопросы геохимии и алгоритмы качественной теории. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1975, с. 5–29.

Э.Г. Конников, Л.А. Цой

## БЛИЗПЕРИТЕКТИЧЕСКАЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ РАСПЛАВА КАК ВОЗМОЖНАЯ МОДЕЛЬ ОБРАЗОВАНИЯ РИТМИЧЕСКОЙ РАССЛОЕННОСТИ БАЗИТОВЫХ ПЛУТОНОВ

Несмотря на значительное количество работ, посвященных происхождению ритмически-слоистого строения стратифицированных массивов основного состава, данная проблема продолжает еще оставаться предметом острых дискуссий и, на наш взгляд, пока далека от удовлетворительного решения. Пристальное внимание к этому вопросу не случайно, так как он имеет непосредственное отношение к решению фундаментальной задачи петрологии — определению происхождения разнообразия изверженных горных пород. В настоящее время предложено уже более 10 гипотез, объясняющих формирование ритмической расслоенности магматических пород [18], но наибольшей популярностью пользуется гипотеза американских петрологов Л. Уэйджера и Г. Брауна [13], в основе которой лежит кумулятивный механизм — кристаллизационной дифференциации магмы при участии фактора гравитации и конвектирования расплава в магматической камере. Несколько усовершенствованными вариантами ее являются взгляды на природу ритмически-слоистой структуры изверженных пород, развиваемые Е. Джексоном [21], в нашей стране — Е.В. Шарковым [16]. Однако и эти наиболее детерминированные в физико-химическом отношении модели очень часто вступают в противоречие с результатами наблюдений над природными объектами.

Любая ритмически-расслоенная интрузия, образованная путем кристаллизационной дифференциации, должна обладать двумя следующими особенностями. Во-первых, снизу вверх по ее разрезу должно происходить закономерное изменение состава слагающих породы минералов. Это свойство стратифицированных плутонов получило название "скрытой расслоенности" [13]. Во-вторых, как считают Л. Уэйджер и Г. Браун [13, с. 21], "отдельные слои... не должны обнаруживать секущих взаимоотношений" в ритмически-слоистых сериях. Однако этими особенностями внутреннего строения обладают не все расслоенные интрузивы.

В цитированной выше работе описан Дулутский расслоенный габбровый плутон мощностью около 5 км. При столь огромной мощности и хорошо проявленной ритмической расслоенности скрытые колебания состава породообразующих фаз выражены "весьма редко" [13, с. 438]. Для этого массива характерны также местные нарушения расслоенности и прорывание одних пород другими ("автобрекчии"). Эти обстоятельства привели Р.Б. Тейлора [27] к выводу о кристаллизации слоев различного состава в ритмически-расслоенной серии этого интрузива из последовательных порций основной магмы.

В Западной Австралии Дж.Ф. Уилкинсоном с соавторами [29] изучена нижнепротерозойская расслоенная интрузия Солт Лик Крик перидотит-троктолит-эвкрит-анортозитового состава. Средняя часть ее разреза ритмически-слоистая и образована чередованием плагиоклазосодержащих перидотитов, эвкритов, алливалитов и харризитов. Авторы отмечают, что в данном массиве составы плагиоклазов (84—88%  $An$ ), оливинов (81—84%  $Фo$ ), пироксенов (бронзит, диопсид) практически постоянны. Мощность интрузива примерно 1000 м.

Весьма показателен в этом плане Чинейский габбро-норит-анортозитовый плутон (север Забайкалья), детально изучавшийся одним из авторов [4]. Ритмическая расслоенность развивается в средней части его разреза и обусловлена колебаниями количественных соотношений плагиоклаза и фемических минералов (гиперстен, авгит) от мезократовых габбро-норитов до лейкократовых габбро и габбро-норитов (> 15% пироксенов), реже анортозитов. В составе плутона преобладают габбро-нориты, а богатые плагиоклазом породы составляют примерно 10% его объема. В тех и других плагиоклазы представлены тремя генерациями, состав которых от ранних к поздним варьирует от № 60 до № 45. При этом почти во всем разрезе мощностью 2,5 км снизу вверх содержание анортозитовой молекулы в плагиоклазе не обнаруживает закономерных изменений. То же можно сказать и о железистости пироксенов, в которых  $Mg/(Mg + Fe)$  отношение незначительно и незакономерно колеблется около величины 0,4.

Скрытая расслоенность слабо выражена в Йоко-Довыренском стратифицированном дунит-перидотит-троктолит-габбровом плутоне Северного Прибайкалья [6]. В нижней перидотитовой зоне заметное увеличение железистости характерно только для клинопироксенов (14–32%  $\Phi_c$ ), более слабое — для оливинов (14–22%  $\Phi_a$ ). Вариации состава плагиоклазов имеют сложный вид. Максимум его основности (90–92%  $An$ ) приурочен к средней зоне (троктолитовая часть расслоенной серии), а в направлении нижнего и верхнего контактов интрузива плагиоклаз становится более кислым (70–80%  $An$ ). Аналогичное поведение обнаруживает также железистость ортопироксенов, которая возрастает от 14% у подошвы до 32%  $\Phi_a$  в средней зоне. Примечательной особенностью расслоенности Йоко-Довыренского массива является и то, что во всем его разрезе составы клинопироксенов, ассоциирующих с равновесными ортопироксенами, характеризуются очень близкими  $Ca/(Ca + Mg)$  отношениями (см. таблицу), незакономерно варьируя в пределах 0,45–0,47 (с одним исключением — до 0,49). Согласно геотермометру Ф. Бойда [20], это указывает на термостатированные условия кристаллизации Йоко-Довыренской интрузии при температуре около 1000°C, что хорошо увязывается с малыми колебаниями состава породообразующих минералов.

В офиолитовых комплексах в других расслоенных плутонах, как и в Йоко-Довыренском, отчетливые кумулятивные процессы и закономерные изменения составов породообразующих минералов наблюдаются только в нижней расслоенной (дунит-верлит-пироксенитовой) зоне, где железистость оливина и ортопироксена возрастает от 10–12 до 18–20%, а далее в пироксенит-габбровой или троктолит-габбровой зоне остается примерно постоянной — 20–24%. Такая картина характерна для офиолитов Бей-оф-Айленд на Ньюфаундленде [22], в Войкаро-Сыньинском массиве на Полярном Урале и Куртушибинском поясе Восточного Саяна [11].

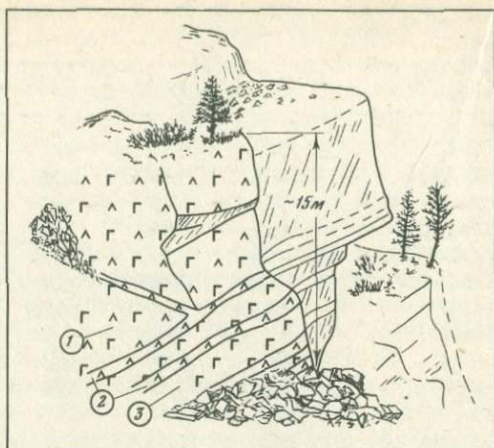
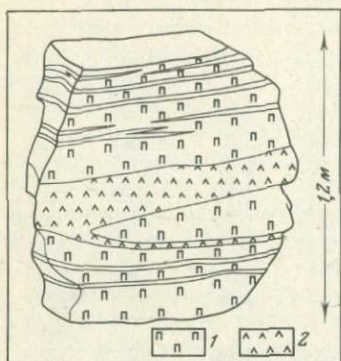
Многочисленные примеры отсутствия скрытой расслоенности при наличии ритмического переслаивания пород разной меланократовости в гипербазит-базитовых массивах приводятся также в работах [2, 7, 9, 24]. Эти данные убеждают в том, что наличие закономерных вариаций состава породообразующих минералов не является столь уж обязательным атрибутом расслоенных интрузий, как обычно считается. Отсюда напрашивается вывод, что скрытая и ритмическая расслоенность в стратифицированных базитовых массивах обусловлена разными причинами. Вероятно, не следует искать один универсальный механизм образования всех особенностей их внутреннего строения. Многие претензии к гипотезе кристаллизационной дифференциации могут быть сняты, если предположить, что фазовый, ритмический и скрытый типы расслоенности имеют разную природу. Дей-

Химический состав (в вес. %) ортопироксенов ритмически-расслоенной зоны Йоко-Довыренского плутона

Окислы	P-104	P-108	P-116	P-123	P-127	P-137	P-145
SiO <sub>2</sub>	50,94	50,0	50,2	50,45	49,65	51,0	51,06
TiO <sub>2</sub>	0,27	0,22	0,39	0,31	0,31	0,28	0,43
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,76	6,08	2,99	4,69	5,29	3,40	2,49
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,94	0,60	1,58	1,08	1,83	0,90	0,80
FeO	4,51	5,9	6,1	7,03	5,67	6,82	7,06
MnO	0,14	0,16	0,21	0,19	0,18	0,19	0,21
MgO	17,97	16,4	15,59	16,04	16,4	16,45	15,55
CaO	19,79	18,98	21,1	19,24	19,39	18,26	19,21
Na <sub>2</sub> O	0,21	0,92	0,27	0,31	0,33	1,63	0,34
K <sub>2</sub> O	0,02	0,18	0,09	0,06	0,09	0,32	0,03
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,28	—	—	—	—	—	0,13
П.п.п.	2,35	1,0	1,7	0,9	1,18	1,2	2,5
Сумма	99,9	100,45	100,25	100,32	100,34	100,47	99,68
Количество катионов на 6000 O							
Si	1902	1846	1888	1871	1849	1900	1934
Al <sup>IV</sup>	98	154	112	129	151	100	66
Al <sup>VI</sup>	24	111	20	76	81	49	45
Cr	8	—	—	—	—	—	3
Ti	8	6	11	9	9	8	12
Fe <sup>3+</sup>	26	17	45	30	52	25	23
Fe <sup>2+</sup>	141	182	192	218	177	212	223
Mn	4	5	7	6	6	6	7
Mg	1001	897	873	886	890	913	878
Ca	792	751	850	765	773	729	780
Na	15	66	20	11	24	111	28
K	1	8	5	1	5	15	1
f, %	15,0	18,8	22,6	23,0	21,4	21,6	23,4
K <sub>ок</sub>	0,16	0,09	0,19	0,12	0,22	0,10	0,09
Черм	4,3	6,8	5,6	10,4	11,8	—	5,2
Ca/(Ca + Mg)	0,45	0,46	0,49	0,46	0,46	0,45	0,47

ствительно, трудно найти какую-то иную причину формирования пород ультраосновного состава в нижних частях расслоенных массивов, чем гравитационное осаждение избыточного к *Фо-Ан* котектике оливина. Точно так же невозможно обойтись без предположения о фракционировании расплава при объяснении скрытой расслоенности. Однако многие факты свидетельствуют о том, что мелано- и лейкократовые слои в ритмически-расслоенных сериях образовались из разных порций базитовой магмы, которые консолидировались с небольшим разрывом во времени. Это подтверждается следующими фактическими данными, которые раньше обычно опускались при описаниях расслоенных массивов.

Выше уже упоминалось, что в Дулутском плутоне (США, штат Монтана) встречаются автобрекчии, образованные обломками меланократовых габброидов, которые сцементированы анортозитами или более лейкократовыми разновидностями основных пород. Секущие жилы анортозитов появляются также в области перехода расслоенной серии Скаергаардского

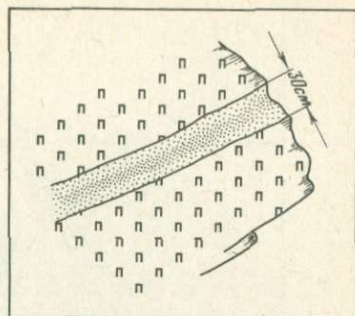
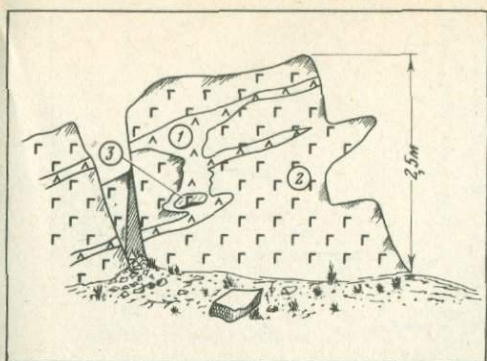


Р и с. 1. Тонков ритмическое переслаивание перидотитов (1) и троктолитов (2) в Йоко-Довыренском плутоне (кл. Центральный). От прослоев троктолитов вниз отходят апофизы, ориентированные под острым углом к расслоенности

Р и с. 2. Выходы ритмически-расслоенной серии в верхьях кл. Аномальный, Чинейский плутон. Переслаивание мезократовых (1), лейкократовых (2) габбро и габбро-норитов (3). От лейкогаббровых прослоев вверх отходят апофизы, пересекающие вышележащие мезогаббро

интрузива к породам боковой краевой группы [13, с. 107, фиг. 70]. Эти жилы приурочены к "сингенетичным сбросам" и имеют интрузивные контакты с меланократовыми слоями расслоенной серии, в то время как к прослоям лейкократовых пород переходы анортозитов постепенные. В каледонском расслоенном габброидном интрузиве Фонген-Хилленген (Норвегия, район Тронхейма), по описаниям П. Тай и др. [28], отмечаются "грибообразные отростки", отходящие от нижнего анортозитового горизонта и секущие верхний обогащенный оливином слой. Отсутствие закалочных явлений на их контакте свидетельствует о сингенетичной природе анортозитовых "отростков". Многочисленные примеры пересечений слоев разной меланократовости, цементирования обломков меланократовых пород лейкократовыми и наоборот в ритмически-расслоенных гипербазит-базитовых массивах приведены в недавней работе М.А. Осипова [10]. Подобные соотношения очень часты в уже рассматривавшихся Чинейском и Йоко-Довыренском плутонах. В ритмически-расслоенных сериях последних тоже встречаются жилы лейкократового состава, отходящие от прослоев по сколовым трещинам. При этом ответвления наблюдаются не только вниз, но и вверх по разрезу расслоенной зоны (рис. 1—3). Такие факты никак не согласуются с популярными сейчас моделями образования ритмической расслоенности, развиваемыми Л. Уэйджером, Е. Джексоном, Е.В. Шарковым, так как по их представлениям выше любого формирующегося слоя находится всегда еще жидкий расплав.

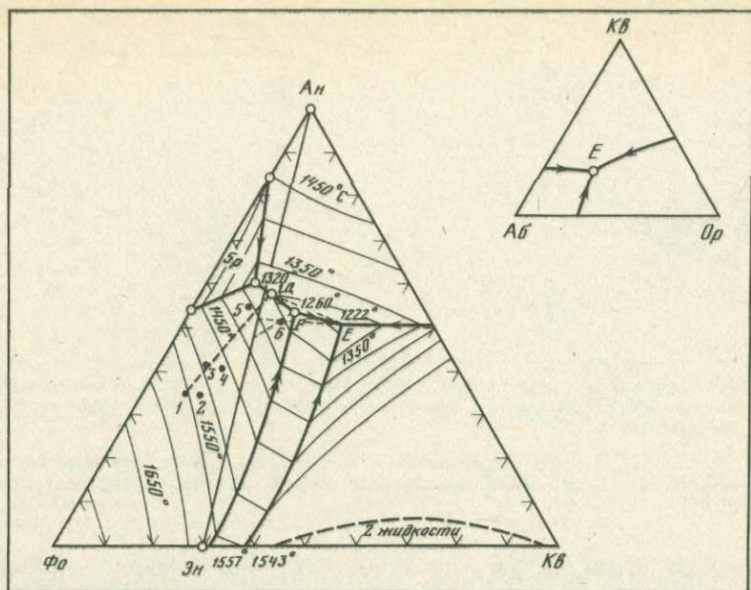
Для решения вопроса о генезисе ритмической расслоенности большой интерес представляют описываемые во многих работах всевозможные отклонения от типичной для расслоенных интрузий градационной слоистости. Увеличение количества цветных минералов к подошве прослоев после известных опытов Н. Боуэна считается бесспорным признаком действия силы тяжести в процессе формирования слоистой текстуры изверженных пород. Однако в Йоко-Довыренском массиве слои троктолитов,



Р и с. 3. Чинейский плутон. Апофиз лейкогаббро (1), соединяющий два прослоя того же состава в габбро-норитах (2). Внутри лейкогаббро включение габбро-норита с линзой титаномагнетита (3)

Р и с. 4. Тонкий прослой троктолитов в перидотитах. Йоко-Довыренский массив, кл. Центральный. Обогащение оливином в средней части троктолитового прослоя

залегающие среди перидотитов и плагиодунитов, нередко обогащаются оливином в средней части, а не у основания, как следовало бы ожидать в случае действия сил гравитации (рис. 4). Некоторые анортозитовые прослои в ритмически-слоистой серии этого плутона обогащены цветными минералами и около нижнего, и около верхнего контактов. Подобное распределение цветных и салических минералов, по литературным данным, наблюдается в горизонтально залегающих телах основного состава и даже в вертикальных дайках [19, 24—26]. Перемещение интрателлурических вкрапленников оливина, авгита и плагиоклаза во внутреннюю зону долеритового силла Карру (Южная Намибия) зафиксировано С. Ричардсоном [25]. Краевые части силла обеднены фенокристами этих минералов, а их содержание в средней части его разреза достигает 50%. Поскольку состав долеритов области эндоконтакта не отвечает валовому составу расплава этой интрузии, а наилучшее сходство с последним достигается при интегрировании по всему ее разрезу, автор сделал вывод, что наблюдаемое распределение вкрапленников вызвано дифференциацией течения в частично раскристаллизованном расплаве. К аналогичной трактовке склоняется Г. Парслоу [24], интерпретируя обеднение оливином краевых частей расслоенной дайки Сьюиниш (Шотландия), и С. Баттачарьи и др. [19], объясняя вертикальную расслоенность в подводящем канале интрузива Маскоккс (Канада). Последний представлен крутопадающей дайкой, в центральной части которой развиты пикриты, а в краевых — почти безоливиновые долериты. Распределение минералов, наблюдаемое в прослоях троктолитов и анортозитов в расслоенной зоне Йоко-Довыренского плутона, также лучше всего согласуется с механизмом течения жидкости, содержащей твердую фазу, по трещинному каналу. В случае прослоя троктолитов в жидкости во взвешенном состоянии присутствовал оливин. При образовании анортозитового прослоя субликвидусной фазой был, скорее всего, плагиоклаз, который при течении отгонялся к середине слоя. Следует заметить, что как секущие взаимоотношения лейкократовых прослоев с меланократовыми, так и аномальное распределение порообразующих фаз в отдельных прослоях ритмических серий предполагают, что меланократовый субстрат был раскристаллизован раньше лейкократового.

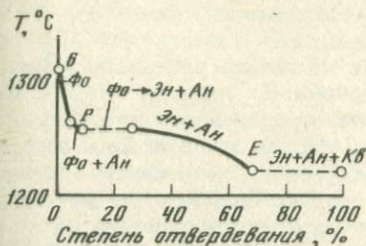


Р и с. 5. Модельные системы  $\Phi_0$ - $Ан$ - $Кв$  и  $Аб$ - $Ор$ - $Кв$

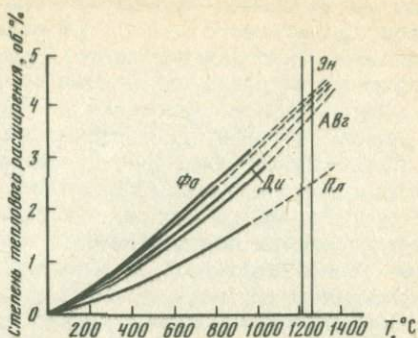
1-6 — составы исходных расплавов некоторых расслоенных массивов: 1 — Йокондовыренского (по [6]), 2 — Лейк Дир (по [26]), 3 — Рамского, 4 — Скавергаардского, 5 — Бушвельдского (по [13]), 6 — Чинейского (по [5])

Общеизвестно, что ритмическая расслоенность в большей степени характерна для продуктов кристаллизации магм основного состава, нежели кислого. Это, по-видимому, связано с какими-то кардинальными различиями их природы. Если сравнить модельные для "сухих" базальта и гранита физико-химические системы  $\Phi_0$ - $Ан$ - $Кв$  и  $Аб$ - $Ор$ - $Кв$ , то главное их различие состоит в том, что во второй соотношения между всеми фазами нормальные эвтектические, тогда как в первой поля форстерита и энстатита разграничиваются перитектической кривой (рис. 5). В базальтовом треугольнике наибольший интерес представляет область, лежащая между линией  $Ан$ - $Эн$ , перитектической кривой и котектической линией, разделяющей поля анортита и форстерита. Кристаллизация расплавов, попадающих по составу в эту область, всегда начинается с форстерита, который оказывается неравновесным с остаточной жидкостью и вследствие этого начинает реагировать с ней, преобразуясь в энстатит. Эта реакция в инвариантной точке  $P$  происходит при постоянной температуре.

Второй особенностью базальтовой системы является то, что температурный интервал одновременной кристаллизации анортита и энстатита между инвариантными точками  $P$  и  $E$  (см. рис. 5) невелик и составляет для "сухих" условий всего  $38^\circ\text{C}$ . Согласно известной бинарной диаграмме плавкости  $Аб$ - $Ан$ , по Н. Боуэну, в этом температурном интервале составы выделяющихся плагиоклазов будут различаться незначительно, не более чем на 4-5 номеров. Столь же малы вариации железистости пироксенов в интервале  $PE$ . Таким образом, если исходный базальтовый расплав будет близок по составу к фигуративной точке  $P$ , то его кристаллизация будет осуществляться практически в изотермических условиях, при малых вариациях выделяющихся минеральных фаз.



Р и с. 6. Динамика кристаллизации Чинейского плутона



Р и с. 7. Температурная зависимость степени сокращения объема главных породообразующих фаз габброидов, построенная с использованием данных [12]

Этому условию, как оказалось, удовлетворяет состав родоначальной магмы Чинейского массива. Фигуративная точка *б* на рис. 5, выражающая его средневзвешенный состав в пересчете на нормативный по способу *СIPW*, почти совпала с точкой *Р* на диаграмме *Фо–Ан–Кв*. Установлено, что  $P_{H_2O}$  в магме Чинейской интрузии не превышало 250–300 атм [6], поэтому можно принять, что эта физико-химическая диаграмма удовлетворительно описывает ход кристаллизации данной интрузии. Динамика кристаллизации Чинейского массива показана на рис. 6 в координатах температура–степень отвердевания. Примерные соотношения между твердыми фазами и остаточной жидкостью определялись по рассматриваемой диаграмме *Фо–Ан–Кв* путем использования известного "правила рычага". Эта диаграмма показывает, что при достижении температуры ликвидуса из магмы Чинейской интрузии первоначально выделялся только оливин. При температуре около 1265°C к нему присоединился плагиоклаз. При  $T = 1260^\circ\text{C}$  (в точке *Р*) началась перитектическая реакция оливина с остаточной жидкостью, в результате которой образовывался ортопироксен. Одновременно из расплава кристаллизовались анортит и энстатит. Поскольку оливина было значительно меньше, чем жидкости в момент начала перитектической реакции, то он весь должен был прореагировать и перейти в энстатит. В конце перитектической реакции из магмы выделилось 25–26% твердых фаз. Далее при незначительном понижении температуры от 1260 до 1222°C протекала кристаллизация плагиоклаза и пироксена. К моменту достижения расплава эвтектоидного состава (см. рис. 5, точка *Е*) магма представляла собой кашу, состоящую на 69% из кристаллов плагиоклаза и пироксена и остаточной жидкости, значительно обедненной цветными компонентами (около 20%). Из графика отвердевания (см. рис. 6) следует вывод, что более половины объема магмы Чинейского интрузива раскристаллизовалось почти в изотермических условиях. Это хорошо увязывается с отсутствием в этом массиве скрытой расчлененности.

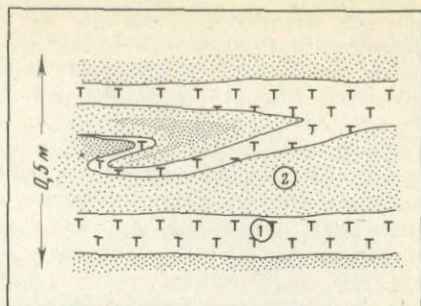
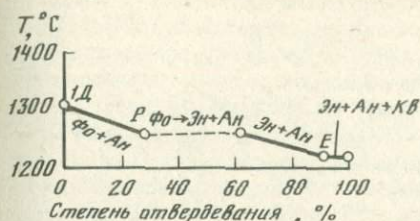
Как установлено М.П. Воляровичем [1] и Б. Маршем [23], магма базальтового состава, затвердевшая на 50–55%, обнаруживает свойства неньютоновской жидкости и способна испытывать хрупкие деформации как твердое тело. При механическом воздействии на такую квазизжидкость со скоростью большей, чем скорость пластической релаксации, и с силой, превышающей предел ее упругости, она способна деформироваться с образованием трещин и полостей или при меньших скоростях деформации ослаблен-

ных зон отслоения. Появление значительных напряжений внутри отвердевающего базитового тела вполне вероятно в связи со значительными сокращениями его объема вследствие фазовых переходов из жидкого в твердое состояние. Согласно справочным данным [12], разница в плотности между диабазом и его расплавом при атмосферном давлении составляет 8,6—9,9%. С учетом величины термоусадки пироксена (0,15%) и плагиоклаза (0,12%) в области субсолидуса (рис. 7) сокращение объема при раскристаллизации базальтовой магмы на 70% составит 7,2 объемн. %. Этого достаточно, для того чтобы внутри еще не полностью консолидированного интрузивного тела появились контракционные трещины или ослабленные зоны отслоения (более вероятно), в которые в результате декомпрессии должен отсасываться остаточный лейкократовый расплав. Возможность формирования внутренней структуры расслоенных плутонов вследствие явлений термоусадки доказывается в одной из последних работ М.А. Осипова [10].

Таким образом, особенности кристаллизации базальтовых расплавов близперитектического состава, по нашему мнению, удовлетворительно объясняют образование ритмически-расслоенных серий базитовых массивов, отсутствие в них скрытой расслоенности и наличие секущих взаимоотношений между мелано- и лейкократовыми разновидностями пород в расслоенных сериях.

Однако Чинейский массив не очень типичен для группы расслоенных интрузий, так как близперитектический состав его исходная магма приобрела в результате ассимиляции сиалического материала [6]. Составы широко известных расслоенных плутонов (Скаергаардского, Бушвельдского, Рам, Дир-Лейк, Йоко-Довыренского и т.п.) на диаграмме  $Фo-Aн-Kв$  (см. рис. 5) ложатся далеко от точки  $P$ , почти в центре поля форстерита. Казалось бы, на них не распространяется изложенный выше механизм формирования ритмической расслоенности. Это действительно так, если не учитывать кинетику кристаллизации базитовых магм.

Для примера рассмотрим ход кристаллизации наиболее магнезиальной среди всех расслоенных плутонов Йоко-Довыренской интрузии. Поскольку фигуративная точка ее состава находится в поле форстерита, то первой фазой, которая начнет выделяться из расплава при достижении им ликвидусной температуры, будет оливин. По мере его выпадения остаточный расплав начнет изменяться по направлению к котектической линии  $Фo-Aн$  и в конечном счете выйдет на нее в точке  $1D$ . До этого момента магма раскристаллизуется примерно на 40%. Как это было показано в знаменитых опытах Н. Боуэна, выделяющийся оливин будет под действием гравитационных сил оседать на дно магматической камеры, что равнозначно удалению его за пределы рассматриваемой системы. Поэтому остаточную жидкость можно уже считать автономной физико-химической системой. Поскольку не весь выделившийся оливин осядет в придонную часть магматического резервуара, фигуративная точка остаточного расплава будет располагаться не точно на линии  $Фo-Aн$ , а в некоторой близости от нее, но все равно вблизи перитектической точки  $P$ . От точки  $1D$  до точки  $P$  при падении температуры всего на 40°C остаточная жидкость закристаллизуется на 62% (рис. 8), т.е. почти в изотермических условиях приобретает свойства квазижидкости. Как доказывает Б. Марш [23], в неньютоновской жидкости уже невозможны процессы кристаллизационной дифференциации. Образование ритмической расслоенности в ней возможно либо в результате выполнения эвтектоидным расплавом термоусадочных полостей, как в случае Чинейского массива, либо вследствие вязкого течения кашеобразной массы. Последнее наиболее вероятно в Йоко-Довыренском массиве, в котором наблюдаются изоклиналь-



Р и с. 8. Динамика кристаллизации Йоко-Довыренской интрузии в близперитектической области

Р и с. 9. Изоклинальные складки внутри ритмически-расслоенной троктолит (1)-перидотитовой (2) серии Йоко-Довыренского массива; вершина кл. Центральный

ные складки внутри ритмически-расслоенной серии (рис. 9). По текстурному рисунку тонкая ритмическая расслоенность в нем очень сходна с текстурой венитовых мигматитов, которые также формируются при вязком течении частично расплавленной массы, состоящей из твердой и жидкой фаз.

Таким образом, в Йоко-Довыренском массиве, как и в большинстве офиолитовых и других высокомагнезиальных массивов, сочетаются гравитационная (кумулятивная) кристаллизация ультраосновной части разреза, далеко не всегда сопровождающаяся образованием ритмической полосчатости, но всегда — скрытой расслоенности, и близперитектическая кристаллизация габброидной части без скрытой расслоенности, но с ритмической слоистостью, возникающей вследствие термоусадки и (или) вязкого течения. Реальность рассмотренной модели подтверждается тем, что она является обычно в тех частях разреза дифференцированных плутонов, которые отвечают по составу  $\text{Фo}-\text{Ан}$  или  $\text{Дн}-\text{Ан}$  котектикам. Эта закономерность подмечена Г.Б. Ферштатером и Н.С. Бородиной [14] на примере Кемпирсайского и Хабаровинского офиолитовых массивов Южного Урала. В Чинейском плутоне наблюдается неплохая сходимости между объемом лейкогаббровых пород в его ритмически-расслоенной зоне (около 10%) и величиной термоусадки (7,2%) в результате кристаллизации расплава близперитектического состава. Аналогия ритмической расслоенности в габброидных плутонах и в мигматитах имеет не формальный, а глубокий генетический смысл. Мощности лейко- и меланократовых прослоев в мигматитах, по данным В.С. Шкодзинского [17], соизмеримы и колеблются от 1 до 8 см (в 97% случаев не превышает 6 см, как и в габброидах). Лейкократовые прослои имеют состав минералов, близкий к меланократовым и практически постоянный в разрезах большой мощности. Как и в расслоенных габбро, лейкократовые прослои обнаруживают признаки более поздней кристаллизации, чем меланократовые, и нередко пересекают меланократовые прослои и друг друга. При этом пересекающиеся жилки могут быть близкими по составу и структуре или более лейкократовыми.

Рассмотренные особенности мигматитов, сходные с ритмической расслоенностью в габброидах, в современных работах чаще всего объясняются частичным или дифференциальным анатексисом, когда содержание гранитоидного расплава в породе не превышало 40–50% [17]. Прямым доказательством наличия расплава в мигматитах является присутствие в лейкосоме мигматитов расплавных включений [15]. Тонкое послойное и

равномерное обособление расплава связано с течением массы частично расплавленного вещества, что подтверждается многочисленными признаками высокой пластичности мигматов [3, 8]. Роль сокращения объема и возможность возникновения послыхой ослабленных зон применительно к мигматитам подробно не обсуждалась, однако она может быть существенна в ядрах антиклинальных складок и куполов, а также при реакциях плавления с сокращением объема, когда в возникающем расплаве растворяется значительное количество порового флюида. Независимо от дискусионности этих деталей очевидно, что тонкая расслоенность мигматов не могла возникнуть при гравитационном осаждении или всплывании кристаллов. Как в мигматитах, так и в расслоенных габброидах решающую роль при образовании ритмической полосчатости играл эвтектический или котектический характер расплавов, обеспечивший термостатирование системы, пластическое течение и термоусадку в массе частично расплавленного (раскристаллизованного) вещества.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Воларович М.П.* Применение методов исследований вязкости и пластичности в прикладной минералогии. — Тр. Ин-та прикл. минералогии, 1934, вып. 66, с. 52—58.
2. *Дмитриенко Г.Г., Бочаров В.Л.* Магматическое расслоение и кристаллизационная дифференциация в ультрамафит-мафитовых никеленосных плутонах Воронежского массива. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1982, № 10, с. 49—58.
3. *Добрцов Н.Л.* Глобальные петрологические процессы. М.: Недра, 1981. 236 с.
4. *Конников Э.Г.* О механизме расслоенности Чинейского габброидного массива (Восточная Сибирь). — Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1979, № 3, с. 47—54.
5. *Конников Э.Г.* Геологическое строение и рудоносность Чинейского габброидного плутона. — В кн.: Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири. Новосибирск: Наука, 1979, с. 130—152.
6. *Конников Э.Г.* Дифференцированные гипербазит-базитовые комплексы докембрия Забайкалья: петрология и рудообразование. Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1982. 32 с.
7. *Кравцова Л.И.* О парциальном давлении кислорода при кристаллизации габброидов Копанского массива. — Тр. Свердлов. горн. ин-та, 1973, вып. 95, с. 144—147.
8. *Менерт К.Р.* Мигматиты и происхождение гранитов. М.: Мир, 1971. 327 с.
9. *Наршиев В.В., Стеблов В.М.* Первые сведения о расслоенной интрузии перидотит-анортозит-габбрового состава на Памире. — Сов. геология, 1979, № 1, с. 85—91.
10. *Осипов М.А.* Термоусадка при формировании расслоенных плутонов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1982, № 9, с. 16—29.
11. Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна). Новосибирск: Наука, 1977. 221 с.
12. Справочник физических констант горных пород. М.: Мир, 1969. 254 с.
13. *Уэйджер Л., Браун Г.* Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 551 с.
14. *Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С., Пушкарев Е.В.* и др. Габбро и гранитоиды, ассоциированные с гипербазитами Кемпирсайского и Хабарнинского массивов на Южном Урале. Свердловск: УНЦ АН СССР. 1982. 75 с.
15. *Чулин В.П.* Расплавные включения в кварце анатектитов Алданского щита и условия генерации гранитоидных расплавов. — Докл. АН СССР, 1975, 221, № 3, с. 710—713.
16. *Шарков Е.В.* Петрология расслоенных интрузий. Л.: Наука, 1980. 183 с.
17. *Шкодзинский В.С.* Проблемы физико-химической петрологии и генезиса мигматитов. Новосибирск: Наука, 1976. 224 с.
18. *Ярошевский А.А.* О происхождении ритмических структур изверженных горных пород. — Геохимия, 1970, № 5, с. 562—574.
19. *Bhattacharji S., Smith C.H.* Flowage differentiation. — Science, 1964, 145, N 3628, p. 54—63.
20. *Boyd F.R.* The pyroxene geothermometer. — Geochim. et cosmochim. acta, 1973, N 2, p. 2533—2547.
21. *Jackson E.D.* Primary texture and minerals associations in the ultramafic zone of the Stillwater Complex, Montana. — Geol. Surv. Profess. Pap., 1961, 358, p. 1—106.
22. *Malpas J., Stevens R.K.* The origin and emplacement of the ophiolite suite with examples from Western Newfoundland. — In: Contribs to JGCP, Project 39 — ophiolites. Univ. St. John's, 1979, p. 21—42.

23. *Marsh B.D.* On the crystallinity, probability of occurrence and rheology of lava and magma. — *Contribs Miner. and Petrol.*, 1981, **78**, N 1, p. 85–98.
24. *Parslow G.R.* The Suisnish layered dyke. — *Miner. Mag.*, 1976, **40**, N 315, p. 683–693.
25. *Richardson S.H.* Chemical variation induced by flow differentiation in the extensive Karroo dolerite sheet, Southern Namibia. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1979, **43**, N 9, p. 1433–1441.
26. *Riply E.M., Rao B.V., Berkley J.L.* Mineralogical and chemical variations within layered sills of the Deer Lake Complex, Minnesota. — *Contribs Miner. and Petrol.*, 1982, **80**, N 3, p. 230–239.
27. *Taylor R.B.* The Duluth gabbro complex, Duluth, Minnesota. — *Annu. Meet. GSA. Guidebook, Field Trip.*, 1956, N 1, p. 42–66.
28. *Thy P., Wilson J.R.* Primary igneous load-cast deformation structures in the Fongen-Hyllingen layered basic intrusion, Trondheim Region, Norway. — *Geol. Mag.*, 1980, **17**, N 4, p. 363–371.
29. *Wilkinson J.F.G., Duggan M.B., Herbert H.K.* et al. The Solt Lick Creek layered intrusion, East Kimberley Region, Western Australia. — *Contribs Miner. and Petrol.*, 1975, **50**, N 1, p. 1–23.

УДК 549.3

Л.Н. Качаровская, Н.А. Божевольнова, Е.А. Корина

**ЭЛЕМЕНТЫ-ПРИМЕСИ  
В ГЛАВНЫХ РУДООБРАЗУЮЩИХ СУЛЬФИДАХ  
ИЗ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ РУД  
ЙОКО-ДОВЫРЕНСКОГО МАССИВА**

Изучение содержания элементов-примесей в главных рудных минералах имеет не только геохимическое значение, но представляет и большой практический интерес.

В главных рудообразующих сульфидах Йоко-Довыренского массива элементы-примеси не изучались и не описывались в литературе. Поэтому при выполнении настоящей работы авторы имели целью установить закономерности распределения элементов-примесей в минералах группы пирротина, в пентландите и халькопирите. Среди обширной группы микроэлементов в этих минералах особый интерес представляют никель, кобальт и медь, присутствующие постоянно и в большом количестве.

В связи с тем, что сульфиды находятся в тесных сростаниях между собой, а также с силикатными минералами, очень трудно выделить для спектрального или химического анализа мономинеральные фракции без примесей других минералов. Анализы рудных минералов проводились на лазерном микроанализаторе ЛМА-1 в лаборатории спектрального анализа ИГЕМ АН СССР. В качестве эталонных образцов для меди использовались природные пириты и пирротины, на кобальт (из-за его высокого содержания в анализируемых образцах) — специально приготовленные на основе пирита фазы с добавкой окисла Со. Излучение регистрировалось дифракционным спектрографом PGS-2. Граница обнаружения Со — 0,001%, Cu — 0,001%.

Медно-никелевые руды Йоко-Довыренского массива делятся на следующие морфогенетические типы: 1) вкрапленные, 2) прожилково-вкрапленные и брекчиевидные, 3) рудные бластомилониты, 4) жильные.

Вкрапленные руды — наиболее распространенный тип руд. Они локализируются преимущественно в плагиоферидитах приподожвенного гори-

Участок	Тип руд	Число определений	Моносulfиды железа	
			Ni	Co
Рыбачий	Вкрапленные	2	1,15	0,184
	Прожилково-вкрапленные и брекчиевидные	4	0,39	0,035
Центральный Озерный	Вкрапленные	2	0,32	0,100
	"	6	0,88	0,162
	Прожилково-вкрапленные и брекчиевидные	3	0,48	0,108
Среднее	Рудные blastомилониты	3	0,20	0,0003
	Вкрапленные	10	0,82	0,149
	Прожилково-вкрапленные и брекчиевидные	7	0,44	0,066
	Рудные blastомилониты	3	0,20	0,0003

зонта вдоль северо-западного края массива, образуя три рудных участка по направлению с юго-запада на северо-восток — Рыбачий, Центральный и Озерный; реже встречаются в дунитах, офитовых габбро и перидотитах.

Прожилково-вкрапленные и брекчиевидные руды фиксируются фактически на всех рудных участках, однако наиболее широко они развиты на флангах массива, особенно на участке Озерном. В структурном отношении они контролируются контактами массива с вмещающими породами или с ксенолитами замещаемых пород и тяготеют к зонам тектонического дробления, рассланцевания и милонитизации ультраосновных пород. Этот тип встречается в интенсивно катаклазированных и серпентинизированных перидотитах, пироксенитах, офитовых габбро и габбро-пегматитах.

Жильные руды встречаются только на участке Озерном. Они представлены маломощными кварц-карбонатными прожилками, развитыми в основном в плагиоперидотитах.

Минеральный состав руд представлен минералами группы пирротина, пентландитом, халькопиритом и магнетитом, причем пирротин резко преобладает над другими сульфидами. Из второстепенных минералов присутствуют кубанит, маккинавит, виоларит, хромит, ильменит, сфалерит, борнит, пирит и марказит. Среди редких — титаномagnetит, хлоантит и полидимит.

Средние содержания элементов-примесей в изученных минералах по участкам и типам руд приведены в таблице.

**Минералы группы пирротина.** В рудах Йоко-Довыренского массива минералы этой группы представлены троилитом, гексагональным и очень редко моноклинным пирротином. Количественные соотношения модификаций пирротина широко варьируют в рудах различных типов. Сопоставление фазового состава пирротина по типам руд показывает, что моносulfиды железа из вкрапленных руд представлены в основном гексагональным пирротином, реже троилитом или его сростаниями с гексагональным пирротином. В прожилково-вкрапленных рудах почти повсеместно преобладают сростания гексагонального пирротина с троилитом.

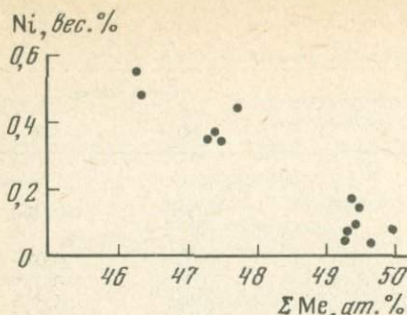
Никель является важнейшим из элементов-примесей в моносulfидах железа. Его содержание колеблется в широких пределах — от 0,02 до

Число определений	Пентландит		Число определений	Халькопирит	
	Co	Cu		Ni	Co
4	1,42	0,086	—	—	—
2	1,38	0,275	3	0,35	0,015
4	2,05	0,284	1	0,35	0,018
2	2,93	0,033	6	0,08	0,011
12	1,68	0,208	3	0,73	0,212
4	1,39	0,280	2	0,32	0,006
10	1,97	0,154	7	0,39	0,017
14	1,64	0,191	6	0,54	0,114
4	1,39	0,280	2	0,32	0,006

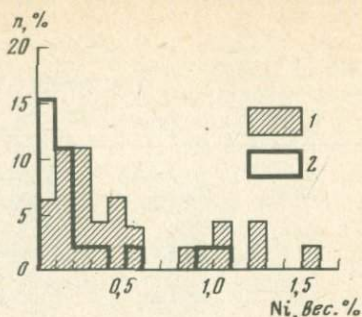
1,51%. При этом максимальные значения фиксируются редко, и более половины анализов укладывается в диапазоне 0,02—0,3%. Так же как и в других месторождениях [1, 5, 6], выявлены закономерные изменения содержания никеля в твердом растворе в минералах группы пирротина. Гомогенный троилит содержит 0,03% никеля. Концентрация никеля в гексагональном пирротеине в сростании с троилитом составляет 0,02—0,36%, а в гомогенном гексагональном пирротеине — 0,09—1,51%. Связь никелистости моносulfидов железа и суммы металлов показана на рис. 1, из которого следует, что между ними существует отрицательная корреляционная зависимость, выраженная в том, что никелистость повышается по мере увеличения дефицита металлов в моносulfидах железа. Это не противоречит экспериментальным исследованиям [7], согласно которым установлено, что содержание никеля в моносulfидном твердом растворе увеличивается с повышением сернистости.

В зависимости от интенсивности рудной вкрапленности намечается определенная закономерность в распределении никеля и кобальта в моносulfидах железа. Во вкрапленных рудах концентрация никеля, по результатам анализа, колеблется в широких пределах — от 0,03 до 1,51%. Для этих же руд зафиксировано наиболее высокое содержание никеля в этих минералах (рис. 2). Никелистость и кобальтоносность минералов группы пирротина возрастает по направлению к флангам массива. В этом же направлении растет и сернистость. Наиболее низкие концентрации никеля и кобальта характерны для вкрапленных руд участка Центрального, в которых широко развит троилит.

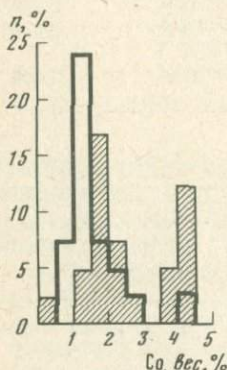
Никелистость и кобальтоносность моносulfидов железа по месторождению увеличивается в ряду рудные blastомилониты → прожилково-вкрапленные и брекчиевидные → вкрапленные руды. Бедные вкрапленные руды образовались раньше богатых руд, т.е. они должны быть более высокотемпературными, чем вкрапленные. В рудных blastомилонитах содержание никеля и кобальта в минералах группы пирротина ниже, чем в прожилково-вкрапленных и брекчиевидных. Как считают некоторые авторы [2, 5], это связано с интенсивными пострудными преобразованиями (в данном случае с динамометаморфизмом), в процессе которых пирротин освобождается от никеля.



Р и с. 1



Р и с. 2



Р и с. 3

Р и с. 1. Связь концентрации никеля и суммы металлов в составе минералов группы пирротина

Р и с. 2. Гистограмма распределения содержаний никеля в моносульфидах железа  
1 — вкрапленные руды; 2 — прожилково-вкрапленные и брекчиевидные руды, рудные бластомилониты

Р и с. 3. Гистограмма распределения содержаний кобальта в пентландитах  
Условные обозначения те же, что на рис. 2

**Пентландит.** Пентландит — один из важнейших минералов-носителей никеля. Он находится во всех типах руд, по распространенности является вторым после пирротина и преобладает над халькопиритом, но местами уступает последнему. Пентландит находится в тесных сростаниях с пирротинном и другими сульфидами и нередко замещается виоларитом и маккинавитом.

К наиболее характерной микропримеси пентландита относится кобальт. Содержание кобальта в пентландитах изученных руд варьирует от 0,48 до 4,46%, в среднем составляя 2,07%. В рудах впервые был обнаружен пентландит, концентрация кобальта в котором достигает 29,6—32,0% при пониженном содержании железа и никеля. Он приурочен к одному из ксенолитов сланцев, обогащенных сульфидами. В этом же ксенолите ранее был описан кобальтовый маккинавит [4]. Ксенолит расположен на участке Рыбачьем, имеет неправильную форму и частично переработан в контакте с перидотитами, что выразилось в перекристаллизации пирротина и новообразовании в нем вкрапленников моноклинного пироксена. При сравнении содержаний никеля, кобальта и меди во вмещающих породах и в ксенолите, несколько переработанном магмой, выяснилось, что обогащение наблюдается в ксенолите [3]. Это позволило С.А. Гурулеву заключить, что перечисленные выше металлы привнесены магмой. Пентландиты с содержанием кобальта свыше 10% относятся к высококобальтовым разновидностям. Характерной особенностью химического состава медно-

никелевых руд Йоко-Довыренского массива является повышенное содержание кобальта, что обусловило, по-видимому, повышенные концентрации его в пентландите.

В распределении элементов-примесей в пентландите также намечается определенная закономерность. Как видно из таблицы, пентландит из вкрапленных руд центральных частей массива характеризуется наибольшими концентрациями кобальта и незначительными — меди. Он ассоциирует с троилитом, кубанитом и маккинавитом. Содержание кобальта в пентландите увеличивается от рудных blastomilonitov к вкрапленным рудам (рис. 3), тогда как в отношении меди устанавливается обратная зависимость. Таким образом, концентрация кобальта в пентландите контролируется валовым содержанием сульфидов в породе. При высокой температуре в сульфидной фазе концентрируется главным образом наиболее электроотрицательный элемент — никель; кобальт, как и железо, обладающий более низкой электроотрицательностью, в значительно больших количествах, чем никель, рассеивается в других минералах. Чем ниже содержание сульфидной фазы в породе, тем выше роль экстрагированного в процессе остывания никеля и тем ниже никель-кобальтовое отношение в пентландите.

*Халькопирит.* Халькопирит в количественном отношении уступает пирротину и пентландиту, но широко развит в прожилково-вкрапленных и брекчиевидных рудах, а также в рудных blastomilonitax. Никель и кобальт зафиксированы во всех проанализированных образцах. Содержание никеля в халькопирите из вкрапленных руд 0,08—1,00%, кобальта — 0,004—0,035%. Наименьшими концентрациями никеля и кобальта в халькопирите характеризуются рудные blastomilonity. От вкрапленных руд к прожилково-вкрапленным и брекчиевидным содержание этих элементов в халькопирите возрастает. При проверке значимости различия средних значений по критерию Стьюдента для вкрапленных и прожилково-вкрапленных, брекчиевидных руд выяснилось, что различия с доверительной вероятностью 0,95% незначимые.

Таким образом, изложенный материал позволяет сделать следующие заключения.

Установлены закономерности распределения элементов-примесей в главных рудообразующих сульфидах по латерали и в различных морфогенетических типах руд.

Никелистость и кобальтоносность моносульфидов железа во вкрапленных рудах с увеличением сернистости растет по направлению к флангам массива. В зависимости от типов руд наиболее высокое содержание никеля и кобальта характерно для минералов группы пирротина из вкрапленных руд, так как с повышением температуры изоморфная емкость этих минералов в отношении никеля и кобальта возрастает.

Пентландит из вкрапленных руд центральной части массива заметно богаче кобальтом и медью по сравнению с пентландитом фланговых частей. Наибольшие концентрации этих элементов характерны для вкрапленных руд.

В медно-никелевых рудах Йоко-Довыренского массива впервые обнаружена высококобальтовая разновидность пентландита.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Генкин А.Д., Дистлер В.В., Гладышев Г.Д. и др. Сульфидные медно-никелевые руды Норильских месторождений. М.: Наука, 1981. 234 с.
2. Горбунов Г.И. Геология и генезис сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги. М.: Недра, 1968. 352 с.

3. *Гурулев С.А.* Геология и условия формирования Йоко-Довыренского габбро-перидотитового массива. М.: Наука, 1965. 122 с.

4. *Курилова Л.Н.* Кобальтовый макинавит из медно-никелевых сульфидных руд Йоко-Довыренского массива. — Докл. АН СССР, 1982, 262, № 6, с. 1468–1472.

5. *Нерадовский Ю.Н.* Динамометаморфизм пирротина в некоторых месторождениях Печенги. — В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Л.: Наука, 1974, вып. 10, с. 18–23.

6. *Яковлев Ю.Н., Яковлева А.К., Нерадовский Ю.Н.* и др. Минералогия медно-никелевых месторождений Кольского полуострова. Л.: Наука, 1981. 235 с.

7. *Naldrett A.J., Craig J.R., Kullerud G.* The central portion of the Fe–Ni–S system and its bearing on pentlandite exsolution in iron-nickel sulfide ores. — Econ. Geol., 1967, 62, № 6, p. 826–847.

УДК 553.491

**М.Ф. Трунева, Э.Г. Конников, С.Н. Теплов**

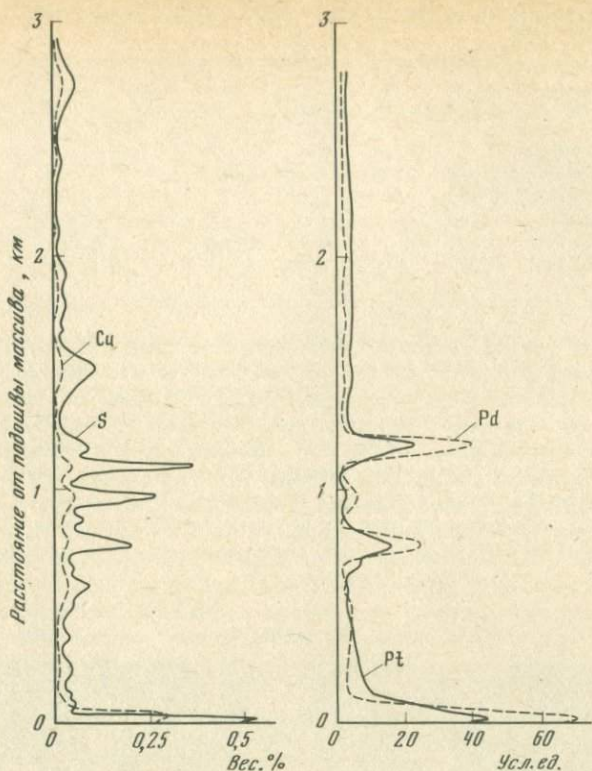
## **НОВЫЕ ДАННЫЕ**

### **О БЛАГОРОДНОМЕТАЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ОДНОМ ИЗ ГАББРО-НОРИТОВЫХ МАССИВОВ**

Первые сведения о присутствии минералов платины, палладия и золота в рассматриваемом массиве были получены Н.Н. Морозовой и В.Д. Бегизовым [2] при минераграфическом изучении пирротин-халькопиритовых руд. Одновременно изучение массива и размещенного в нем сульфидного и Fe-Ti оруденения велось авторами настоящего сообщения. В результате этих исследований была подтверждена связь благороднометалльной минерализации с сульфидными рудами и выявлен ряд ранее не известных редких минералов.

Данный pluton представляет собой лополитоподобное интрузивное тело размером около 100 км<sup>2</sup>, залегающее в карбонатно-терригенных отложениях нижнего протерозоя. Для массива характерна стратифицированность. Наиболее широко в его составе распространены породы базитового ряда — габбро-нориты, меланократовые габбро и анортозиты, реже встречаются клинопироксениты, косьвиты, кварцевые монцодиориты и монцитоны. Последние образуют маломощные (5–60 м) оторочки в нижнем и верхнем эндоконтактах интрузива и связаны с ассимиляцией расплавом терригенных пород. Породы массива отличаются высокой железистостью ( $f = 75,5\%$ ) и повышенной калиевоcтью, что выражается в присутствии в их модальном составе микроклина и биотита, а также обогащены как сидерофильными (Cu, Co, V), так и литофильными (Li, Be) элементами. При недосыщенности базитов этого массива SiO<sub>2</sub> в нем широко распространены кварцсодержащие габбро-нориты и нориты.

Профиль рудной специализации массива медно-титано-железорудный. Ильменит-титаномагнетитовые руды сконцентрированы в средней расслоенной части разреза интрузива и структурно сопряжены с прослоями анортозитов. Наряду с окислами они в небольших количествах содержат сульфиды (преимущественно пирротин и халькопирит). Сульфидное медное оруденение локализуется в области подошвы лополита, в эндо- и экзоконтактных зонах. Качественный состав оруденения здесь такой же, как и в средней части массива, но сульфиды количественно преобладают над окислами Fe и Ti. Эндоконтактные руды имеют преимущественно халькопирит-пирротиновый состав и приурочены к гибридным породам монцитонитового ряда; в экзоконтакте руды развиты в апотерригенных Ca-Fe-Mg



Р и с. 1. Распределение Cu, S, Pt, Pd в разрезе массива

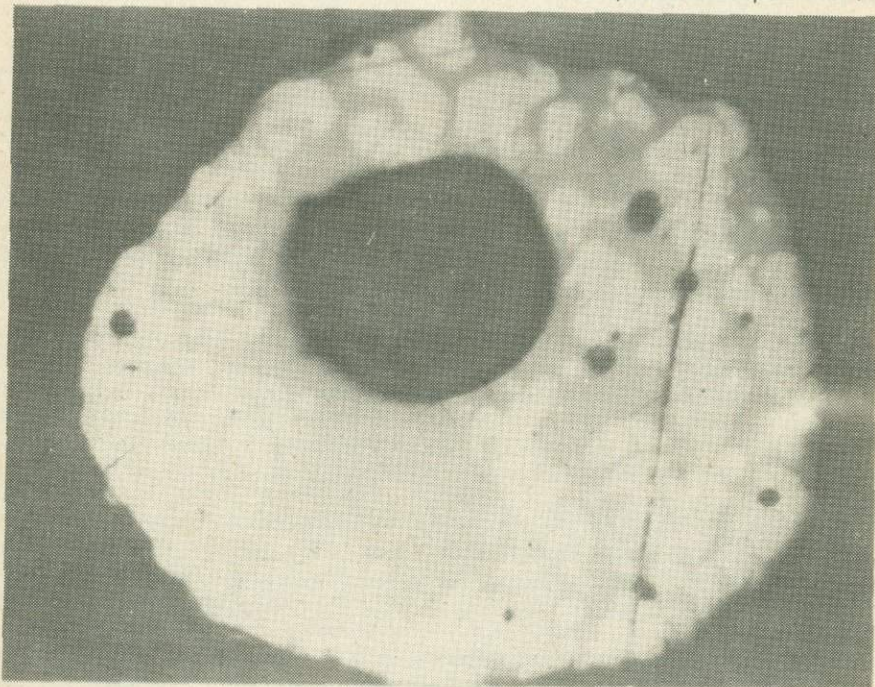
метасоматитах, реже аподолмитовых скарнах. В составе руд преобладают борнит и халькопирит с подчиненным количеством миллерита. В зависимости от количественных соотношений главных рудообразующих минералов выделяются борнит-халькопиритовые и халькопирит-борнитовые разновидности.

Изучение распределения платины и палладия в разрезе массива показало, что оно очень хорошо коррелируется с характером поведения Cu и S (рис. 1). Максимальные концентрации всех металлов и серы наблюдаются в подошве лополита. Другой, менее выраженный их максимум приурочен к средней, наиболее дифференцированной части его разреза, где локализуются ильменит-титаномагнетитовые руды, содержащие пирротин и халькопирит. Эти данные выявляют отчетливую связь Pt-Pd минерализации в рассматриваемом плутоне с сульфидами. По данным нейтронно-активационного анализа, выполненного Г.Н. Аношиным в Институте геологии и геофизики СО АН СССР, в сульфидных рудах массива, кроме Pt и Pd, обнаружены Rh, Ru, Au, Ag. Среди платиноидов концентрация Pd всегда выше Pt ( $Pd/Pt \approx 2,5$ ).

Минералогия благородных металлов в рассматриваемом массиве изучалась по следующей методике. Все минералы выделяли из сульфидных руд путем их дробления с последующей отмывкой тяжелой фракции либо сплавлением пробы по методу, предложенному Г.А. Хоменко [3]. Выделенные одним из этих способов минералы благородных металлов запрес-

Минерал	Pt	Pd	Au	Ag
Сперрилит	57,44			
Медистая Pt	91,65	1,94		
Электрум			54,08	45,45
Кюстелит			28,51	71,68
Фаза Pd-1		83,90	0,14	
Фаза Pd-2		72,57	12,86	

совывали в шашку из эпоксидной смолы и анализировали рентгеноспектральным методом на зонде MS-46 "Самеса". Рентгеновское излучение от изучаемых объектов регистрировали одновременно по четырем спектрометрическим каналам. Ускоряющее напряжение выбрали в пределах 15–20 кВ, ток зонда – 40–80 нА. При анализе использовали следующие эталоны: чистые металлы Pt, Pd, Au, Ag, Cu; сплавы 75% Au + 25% Ag, 90% Pt + 10% Rh; искусственные и природные минералы FeS, PbSe, HgTe, FeAsS. Расчет концентраций проводили на ЭВМ по программам "КАРАТ" и "AURUM", разработанным в ИГиГ СО АН СССР. Возможное присутствие в изучавшихся минералах других металлов группы платины (Ir, Os, Rh, Ru) контролировали по записям развертки спектров, а в отдельных случаях – изучением образцов на лазерном микроанализаторе LMA-10.



Р и с. 2. Срастание палладиевых минералов – фазы Pd-1 (серое) и фазы Pd-2 (белое) в одном зерне. Черное – отверстия в зерне, заполненные эпоксидной смолой. Фото эпоксидной шашки, масляная иммерсия, увел. 500

	Cu	As	Se	Te	Сумма
		38,73			96,17
	3,72				97,90
					99,53
					100,19
			15,84	0,95	100,83
			0,83	12,98	98,34

При изучении негомогенных минеральных фаз определение их состава велось либо в заранее выбранных под микроскопом участках, либо путем набора большого количества отсчетов с последующей группировкой результатов, когда оптическое выделение фаз невозможно.

Поскольку минеральный состав благородных металлов эндоконтактных руд был исследован ранее [2], основное внимание нами было уделено экзоконтактным рудам. Их изучение позволило установить, что минералы платины и палладия концентрируются преимущественно в сульфидах, выделявшихся на поздних, среднетемпературных (~300°C), стадиях рудообразующего процесса. Они, как правило, встречаются в халькопирит-борнитовых рудах.

В этих рудах установлены не известные ранее на данном месторождении минералы (сперрилит, медистая платина, электрум). Кюстелит, обнаруженный нами, по составу очень близок к подобному минералу, установленному Н.Н. Морозовой и др. [2] в эндоконтактных пирротин-халькопиритовых рудах. Кроме указанных минералов, из халькопирит-борнитовых руд по способу Г.А. Хоменко [3] выделены минералы, представляющие собой соединения Pd и Au с Te и Se (фазы Pd-1 и Pd-2), аналогов которым, по доступным авторам литературным источникам, не находится. Более всего один из них (см. таблицу) приближается к минералам группы теларгпалита, встречающимся в медно-никелевых рудах Талнахского рудного узла [1], но место Ag в нем занимает Au. Обнаруженные минералы палладия находятся в срастании друг с другом в одном зерне, напоминая структуру распада твердого раствора (рис. 2). Под микроскопом в отраженном свете фазы отчетливо различаются между собой как по цвету, так и по отражению. По сравнению с белым цветом фазы Pd-2 фаза Pd-1 имеет серый оттенок.

Как видно из таблицы, все изученные минералы благородных металлов в экзоконтактных рудах имеют относительно простой состав и принадлежат к четырем группам соединений: 1) природные сплавы; 2) арсениды платины; 3) теллуриды; 4) селениды палладия. Все минералы образуют очень мелкие (от нескольких микрометров до 0,5 мм) включения в борните. Из всех минералов только сперрилит образует кристаллографические формы, остальные встречаются в виде зерен неправильной формы с неровными очертаниями.

Таким образом, полученные данные позволяют сделать следующие выводы.

1. В изученном плутоне благороднометалльная минерализация отчетливо связана с сульфидным медным оруденением.

2. В рудах экзоконтакта максимально обогащены платиной, палладием, золотом и серебром среднетемпературные миллерит-борнит-халькопиритовые ассоциации сульфидов. Подобная закономерность распределения

благородных металлов устанавливается в большинстве известных медно-никелевых сульфидных месторождений.

3. Впервые в рудах интрузива установлены минералы платины, а также селениды и теллуриды золота и палладия.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Коваленкер В.А. Минералогия и геохимия селена и теллура. М.: Наука, 1977. 136 с.

2. Морозова Н.Н., Бегизов В.Д. Рудоносность и благороднометалльная минерализация массива габбро-норитов. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1978, № 9, с. 180—182.

3. Хоменко Г.А. Методика химико-аналитического изучения платиновых металлов и золота в медно-никелевых сульфидных рудах с использованием фазового и фракционного анализов. — В кн.: Вопросы минералогии, геохимии и генезиса никелевых и платиновых месторождений. М.: ЦНИГРИ, 1973, с. 151—166.

УДК 552.11:571.54

А.Н. Занвилевич, Б.А. Литвиновский, Н.С. Карманов,  
С.М. Теплов, Ю.Н. Каперская

### РОЛЬ БАЗИТОВЫХ МАГМ В ФОРМИРОВАНИИ ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОИДОВ ЗАБАЙКАЛЬЯ

Существенное участие мантийного базитового вещества в формировании щелочных кремнекислых магм признается большинством исследователей [4—6, 10, 15, 34, 35, 42, 46]. При этом в разных вариантах обсуждаются два механизма: 1) плавление силического субстрата под действием глубинных флюидных потоков, поступающих из базитовых магм или непосредственно из мантии [10, 34, 15]; 2) дифференциация базитовых расплавов в пределах коры или мантии [4, 5, 38, 39]. Нам представляется, что анализ материалов по щелочным сиенитам и гранитам Забайкалья и соотношений этих пород с аналогичными образованиями других регионов Центрально-Азиатского складчатого пояса позволит получить дополнительную аргументацию, подтверждающую положение о значительной роли базитов в щелочно-гранитоидном магмообразовании.

Забайкалье вместе с прилегающими районами Северной Монголии является крупнейшей щелочно-гранитоидной провинцией, которая по размерам и насыщенности интрузивными телами превосходит все аналогичные провинции мира [12]. Забайкальский пояс щелочных гранитов и сиенитов впервые выделен в середине 40-х — начале 50-х годов, когда было известно несколько десятков гранитоидных массивов, фактически только что открытых [2, 3]. В последующие годы территория Забайкалья была покрыта среднемасштабной и частично крупномасштабной геологической съемкой, обнаружены и закартированы сотни новых массивов. В различных районах они были отнесены к разным магматическим комплексам — куналейскому, бичурскому, джидинскому, атхинскому, амананскому, нерчуганскому — и датировались поэтому от раннего палеозоя до юры включительно. Такая трактовка уже не позволяла говорить о единой щелочно-гранитоидной провинции, и в ряде сводок по щелочным породам СССР и щелочным гранитоидам мира Забайкальская провинция либо не упоминается вовсе, либо приводятся сведения только о нескольких массивах [4, 22, 24].

Исследователи уделяли основное внимание изучению групп массивов или отдельных массивов; даже в монографических работах, посвященных щелочным гранитоидам региона, охарактеризованы только разные части провинции и лишь вскользь упоминается о более широком развитии щелочных гранитов и сиенитов в Забайкалье [5, 6].

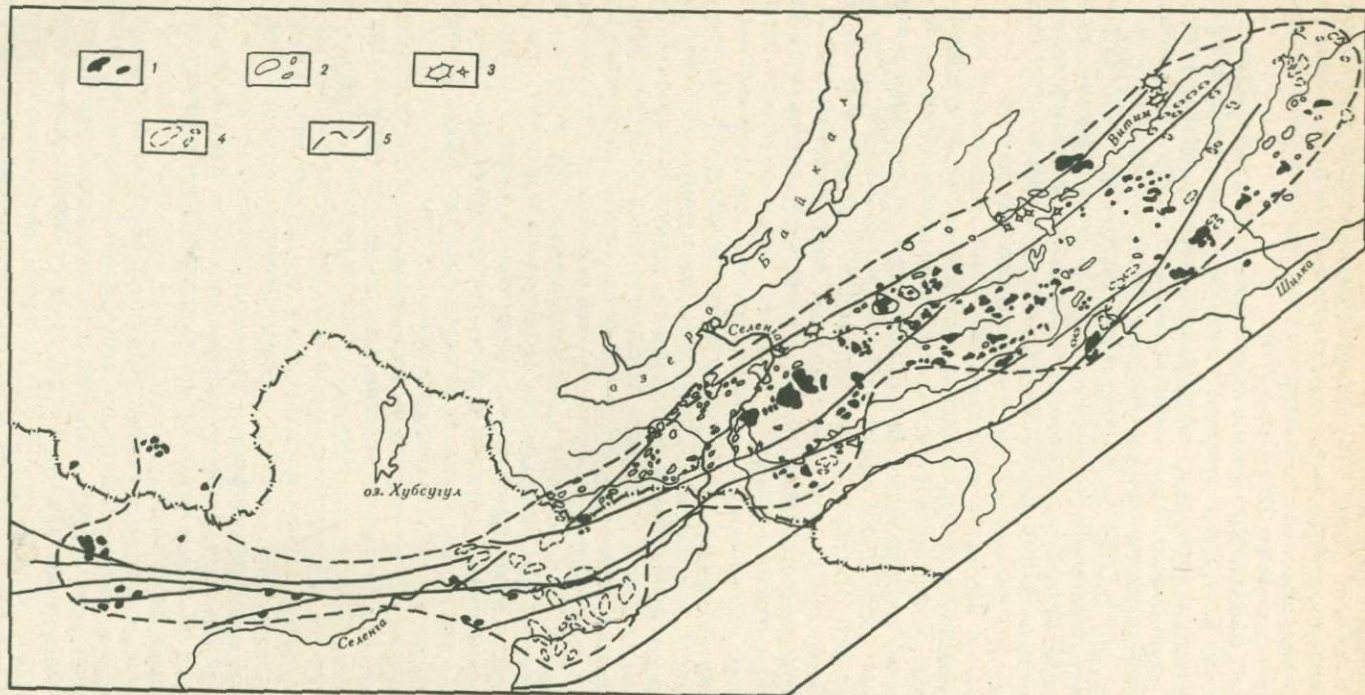
В процессе многолетних исследований щелочных гранитоидов Забайкалья авторами изучен ряд эталонных массивов и проведено обобщение всего доступного материала по провинции в целом, включая результаты средне- и крупномасштабных геологосъемочных работ. Использованы также опубликованные данные по Северной Монголии [15, 16, 21, 34—37]. Установлено, что породы рассматриваемой группы обладают отчетливо выраженными геолого-петрографическими, минералогическими особенностями и спецификой химизма, что в большинстве случаев позволяет уверенно отличать их от выявленных авторами и другими исследователями более древних и более молодых щелочных гранитоидов региона.

Обсуждаемые породы в пределах Забайкалья интродуцируют вулкано-генные образования перми и перекрываются нижнеюрскими отложениями. Геологическая датировка подтверждается результатами калий-аргонового (по минералам) и рубидий-стронциевого изотопного датирования, показавшего значения абсолютного возраста соответственно 230—265 [26] и  $233 \pm 5$  млн. лет [31]. Недавно близкие цифры ( $250 \pm 27$  млн. лет) получены нами совместно с Г.С. Плюсниным для щелочных гранитов и сиенитов крупного Хоринского массива (по изотопам рубидия и стронция). Щелочные сиениты и граниты Северной Монголии образуют единую вулканоплутоническую ассоциацию с раннепермскими щелочно-кремнистыми эффузивными породами; возраст гранитоидов, по данным K-Ar определен, составляет 272—238 млн. лет [35]. Приведенные геологические и радиологические данные позволили выделить единую ассоциацию кремнекислых пород высокой щелочности Забайкалья и Северной Монголии, временной интервал формирования которой определяется как пермь — начало триаса. В эту ассоциацию нами включены щелочно-полевошпатовые, обычно моношпатовые граниты и кварцсодержащие сиениты<sup>1</sup>. По характеру фемических минералов они разделены на субщелочную и щелочную породные группы. Породы обеих групп часто слагают единые массивы (в том числе кольцевые интрузивы), характеризуются значительным сходством минерального и химического состава; формирование их тесно сближено во времени. Габброиды в составе ассоциации не известны.

Массивы гранитов и сиенитов высокой щелочности образуют поясовый мегаареал, протягивающийся в северо-восточном направлении от верхнего течения р. Селенга до верховьев р. Олекма на 1500 км (рис. 1). Ареал включает около 350 массивов различных размеров (от 1—2 до 600—800 км<sup>2</sup>) и большое количество дайковых тел. Общая площадь выходов пород превышает 10 000 км<sup>2</sup>. Размещение массивов контролируется трансрегиональной системой глубинных разломов, протягивающейся от Становика до Монгольского Алтая как Забайкальская и Хангайская системы разломов [17, 25, 37], и не зависит от положения более древних геотектонических структур региона.

В строении ареала намечается грубая зональность; подавляющая часть щелочных пород сосредоточена в центральной области, здесь же отмечается максимальная концентрация массивов и расположено большинство крупных плутонов; в периферических областях главную роль в строении

<sup>1</sup> Двуполевошпатовые гранитоиды составляют незначительный объем ассоциации и отнесены к ней большей частью условно.



Р и с. 1. Схема распространения пород пермо-триасовой щелочно-гранитоидной ассоциации

1—3 — массивы гранитоидов: 1 — щелочных либо совместно щелочных и субщелочных, 2 — субщелочных, 3 — содержащих обособленный породообразующий олигоклаз; 4 — нерасчлененные плутоны, в составе которых известны породы щелочно-гранитоидной ассоциации; 5 — контур ареала

массивов играют субщелочные породы. Намечается также закономерность в распределении сиенитовых и гранитовых разновидностей: сиениты максимально развиты в районе, примыкающем с юго-запада к центральной части ареала (междуречье Темник—Джиды); на юго-запад и северо-восток от этого района преобладают граниты и граносиениты. Необходимо подчеркнуть, что описанная зональность отражает лишь тенденцию к преимущественной локализации тех или иных пород в определенных частях ареала, все выделенные разновидности субщелочных и щелочных сиенитов и гранитов в больших или меньших количествах присутствуют повсеместно.

Формирование пород ассоциации происходило в два этапа: с первым этапом связано образование субщелочных, со вторым — щелочных гранитоидов. Выявляется единая в пределах всего ареала последовательность в образовании пород: субщелочные сиениты → субщелочные граниты → щелочные сиениты → щелочные граниты. Главные фазы внедрения сопровождаются дополнительными фазами и дайковыми генерациями пород близкого состава.

С ареалом развития пород высокой щелочности пространственно совмещен вулканический пояс, образованный породами различного состава — от щелочных базальтоидов до трахириолитов с трахитами и комендитами. Возраст этих образований укладывается в тот же временной интервал, что и возраст описанной выше гранитоидной ассоциации. Пермские вулканогенные породы Северной Монголии документированы многочисленными флористическими находками [20, 37], для Забайкалья широкое развитие позднепалеозойских вулканитов доказано сравнительно недавно работами Ю.М. Холода, В.В. Скрипкиной, Л.А. Козубовой, а также И.В. Гордиенко и др. [8] и В.А. Амантова и др. [1]. На рис. 2 показаны главные поля развития пермских вулканических образований Северной Монголии, пермских, пермо-триасовых и нерасчлененных позднепалеозойских—раннемезозойских вулканитов Забайкалья. Многие вопросы, касающиеся стратиграфии этих образований, корреляции свит в различных частях пояса, последовательности их формирования, остаются дискуссионными. Вместе с тем намечаются некоторые общие закономерности, достоверность которых не зависит от того или иного решения дискуссионных вопросов.

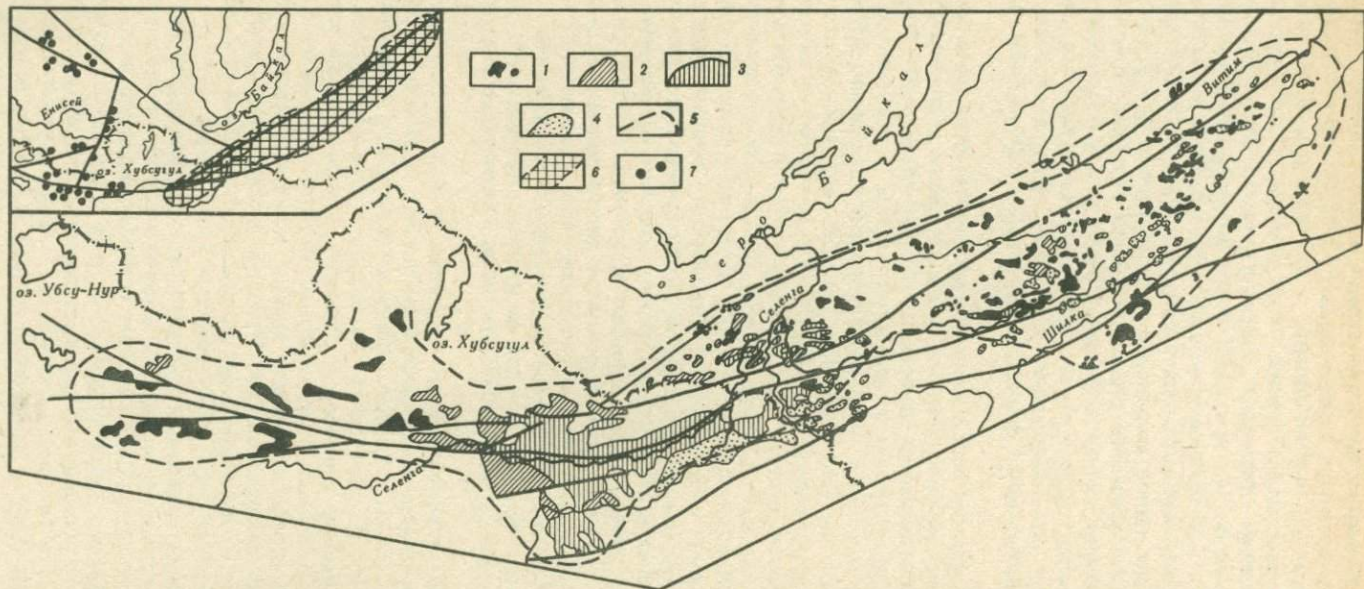
1. Вулканыты приурочены к той же системе глубинных разломов, которая контролирует и размещение массивов гранитоидов высокой щелочности.

2. Наиболее мощно вулканизм проявляется в Орхон-Селенгинском прогибе, где вулканические образования слагают практически единое поле площадью 23 000 км<sup>2</sup>. В обе стороны от прогиба по простиранию пояса уменьшаются объем вулканитов и размеры слагаемых ими полей.

3. Вулканогенные комплексы образуют четыре главных типа ассоциаций: щелочно-базальтовые, контрастные базальт-риолитовые с трахитами и комендитами, трахириолитовые также с трахитами и комендитами, трахиандезит-риолит-трахириолитовые. Известково-щелочные образования среднего, среднего и смешанного состава развиты в небольших масштабах и тяготеют к юго-восточной периферической части пояса.

4. Выявляется отчетливая латеральная зональность в распределении вулканитов: породы основного и среднего состава сосредоточены главным образом в Орхон-Селенгинском прогибе; к западу и северо-востоку от него преобладают дацит-риолитовые либо риолитовые разновидности. Смена базальтового вулканизма риолитовым происходит в западном направлении достаточно резко, в северо-восточном — через контрастные ассоциации.

Изложенный материал свидетельствует о том, что в конце палеозоя на огромной территории, охватывающей значительную часть Забайкалья и



Р и с. 2. Схема распространения пермских и пермо-триасовых вулканитов Забайкалья и Северной Монголии

1 — трахириолиты с трахитами и комендитами; 2 — трахиандезиты, трахириолиты, риолиты; 3 — щелочные базальты, андезитобазальты; 4 — известково-щелочные андезиты, дациты, риолиты с подчиненным количеством базальтов; 5 — контур ареала; 6, 7 — на врезке: 6 — Забайкальский ареал распространения гранитоидов высокой щелочности, 7 — массивы щелочных гранитоидов перми и пермо-триаса в смежных регионах

Северной Монголии, был широко проявлен вулканический и плутонический магматизм, которому присущи следующие важные особенности: поясовый характер распространения гранитоидов и вулканитов; контроль над их размещением со стороны трансрегиональной системы глубинных разломов; высокая щелочность базальтоидов и кислых вулканитов (вплоть до появления комендитов); значительные масштабы распространения агпаитовых щелочных гранитов и сиенитов. Такой характер плутонического и вулканического магматизма с достаточной определенностью указывает на то, что магматическая деятельность была связана с развитием крупной внутриконтинентальной рифтогенной структуры. Эта структура прослеживается по крайней мере от Становика на востоке до Монгольского Алтая на западе; верхнепалеозойская рифтогенная зона, выделенная в Северной Монголии В.И. Коваленко с соавторами [16], является, по всей вероятности, частью этой структуры. Латеральная зональность в распределении вулканитов разного состава и щелочности свидетельствует о том, что степень раскрытия рифтогенной структуры была максимальной в районе Орхон-Селенгинского прогиба, где развиты огромные массивы базальтоидов с подчиненным количеством вулканитов среднего и кислого состава, и уменьшалась в западном и северо-восточном направлениях.

#### МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНИТОИДОВ

Гранитоиды ассоциации представляют собой массивные, реже трахитоидные породы; зернистость их колеблется в очень широких пределах — от весьма крупнозернистых до мелко- и тонкозернистых. Для многих разновидностей характерно обилие остроугольных микроритовых пустот, выполненных кристалликами кварца и фемических минералами. Щелочные породы отличаются пепельно-серыми, сиреневатыми, лиловатыми тонами окраски; субщелочные — розовыми, серовато- и сиреневато-розовыми, коричневатыми. Микроструктуры пород магматические: гранитовая, локально с элементами микропегматитовой; графическая, призматически-зернистая (в сиенитах и кварцевых сиенитах различается визуально).

В табл. 1 указаны типоморфные и существенные минералы главных разновидностей гранитоидов и их граничные содержания. Необходимо отметить, что минеральный состав главных разновидностей устойчив в пределах всего ареала и не зависит от состава вмещающих пород, хотя последние характеризуются значительным разнообразием. Главным пороодообра-

Т а б л и ц а 1

Граничные содержания (в об. %) типоморфных и существенных минералов в гранитоидах

Породы	КПШ	Кв	Би	Ам	Мп
Субщелочные					
Сиениты, кварцевые сиениты	80–99	Ед.зн.—14	0–7	0–10	0–0,5
Граниты	55–76	22–38	Ед.зн.—5	0—ед.зн.	—
Щелочные					
Кварцевые сиениты, сиениты	80–96	0,5–17	0,1	0,2–6	0,1–1
Граниты	52–79	20–41	0–0,5	0,3–6	Ед.зн.—3

Таблица 2

Химический состав (в вес. %) калиево-натриевых шпатов и пересчет его на главные компоненты

Компоненты	3058	3077	243	499-1	398	405
	Субщелочные сиениты, кварцевые сиениты (массивы)					
	Хоринский			Харитоновский		
$\Sigma \text{FeO}$	0,64	0,55	0,73	0,69	0,77	0,69
MnO	0,013	0,014	0,015	0,02	0,02	0,015
CaO	0,27	0,61	0,16	0,13	0,10	0,30
$\text{Na}_2\text{O}$	5,59	5,28	5,81	5,78	6,24	5,62
$\text{K}_2\text{O}$	8,28	8,24	6,06	6,07	6,45	6,23
Ab	49,9	47,7	58,4	58,9	59,0	56,8
Or	48,7	48,9	40,4	40,8	40,7	41,6
An	1,4	3,4	1,2	0,3	0,3	1,6

Таблица 2 (продолжение)

Компоненты	3070	481	3004-1	399	3003-3	653
	Субщелочные граниты (массивы)					
	Хоринский		Харитоновский			Онинский
$\Sigma \text{FeO}$	0,51	0,62	0,50	0,77	0,46	0,40
MnO	0,012	0,013	0,013	0,037	0,014	0,011
CaO	0,16	0,08	0,08	0,08	0,11	0,21
$\text{Na}_2\text{O}$	6,18	6,40	5,76	5,76	5,25	6,01
$\text{K}_2\text{O}$	7,22	7,28	7,98	7,98	8,27	7,56
Ab	56,2	56,9	52,2	52,2	48,8	53,9
Or	42,7	42,6	47,2	47,2	50,6	45,0
An	1,1	0,5	0,6	0,6	0,6	1,1

зующим минералом гранитоидов является калиево-натриевый полевой шпат. Он всегда слагает матрицу породы, в интерстициях расположены ксеноморфный кварц, фемические минералы, иногда альбит. В гранитах и кварцевых сиенитах КПШ и кварц образуют графические и микропегматитовые сростания. Породы ассоциации лейкократовые, повышенные содержания фемических минералов наблюдаются иногда только в сиенитах. Обособленные зерна Са-содержащего плаггиоклаза почти не встречаются, лишь изредка в центре отдельных таблиц КПШ отмечаются призмочки серицитизированного и резорбированного андезина.

Ниже приводится описание минералов четырех главных групп ассоциации — субщелочных сиенитов и гранитов, щелочных сиенитов и гранитов. Для характеристики химизма минералов, кроме оригинальных, использованы опубликованные результаты анализов, но не все, а лишь тех из них, которые имели четкую геологическую привязку. Это обусловлено разными причинами: не всегда ясно, к какой из четырех указанных групп принадлежит порода; является ли проанализированный минерал пост-

406	655	100	121	395	146	Среднее
Субщелочные сиениты, кварцевые сиениты (массивы)						
Харитоновский	Онинский	Убукунский	Ганзурирский	Надеинский		
0,69	0,45	0,61	0,61	0,50	0,69	0,61
0,015	0,012	0,02	0,02	0,02	0,02	—
0,23	0,22	0,13	0,23	0,38	0,24	—
6,18	5,90	6,06	5,99	5,50	5,35	—
5,34	7,76	5,71	5,89	6,56	7,32	—
63,3	52,8	61,5	59,9	54,8	51,8	56,2
35,4	46,1	38,2	38,9	43,1	47,0	42,5
1,3	1,1	0,3	1,2	2,1	1,2	1,3

545-1	535	145	Среднее	517	3001	3002-1
Субщелочные граниты (массивы)				Щелочные сиениты, Харитоновский массив		
Убур-Таширский		Надеинский				
0,66	0,44	0,42	0,51	0,97	0,84	0,88
0,013	0,013	0,01	—	0,014	0,02	0,015
0,14	0,04	0,35	—	1,23	0,08	0,23
5,34	5,37	5,25	—	6,44	5,94	5,78
7,06	7,04	6,65	—	5,29	6,06	6,23
52,8	53,9	57,6	53,8	61,0	59,0	58,1
46,6	45,8	40,0	45,3	33,1	40,4	40,7
0,6	0,3	2,4	0,9	5,9	0,6	1,2

магматическим или магматическим; многие пробы КПШ отличаются аномально высоким содержанием суммарного железа [32]; в отдельных пироксенах содержание  $\text{H}_2\text{O} + \text{п.п.п.}$  и  $\text{K}_2\text{O}$  намного выше допустимого; для некоторых зональных амфиболов приведен валовой состав [5]. Не использованы также данные по минералам Ара-Билютайского массива [5], поскольку не исключено, что в его строении принимают участие не только породы описываемой ассоциации, но и более древние щелочно-гранитоидные образования.

Калиево-натриевый полевой шпат встречается в таблитчатых, грубо изометричных выделениях. Характерные особенности минерала — пертитовое строение, пелитизация, в различной степени проявленная зональность и исключительная редкость решетчатых двойников. Количество пертитовых вростков изменчиво, в среднем они составляют 30–50% площади зерна; в субщелочных гранитах КПШ криптопертитовый (псевдогомогенный). Зональное строение чаще наблюдается в крупных зернах призматической формы и связано с закономерной сменой характера

Таблица 2 (продолжение)

Компоненты	3086	3086-2	499-2	726	728	729a
	Щелочные сиениты, кварцевые сиениты (массивы)					
	Хоринский			Атхинский		
$\Sigma \text{FeO}$	0,55	0,55	0,47	1,03	0,95	1,06
MnO	0,014	0,025	0,014	0,015	0,014	0,014
CaO	0,21	0,21	0,04	0,15	0,10	0,06
Na <sub>2</sub> O	5,86	6,84	6,26	6,21	7,47	6,77
K <sub>2</sub> O	7,56	7,22	5,64	5,73	5,67	6,13
Ab	53,4	58,5	63,2	61,5	66,1	62,5
Or	45,5	40,4	36,5	37,6	33,4	36,9
An	1,1	1,1	0,3	0,9	0,5	0,6

Таблица 2 (окончание)

Компоненты	251	3065	500	513	487	3069	3086-1
	Щелочные граниты (массивы)						
	Хоринский						
$\Sigma \text{FeO}$	0,78	0,61	0,80	0,75	0,72	0,64	0,77
MnO	0,015	0,02	0,013	0,011	0,016	0,015	0,016
CaO	0,09	0,17	0,02	0,04	0,05	0,03	0,07
Na <sub>2</sub> O	6,07	5,67	6,29	5,83	6,24	6,41	6,35
K <sub>2</sub> O	6,12	6,42	6,41	7,19	7,42	6,49	6,41
Ab	59,8	56,8	59,9	55,1	56,7	59,8	59,9
Or	39,6	42,0	40,0	44,6	43,0	40,1	39,5
An	0,6	1,2	0,1	0,3	0,3	0,1	0,6

\* По Н.С. Вартаковой и др. [5].

пертитов; обычно криптопертитовая или тонкомикропертитовая центральная часть окружена каймой с более грубыми альбитовыми вросками. Оптические характеристики минерала варьируют в пределах одного шлифа, даже одного зерна, и мало информативны.

Результаты частичных химических анализов *КПШ* и их пересчеты на компоненты приведены в табл. 2. Из таблицы видно, что *КПШ* в гранитоидах ассоциации представлен в основном Na-ортоклазом (содержание альбитовой молекулы 47,7–62,3%), анортоклазы редки и отмечены в основном в щелочных сиенитах. Сопоставление составов *КПШ* из главных разновидностей гранитоидов показывает, что от субщелочных пород к щелочным растет содержание альбитового компонента и  $\Sigma \text{FeO}$ ; это увеличение фиксируется как для сиенитовых, так и для гранитных разновидностей.

*Амфибол* присутствует почти во всех гранитоидах ассоциации за исключением субщелочных гранитов, являющихся, как правило, биотитовыми. Он отмечается в виде отдельных призмочек, сростков зерен, расположен-

Компоненты	471-1	3053	583-66*	724-70*	489-70*	Среднее
	Щелочные сиениты, кварцевые сиениты (массивы)					
	Мало-Куналейский				Петровск-Забайкальский	
$\Sigma \text{FeO}$	0,59	0,66	0,6	—	0,51	0,74
MnO	0,014	0,013	—	—	—	—
CaO	0,21	0,06	—	—	0,44	—
Na <sub>2</sub> O	6,87	6,88	7,06	—	6,80	—
K <sub>2</sub> O	5,69	6,25	6,48	—	6,58	—
Ab	63,8	62,3	66,5	60,7	64,3	61,5
Or	35,1	37,1	33,5	38,6	34,5	37,4
An	1,1	0,6	—	0,7	1,2	1,0

Компоненты	A-14	723	A-13	734-70*	587	590	Среднее
	Щелочные граниты (массивы)						
	Атхинский		Вороти-Иначе	Шербахтинский			
$\Sigma \text{FeO}$	0,90	1,32	0,82	—	0,64	0,56	0,78
MnO	0,012	0,016	0,013	—	0,012	0,012	—
CaO	0,02	0,03	0,02	—	0,02	0,02	—
Na <sub>2</sub> O	5,78	6,09	5,19	—	5,33	5,70	—
K <sub>2</sub> O	7,63	7,51	8,10	—	7,58	7,82	—
Ab	53,7	55,1	49,4	56,7	51,2	52,6	55,8
Or	46,2	44,8	50,5	40,3	48,7	47,3	43,6
An	0,1	0,1	0,1	3,0	0,1	0,1	0,5

ных совместно с кварцем между таблицами *КПШ*, реже включен в них. В субщелочных сиенитах амфибол встречается в парагенезисе с диопсидом и биотитом, в щелочных породах — с эгирином и биотитом; часто он является единственным фемическим минералом гранитоидов.

По оптическим свойствам выделяются следующие разновидности амфиболов: 1) голубые и синие (до черных);  $c : Ng = 57-90^\circ$ ; дисперсия погасания резкая;  $-2V = 40-65^\circ$ ;  $Ng-Np = 0,007-0,017$ ; 2) бурые, буровато-зеленые, иногда с голубоватым или фиолетовым оттенком;  $c : Ng = 18-71^\circ$ ; дисперсия погасания в одних зернах резкая, в других — не проявлена;  $-2V = 30-75^\circ$ ;  $Ng-Np = 0,010-0,024$ ; 3) зеленые, с буроватым, желтоватым, коричневатым оттенками;  $c : Ng = 14-26^\circ$ ; дисперсия погасания обычно не проявлена;  $-2V = 60-85^\circ$ ;  $Ng-Np = 0,010-0,025$ .

Голубые амфиболы встречаются почти исключительно в щелочных гранитах; бурые — наблюдаются как в субщелочных, так и в щелочных сиенитах, кварцевых сиенитах; амфиболы третьей группы обычны для

Таблица 3

Химический состав (в вес. %) амфиболов из пород щелочно-гранитоидной ассоциации (по данным микрозондового анализа)

Компоненты	406	391-1	398	499-1
	1	2	3	4
	Субщелочные сиениты, кварцевые сиениты (массив)			
	Харитоновский		Хоринский	
SiO <sub>2</sub>	52,54	49,51	53,89	48,11
TiO <sub>2</sub>	0,83	0,85	0,06	0,81
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,43	4,09	0,74	2,96
Σ FeO	12,46	18,56	19,53	12,88
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,68	7,93	8,20	9,39
FeO	4,57	11,35	12,08	4,35
MnO	2,63	2,80	2,31	5,03
MgO	15,99	11,48	11,13	13,89
CaO	8,92	10,55	10,04	8,95
Na <sub>2</sub> O	2,96	1,56	1,07	3,25
K <sub>2</sub> O	0,67	0,54	0,20	0,73
Сумма	100,22	100,65	99,73	99,48

Таблица 3 (окончание)

Компоненты	A-92	3002-1	3001	3086	3086a	726
	10	11	12	13	14	15
	Щелочные сиениты, кварцевые сиениты (массив)					
	Харитоновский		Хоринский		Атхинский	
SiO <sub>2</sub>	51,61	53,24	50,32	51,95	52,67	52,98
TiO <sub>2</sub>	1,68	0,87	0,73	0,89	0,97	1,44
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,99	2,13	2,83	1,65	1,75	1,19
Σ FeO	11,34	12,17	18,15	14,54	12,85	17,22
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,19	11,19	8,21	8,67	8,66	7,41
FeO	8,44	2,00	10,68	6,66	4,98	10,48
MnO	2,19	2,72	3,33	5,25	5,06	2,38
MgO	16,92	16,07	11,73	13,36	14,58	12,20
CaO	7,51	7,09	5,12	6,67	6,89	3,44
Na <sub>2</sub> O	4,97	4,38	6,19	4,01	4,16	7,12
K <sub>2</sub> O	0,96	0,98	1,19	0,90	0,80	1,10
Сумма	99,47	100,67	100,33	100,03	100,52	99,74

Компоненты	3058	3077	3079	3082	3085
	5	6	7	8	9
	Субщелочные сиениты, кварцевые сиениты (массив)				
	Хоринский				
SiO <sub>2</sub>	51,66	52,68	47,84	50,89	45,41
TiO <sub>2</sub>	0,38	0,13	1,11	0,79	1,35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,35	1,63	4,24	2,45	5,87
Σ FeO	13,16	12,04	20,26	12,67	19,07
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,96	9,01	8,42	9,35	8,01
FeO	4,09	3,85	12,60	4,17	11,79
MnO	1,94	3,76	2,88	2,97	2,59
MgO	16,28	16,01	10,73	16,06	11,01
CaO	11,19	11,44	10,15	9,16	10,75
Na <sub>2</sub> O	1,36	0,73	2,16	2,65	2,04
K <sub>2</sub> O	0,32	0,22	0,62	0,65	0,87
Сумма	99,56	98,86	100,77	99,15	99,70

Компоненты	471-1	472	251	251a	A-14	590
	16	17	18	19	20	21
	Щелочные граниты (массив)					
	Мало-Куналейский		Хоринский		Атхинский	Шербактинский
SiO <sub>2</sub>	49,45	48,10	53,56	37,07	50,71	49,76
TiO <sub>2</sub>	2,47	1,59	0,69	2,57	1,33	0,65
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,26	4,06	2,61	12,27	0,70	2,16
Σ FeO	10,62	19,93	16,39	31,38	29,34	28,06
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,85	8,70	11,38	5,75	6,28	12,36
FeO	3,49	12,02	6,04	26,15	23,63	16,82
MnO	2,30	2,71	3,21	0,92	2,87	2,92
MgO	16,60	14,74	16,36	0,88	2,82	5,7
CaO	6,88	3,37	0,08	10,26	1,18	1,87
Na <sub>2</sub> O	4,44	4,53	5,37	2,99	8,87	4,89
K <sub>2</sub> O	0,92	0,85	0,98	2,06	1,39	1,17
Сумма	97,69	100,68	100,29	100,99	99,80	98,29

субщелочных гранитоидов. В амфиболов из различных пород ассоциации в той или иной мере проявлена зональность. Она наблюдается обычно в единичных зернах, но подобрать шлиф с незональными амфиболов затруднительно. Зональность выражается в закономерной смене окраски от центральной части к краевой; в преобладающем большинстве случаев бледно-зеленые тона сменяются более темными, бурые — голубоватыми, бледно-фиолетовые — густо-синими, почти черными. Границы между зона-

ми в одних случаях резкие, в других — очень нечеткие. По характеру изменения цвета можно предположить, что от ядра к периферии увеличивается щелочность минерала. Кроме зональных амфиболов, в гранитоидах ассоциации встречаются зерна, центральные части которых сложены измененным и резорбированным диопсидом, исключительно редко (в щелочных гранитах) — бурый биотитом.

Голубые и синие амфиболы по оптическим свойствам определенно

Таблица 4

Содержание (в форм. ед.) основных компонентов в кристаллических формулах амфиболов (пересчет на 23 кислорода)\*

Компоненты	Субщелочные сиениты, кварцевые сиениты						
	406	391-1	398	499-1	3058	3077	3079
	1	2	3	4	5	6	7
Si	7,40	7,31	7,94	7,15	7,35	7,56	7,16
Al <sub>IV</sub>	0,40	0,69	0,06	0,52	0,39	0,18	0,75
Ti <sub>IV</sub>	0,09	—	—	0,09	0,03	0,01	0,09
Fe <sup>3+</sup> <sub>IV</sub>	0,11	—	—	0,24	0,23	0,25	—
Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al <sub>VI</sub>	—	0,02	0,07	—	—	—	—
Ti <sub>VI</sub>	—	0,09	0,01	—	—	—	0,04
Fe <sup>2+</sup> <sub>VI</sub>	0,82	0,89	0,92	0,82	0,81	0,74	0,96
Fe <sup>2+</sup>	0,54	1,40	1,49	0,54	0,53	0,46	1,58
Mg	3,36	2,53	2,45	3,08	3,45	3,41	2,40
Mn	0,28	0,07	0,06	0,56	0,23	0,39	0,02
Y	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Ca	1,34	1,67	1,59	1,42	1,70	1,75	1,63
Na	0,81	0,45	0,31	0,94	0,37	0,20	0,63
K	0,12	0,10	0,04	0,14	0,06	0,04	0,12
Mn	0,03	0,28	0,23	0,08	0,02	0,06	0,35
X + A	2,30	2,50	2,17	2,58	2,15	2,03	2,73
f	35,75	52,08	52,52	44,03	34,90	35,90	55,88
f'	19,62	36,75	38,44	26,32	18,05	19,95	40,00
K <sub>a</sub>	2,32	0,71	2,69	2,07	1,10	1,33	1,83

идентифицируются как щелочные, главным классификационным признаком двух других разновидностей служит химический состав. В табл. 3 и 4 приведены результаты анализов амфиболов, полученные с помощью рентгеновского микроанализатора MS-46 "Сатеса", и их пересчеты на формульные коэффициенты. Фигуративные точки составов нанесены на диаграмму в координатах Ca-Al (рис. 3), предложенную для классификации щелочных амфиболов из редкометальных гранитоидов [14]. Сюда же нанесены анализы, заимствованные из литературных источников [5, 6, 30, 29, 32]. Зависимость между щелочностью амфиболов, общей и частной железистостью отражена на рис. 4.

Из таблиц, диаграмм, а также данных по оптическим свойствам амфиболов устанавливается следующее.

1. Абсолютное большинство амфиболов содержит пониженное количество глинозема и тяготеет к полосе, расположенной несколько левее линии рибекит—эденит.

2. Амфиболы в субщелочных сиенитах представлены кальциевыми и субкальциевыми разновидностями, в щелочных — кальциевыми катафоритами.

3. Для щелочных гранитов характерны амфиболы рибекит-арфведсонитового ряда, обладающие более высокой щелочностью, чем катафориты. Рибекит-арфведсониты встречаются и в сиенитах, но главным образом в виде каемок вокруг катафорита или вдоль трещинок спайности в этом минерале, таблитчатые зерна редки. В одной пробе из щелочных гранитов Хоринского массива, наряду с рибекитом, присутствует феррогастингсит.

Компоненты	Щелочные сиениты, кварцевые сиениты						
	3082	3085	A-92	3002-1	3001	3086	3086a
	8	9	10	11	12	13	14
Si	7,30	6,88	7,44	7,43	7,40	7,56	7,45
Al <sub>IV</sub>	0,41	1,05	0,35	0,35	0,47	0,27	0,29
Ti <sub>IV</sub>	0,09	0,07	0,18	0,09	0,08	0,09	0,10
Fe <sup>3+</sup> <sub>IV</sub>	0,20	—	0,03	0,13	0,05	0,08	0,16
Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al <sub>VI</sub>	—	—	—	—	—	—	—
Ti <sub>VI</sub>	—	0,08	—	—	—	—	—
Fe <sup>2+</sup> <sub>VI</sub>	0,81	0,92	0,32	1,07	0,84	0,86	0,75
Fe <sup>2+</sup>	0,50	1,49	1,02	0,24	1,31	0,81	0,58
Mg	3,43	2,49	3,63	3,36	2,54	2,90	3,09
Mn	0,26	0,02	0,03	0,21	0,31	0,43	0,58
Y	5,00	5,00	5,00	4,88	5,00	5,00	5,00
Ca	1,41	1,74	1,16	1,06	0,82	1,03	1,04
Na	0,73	0,60	0,70	1,20	1,75	1,13	1,15
K	0,12	0,17	0,10	0,18	0,23	0,16	0,14
Mn	0,10	0,31	0,24	—	0,09	0,21	0,02
X + A	2,36	2,82	2,20	2,44	2,89	2,53	2,35
f	30,36	53,71	33,39	34,73	51,49	46,10	41,47
f'	18,14	37,75	22,43	11,81	35,00	29,95	27,29
K <sub>a</sub>	2,07	0,73	2,28	3,94	4,02	4,77	4,49

4. В зональном кристалле из щелочных сиенитов центральная часть сложена кальциевым амфиболом, близким к таковому из субщелочных сиенитов; кайма зерна представлена Ca-катафоритом.

5. В субкальциевых и кальциевых амфиболах Mg обычно преобладает над Fe<sup>2+</sup>, что находит отражение в низких значениях частичной железистости ( $f^i = 4-40$ , чаще 18-38%), вычисленной по Fe<sup>2+</sup>, Mg, Mn, изоморфно замещающих друг друга в позиции у. В щелочных амфиболах эта особенность состава проявлена значительно реже.

6. Коэффициенты аргитности большей части амфиболов субщелочных гранитоидов находятся в пределах 0,5-2,5; щелочных — 1,5-8,5. Железистость минерала несколько возрастает с увеличением его щелочности.

7. Амфиболы из всех гранитоидов ассоциации отличаются высокими содержаниями марганца.

Итак, устанавливается, что переходу субщелочной сиенит → щелочной сиенит → щелочной гранит соответствует следующее изменение состава амфиболов: субкальциевый и кальциевый (близкий к эдэниту) амфибол → катафорит → рибекит-арфведсонит. Увеличение щелочности в рядах кальциевый амфибол → субкальциевый амфибол и катафорит → рибекит-арфведсонит происходит постепенно, в ряду субкальциевый амфибол → катафорит — дискретно, хотя область разрыва очень невелика (см. рис. 3). Дискретность эта, возможно, кажущаяся и связана с тем, что отсутствуют определения состава амфиболов из субщелочных гранитов, формировавшихся между субщелочными и щелочными сиенитами. Однако эти породы обычно биотитовые, амфибол в них крайне редок. Не исключено, что дискрет-

Таблица 4 (окончание)

Компоненты	Щелочные граниты						
	726	471-1	472	251	251a	A-14	590
	15	16	17	18	19	20	21
Si	7,80	7,15	6,96	7,50	5,89	7,89	7,61
Al <sub>IV</sub>	0,20	0,56	0,78	0,42	2,11	0,11	0,39
Ti <sub>IV</sub>	—	0,27	0,17	0,08	—	—	—
Fe <sub>IV</sub> <sup>3+</sup>	—	0,02	0,08	—	—	—	—
Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al <sub>VI</sub>	0,01	—	—	—	0,19	0,02	0,01
Ti <sub>VI</sub>	0,16	—	—	—	0,29	0,15	0,08
Fe <sub>VI</sub> <sup>3+</sup>	0,83	0,85	0,86	1,19	0,69	0,73	1,43
Fe <sup>2+</sup>	1,29	0,43	1,48	0,75	3,43	3,03	2,15
Mg	2,68	3,57	3,17	3,42	0,21	0,64	1,29
Mn	0,03	0,15	—	—	0,12	0,38	0,04
Y	5,00	5,00	5,51	5,36	4,93	4,95	5,00
Ca	0,54	1,07	0,53	0,01	1,75	0,20	0,31
Na	2,03	1,24	1,27	1,46	0,91	2,69	1,45
K	0,21	0,17	0,17	0,18	0,42	0,28	0,24
Mn	0,27	0,13	0,33	0,38	—	—	0,34
X + A	3,05	2,61	2,30	2,03	3,08	3,17	2,34
f	49,05	38,55	47,99	40,41	95,56	86,93	75,00
f'	33,00	4,8	18,80	7,75	94,41	83,5	57,28
K <sub>a</sub>	2,59	2,52	2,05	3,81	0,40	22,92	4,37

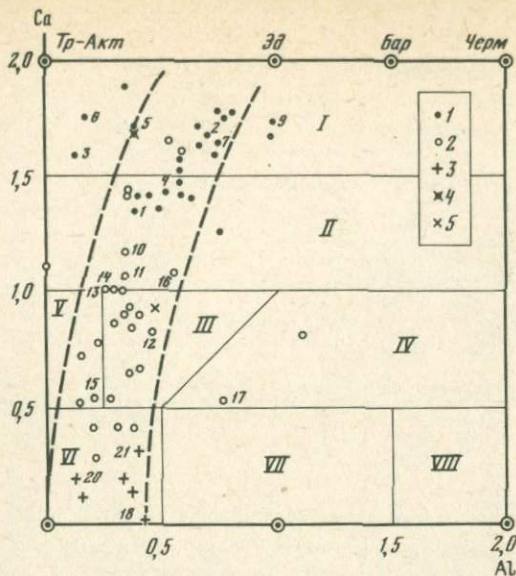
\* Место взятия проб см. в табл. 3.

ность реальна и отражает ограниченное распространение в природе твердых растворов кальциевых и щелочных амфиболов [9].

Содержание фтора в амфиболах гранитоидов главных этапов становления ассоциации достаточно высокое и составляет от 0,51 до 3,6, в среднем 1,4 вес. % [5, 6, 32]. Согласно нашим данным, полученным по эталонному Хоринскому массиву, концентрации фтора в амфиболах щелочных гранитов близки к указанному верхнему пределу, субщелочных сиенитов — значительно ниже (табл. 5).

В заключение отметим, что по таким особенностям химизма, как высокое содержание фтора, повышенная концентрация марганца, характер соотношений Ca/Al, изученные амфиболы близки к щелочным амфиболам из редкометальных гранитоидов Монголии и щелочных гранитоидов Северо-Восточной Тувы [14], а также к амфиболам из щелочных гранитов кергетас-эспинского комплекса Восточного Казахстана [11]. Возможно, это сходство отражает близость условий генерации кремнекислых магм высокой щелочности в разных регионах; заметим, что формирование всех указанных ассоциаций происходило в течение относительно небольшого временного интервала — пермь — ранний триас.

*Биотит* — характерный минерал гранитоидов ассоциации, но в разных породах роль его различна: в субщелочных гранитах биотит является единственным фемическим минералом, в сиенитах он встречается обычно в парагенезисе с амфиболом и пироксеном; в щелочных породах присутствует, как правило, постмагматический биотит, магматический



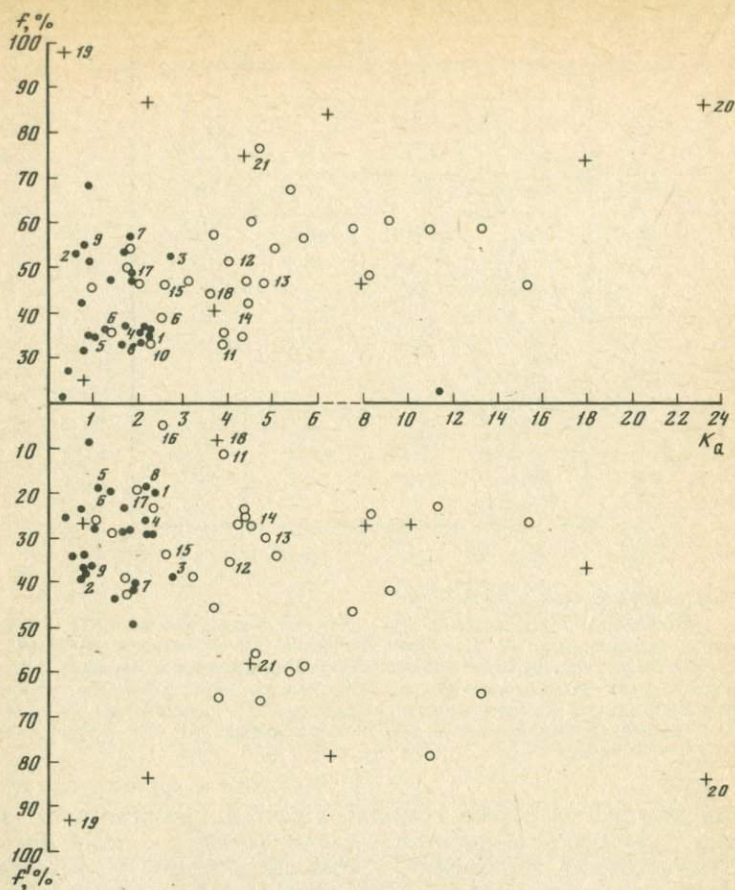
Р и с. 3. Соотношение Ca/Al в амфиболах

1, 2 — субщелочные (1) и щелочные (2) сиениты, кварцевые сиениты; 3 — щелочные граниты, граносиениты; 4, 5 — периферическая (4) и центральная (5) части зонального кристалла; номера проб соответствуют порядковым номерам в табл. 3, 4; фигуративные точки без номеров на рис. 3—8 даны по [5, 6, 29, 30, 32]; поля: I — кальциевый амфибол, II — субкальциевый амфибол, III — Са-катофорит, IV — Al-катофорит, V — рихтерит, Са-рибекит, VI — рибекит-арфведсонит, VII — кроссит-эккерманит, VIII — глаукофан

редок, но иногда в щелочных гранитах в центре призматических зерен щелочного амфибола устанавливается биотит ранней генерации. Магматический биотит бурый, коричневатый и красновато-бурый; к чешуйкам и розетковидным скоплениям слюды тяготеют акцессорные минералы. Постмагматический биотит развивается по пироксену, амфиболу, биотиту в виде мелких буровато-зеленых чешуек.

Мы не располагаем оригинальными анализами биотитов и для характеристики химизма минерала воспользовались данными Н.С. Вартановой с сотрудниками [5, 6], Е.М. Шеремета и В.Д. Козлова [32]. По имеющимся материалам трудно судить об изменении состава биотита в эволюционном плане, поскольку не всегда разделены слюды различных генераций, не все разновидности пород охарактеризованы равномерно. Однако некоторые особенности биотитов все же выявляются.

Биотиты из субщелочных и щелочных гранитоидов отличаются невысокой железистостью: в гранитах она варьирует от 25,70 до 34,48%, в сиенитах несколько выше — 30,05—47,84, в редких случаях (в субщелочных сиенитах) железистость достигает 59,79—60,87%. В основном биотиты недосыщены щелочами, хотя отношение  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$  достаточно высокое — в среднем 0,86 (0,66—1,08). Отражением повышенной "щелочности" слюд является их глиноземистость  $\Delta\text{Al} = \text{Al} - (\text{Na} + \text{K})$ . В биотитах гранатов  $\Delta\text{Al}$  варьирует от +0,39 до -0,069; в сиенитах — от +0,59 до -0,045. Интересно, что отрицательные значения встречены в слюдах субщелочных, а не щелочных сиенитов. На графике, построенном в координатах  $\text{Si}/\text{Al} - (\text{Mg} + \text{Fe})/\text{Al}$  [19], фигуративные точки составов био-



Р и с. 4. Соотношение коэффициента аглаитности с общей и частичной железистостью в амфиболах

Условные обозначения те же, что на рис. 3

титов попадают преимущественно в IV и V поля щелочности (рис. 5), что указывает на кристаллизацию минерала из высокощелочных расплавов. Важной особенностью биотитов из пород ассоциации является повышенная концентрация в них фтора — от 0,5 до 4,7 вес. %. Близкий порядок цифр получен нами для слюд Хоринского массива; по единичным анализам установлено, что содержание фтора в биотитах из щелочных гранитов примерно в 3–6 раз выше, чем в субщелочных сиенитах (табл. 6).

Отсутствие четкой геологической привязки части анализов не позволяет считать все полученные выводы окончательными и проводить корректные сопоставления с данными других исследователей.

*Пироксен* относится к характерным минералам гранитоидов ассоциации, но постоянно присутствует только в щелочных гранитах; в сиенитах и кварцевых сиенитах встречается спорадически. По оптическим свойствам выделяются две разновидности магматогенного пироксена: 1) травяно-зеленый, иногда с бурым оттенком, светло-зеленый; плеохроизм едва

Таблица 5

Содержание фтора (в вес. %) в амфиболах из гранитоидов Хоринского массива

Номер пробы	Число анализов	Пределы колебания	$\bar{X}$
Щелочной гранит			
245	10	2,53–3,22	2,96
251	14	1,99–3,21	2,57
353	5	2,64–3,78	3,03
254	8	2,10–5,40	3,60
Субщелочной сиенит			
244	10	0,53–1,37	0,89

Примечание. Здесь и в табл. 6 — определения проводились на микроанализаторе JXA-5 в ИГиГ УНЦ АН СССР И.Н. Бушляковым.

Таблица 6

Содержание фтора (в вес. %) в биотитах гранитоидов Хоринского массива

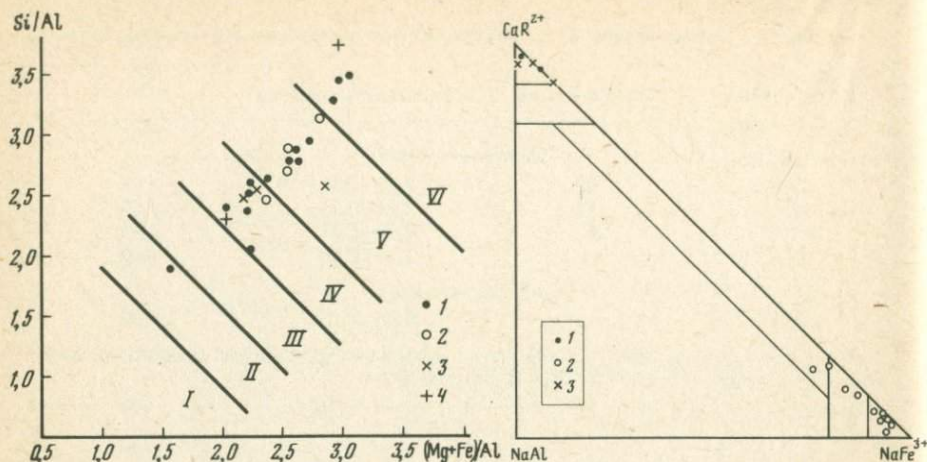
Номер пробы	Число анализов	Пределы колебания	$\bar{X}$
Щелочной гранат			
245	6	5,67–7,76	6,4
248	6	4,20–4,80	4,53
253	4	2,63–4,07	3,16
Субщелочной сиенит			
244	5	0,86–1,20	1,09

заметен или отсутствует;  $c : Ng = 68-90^\circ$ ;  $Ng - Np = 0,033-0,048$ ; 2) бледно окрашенный; не плеохроирует;  $c : Ng = 35-42^\circ$ ;  $Ng - Np = 0,023-0,036$ .

Пироксен первой группы — эгирин — позднемагматический минерал щелочных гранитов, реже сиенитов. Он кристаллизуется в ксеноморфных, иногда призматических зернах близко одновременно с кварцем или даже несколько позднее. Эгирин наблюдается также в виде оторочек вокруг кристаллов щелочного амфибола. Кроме магматического, в гранитоидах присутствует постмагматический эгирин, появляющийся в значительных количествах в эндоконтактных зонах и альбитизированных разностях. Минерал хорошо диагностируется в игольчатых кристаллах, но в ксеноморфных выделениях и каймах практически неотличим от магматического. Бледно окрашенный моноклинный пироксен редок. Немногочисленные его реликты, как правило, замещенные и корродированные, сохраняются в центре щелочных и кальциевых амфиболов, являясь, по-видимому, остатками ликвидусной кристаллической фазы; мелкие короткостолбчатые призмочки пироксена встречаются также внутри зерен *КПШ*. В некоторых разновидностях субщелочных сиенитов бесцветный пироксен отмечается в крупных таблитчатых выделениях совместно с биотитом и амфиболом.

Для суждения о химизме пироксенов использованы только опубликованные данные [5, 6, 32, 29].

На рис. 6–8 показаны соотношения различных компонентов в пироксенах. На всех диаграммах фигуративные точки составов двух выделенных



Р и с. 5. Состав биотитов из пород щелочно-гранитоидной ассоциации

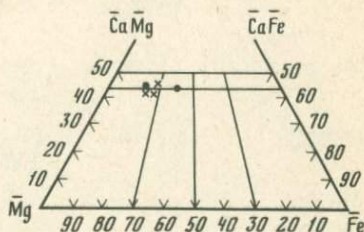
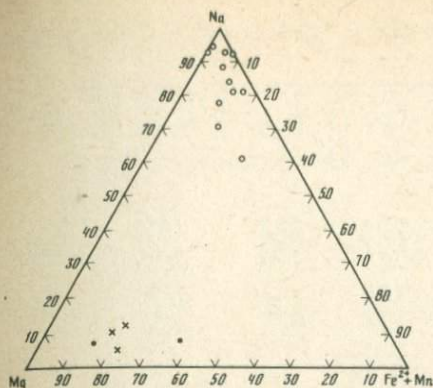
1, 2 — субщелочные (1), щелочные (2) сиениты, кварцевые сиениты; 3, 4 — субщелочные (3), щелочные (4) граниты

Р и с. 6. Соотношение жадеитового, эгиринового и диопсид-геденбергитового компонентов в пироксенах

1 — субщелочные сиениты; 2 — щелочные гранитоиды; 3 — зерна, включенные в амфибол

разновидностей минерала образуют обособленные рои, в пределах которых колебания параметров незначительны по сравнению с различиями между группами. Бледно окрашенный пироксен в индивидуализированных зернах призматического габитуса представлен диопсидом и салитом, субликвидусный пироксен в ядре щелочного амфибола — диопсидом; щелочной пироксен близок к чистому эгирину, составы его центральной и периферической частей практически идентичны. В гранитах и сиенитах ассоциации пока не установлены пироксены, занимающие промежуточное положение между диопсидом и эгирином. Это может быть связано с ограниченным числом анализов либо с тем, что в отличие от других фемических минералов пироксен не является "сквозным" минералом ассоциации. В скольконибудь заметных количествах он присутствует только в субщелочных сиенитах, а затем появляется как позднемагматический уже в щелочных породах.

Заканчивая минералогическую характеристику, отметим, что данные по составу породообразующих минералов содержат важную петрологическую информацию. Так, увеличение содержания натрия в амфиболах, пироксенах, *КПШ* от субщелочных к щелочным гранитоидам свидетельствует либо о возрастании во времени потенциала натрия и кислорода, либо об увеличении содержания натрия в магмах. Направленное изменение химизма главных минералов позволяет утверждать, что субщелочные и щелочные образования являются членами одного эволюционного ряда, для которого устанавливаются общие тенденции изменения режима щелочей, характерные для всех магматических серий [28]. Этот вывод представляется важным, поскольку вопрос о принадлежности указанных пород к единой пермо-триасовой ассоциации продолжает оставаться остро дискуссионным. Очень показательна высокая магнезиальность амфиболов и субликвидус-



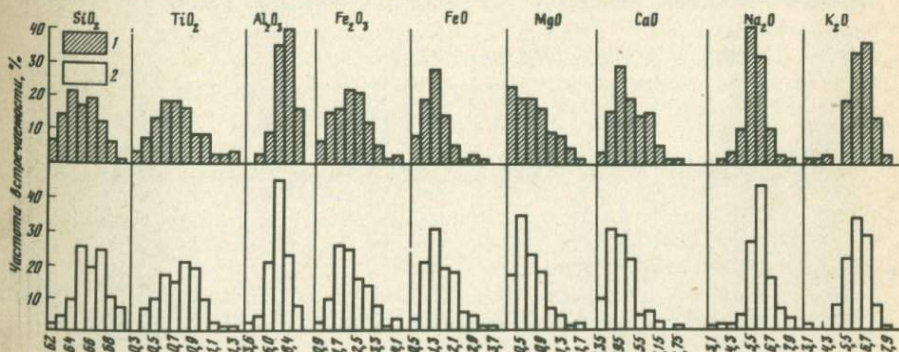
Р и с. 7. Соотношение  $\bar{Ca}$ ,  $\bar{Mg}$ ,  $\bar{Fe}$  в пироксенах,  $\bar{Ca} = 100 Ca / (Fe + Mo + Ca)$ ;  $\bar{Mg} = 100 Mg / (\Sigma Fe + Mg + Ca)$ ;  $\bar{Fe} = 100 \Sigma Fe / (\Sigma Fe + Mg + Ca)$   
Условные обозначения те же, что на рис. 6

Р и с. 8. Соотношение Na, Mg,  $Fe^{2+} + Mn$  в пироксенах  
Условные обозначения те же, что на рис. 6

ного пироксена. Она свидетельствует о значительных температурах кристаллизации и о вероятной генетической связи щелочно-гранитоидных магм с базальтами. Высокие температуры ( $\geq 1000^\circ C$ ) подтверждаются термобарогеохимическими исследованиями. Наконец, привлекают внимание значительные содержания фтора в амфиболах и биотитах (в минералах из щелочных гранитов они составляют соответственно 2–3 и 3–5 вес. %). По-видимому, доля фтора в системе была значительной, а на заключительных этапах становления ассоциации количество фтора, возможно, превышало количество  $H_2O$ .

### ХИМИЗМ ГРАНИТОИДОВ

Содержание петрогенных окислов в сиенитах и гранитах субщелочной и щелочной групп приведено в табл. 7. Характер распределения содержаний окислов в этих породах отражен на гистограммах (рис. 9, 10). На рис. 11, иллюстрирующем зависимость количества щелочей от  $SiO_2$ , показан



Р и с. 9. Распределение петрогенных окислов в сиенитах и кварцевых сиенитах  
1 — субщелочные породы; 2 — щелочные породы

Таблица 7

Содержание (в вес. %) петрогенных окислов и некоторые петрохимические коэффициенты в гранитоидах

Порода	Число анализов	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO
Граниты						
Субщелочные	186	73,31	0,25	13,31	1,25	1,06
		1,96	0,12	1,00	0,68	0,66
Щелочные	163	73,15	0,33	12,81	1,56	1,23
		1,99	0,18	1,52	0,78	0,69
Сиениты, кварцевые сиениты						
Субщелочные	174	64,59	0,64	17,29	1,92	1,29
		1,89	0,24	1,28	0,73	0,63
Щелочные	138	65,49	0,68	16,54	2,03	1,37
		1,61	0,22	1,37	0,68	0,61

Примечание. Здесь и далее  $K_a$  — коэффициент агаптитности; в числителе дробей — средние значения, в знаменателе — среднеквадратичные отклонения.

MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O + Na <sub>2</sub> O	$K_a$	$\frac{Fe_2O_3}{FeO}$
0,28	0,44	4,22	4,94	9,16	0,91	1,18
0,25	0,30	0,55	0,53		0,18	
0,29	0,44	4,59	4,83	9,42	1,04	1,27
0,25	0,30	0,73	0,57		0,11	
0,62	1,09	5,44	6,06	11,50	0,97	1,49
0,41	0,54	0,64	0,71		0,13	
0,56	0,81	5,75	5,79	11,54	0,94	1,48
0,30	0,42	0,74	0,79		0,09	

ны фигуративные точки составов пород субщелочного и щелочного этапов. Для четырех главных разновидностей пород ассоциации построены гистограммы распределения основных петрохимических коэффициентов (рис. 12, 13) — железистости ( $f$ ), агаптитности ( $K_a$ ), глиноземистости ( $al'$ ), отношений  $Na_2O/K_2O$ ,  $Na_2O/(Al_2O_3 - K_2O) = (Na)$ .

Анализ приведенного материала позволяет установить следующие особенности химизма субщелочной и щелочной породных групп и входящих в их состав гранитоидов.

1. Сиениты (кварцевые сиениты) и граниты в каждой породной группе образуют обособленные фазы внедрения, что доказано геологически и подтверждается бимодальным распределением содержаний SiO<sub>2</sub> на гистограммах.

2. Для субщелочных и щелочных пород характерно высокое содержание щелочей и низкое — оснований. Суммарное количество щелочей в сиенито-

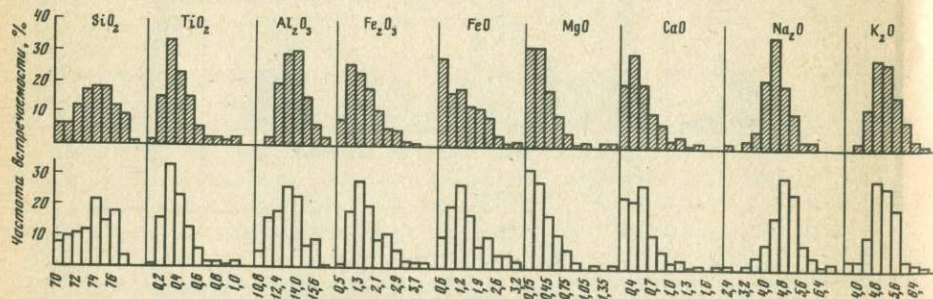


Рис. 10. Распределение петрогенных окислов в гранитах  
Условные обозначения те же, что на рис. 9

вых разностях обычно варьирует от 11 до 13%, в гранитах нередко превышает 9—10%.

3. На классификационной диаграмме SiO<sub>2</sub>—(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) фигуративные точки субщелочных и щелочных пород расположены в основном в области перекрытия полей субщелочных и щелочных бесфельдшпатоидных пород; при этом точки сиенитов и кварцевых сиенитов не выходят за пределы поля субщелочных образований, граниты часто попадают в область щелочных пород.

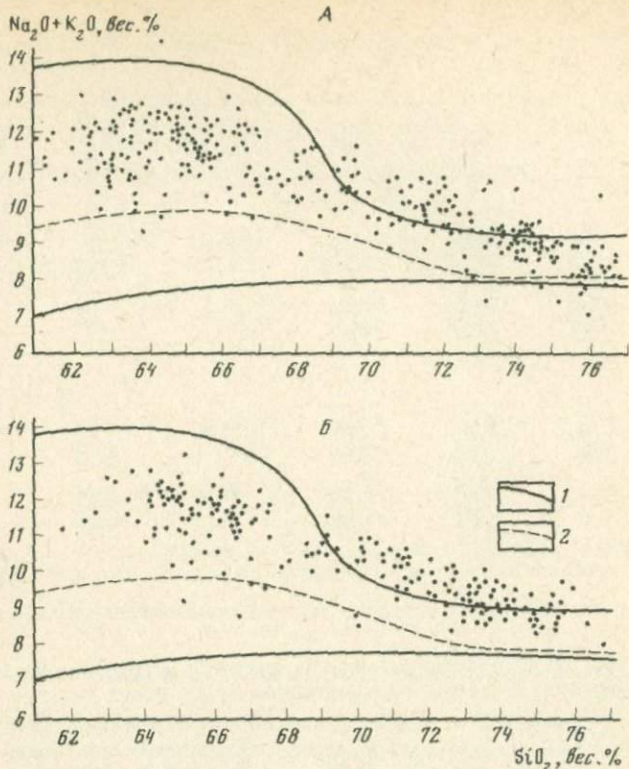
4. Граниты и сиениты ассоциации отличаются высокой общей железистостью. Коэффициенты общей железистости в одноименных разновидностях субщелочной и щелочной групп одинаковы и составляют в кварцевых сиенитах 76—90, в гранитах — 82—100%<sup>1</sup>. Степень окисленности железа, как правило, больше единицы, что отчетливо видно при сопоставлении гистограмм распределения FeO и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

5. По величине отношения Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O граниты и сиениты ассоциации принадлежат к калиево-натриевой серии. В пределах породной группы соотношение щелочей практически не меняется, модальное значение параметра варьирует в субщелочных образованиях в пределах 0,75—0,90, в щелочных несколько выше — 0,9—1,05.

6. Породы ассоциации относятся к умеренно агаптитным — коэффициент агаптитности близок к единице и мало отличается в породах субщелочной и щелочной групп, составляя соответственно 0,8—1,04 и 0,8—1,12. Среди гранитов обеих групп чаще встречаются более щелочные разновидности, чем среди сиенитов (нижние пределы модальных значений  $K_a$  в гранитах более высокие).

7. В абсолютном большинстве субщелочных образований не установлено

<sup>1</sup> Приведенные здесь и далее вариации петрохимических характеристик соответствуют 75—90% проб каждой выборки.



Р и с. 11. Петрохимическая диаграмма в координатах  $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  для субщелочных (А) и щелочных (Б) гранитоидов

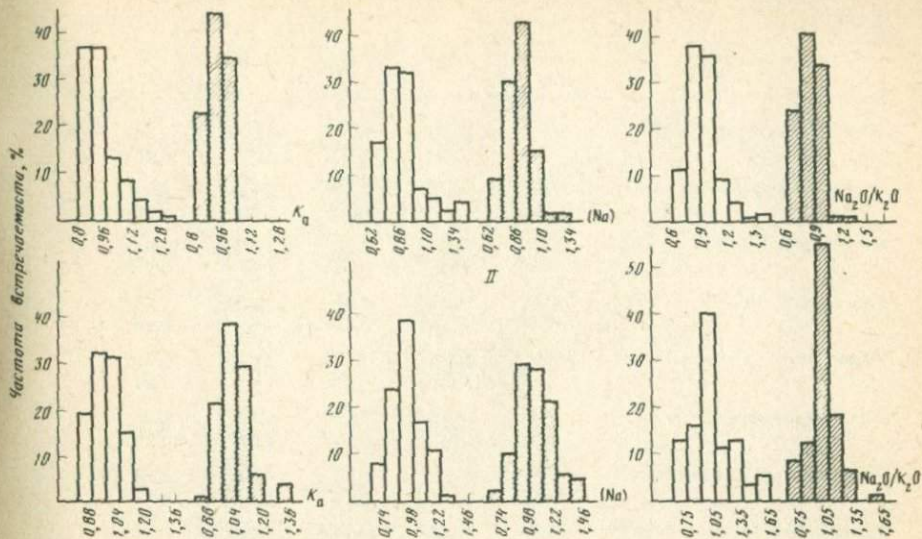
1 — область распространения субщелочных пород; 2 — нижняя граница распространения бесфельдшпатоидных щелочных пород со щелочными амфиболами и пироксенами

избытка  $\text{Na}_2\text{O}$  над  $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{K}_2\text{O}$ , т.е. можно предположить, что практически весь  $\text{Na}_2\text{O}$  входит в состав полевых шпатов. В щелочных сиенитах и особенно в гранитах (Na) часто превышает единицу, что обуславливает наличие в породах щелочных амфиболов и эгирина.

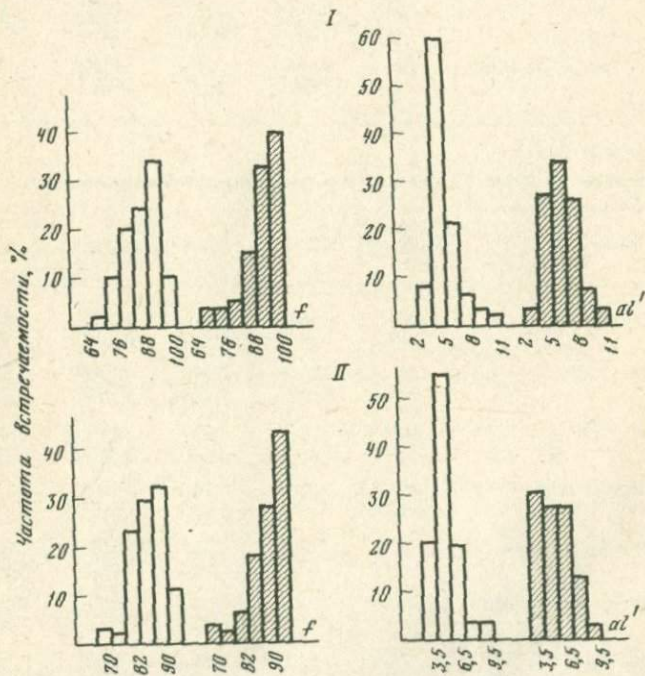
8. Субщелочные и щелочные породы относятся к весьма высоко глиноземистым (см. рис. 7). Соотношение полевошпатовой и фемической составляющих в сиенитах и кварцевых сиенитах более стабильно ( $al' = 3,5-5$ ), чем в гранитах ( $al' = 2-8$ ).

Из приведенной характеристики видно, что одноименные петрографические разновидности субщелочной и щелочной групп обладают сходством химического состава, выражающимся в существовании очень больших областей перекрытия практически по всем параметрам. На основании сравнения указанных образований по  $F$ - и  $t$ -критериям установлено, что смена субщелочного этапа магматизма щелочным связана с возрастанием в расплавах концентрации  $\text{Na}_2\text{O}$  и уменьшением  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Между породами ассоциации существуют минералогические различия, которые выражаются главным образом в закономерной смене состава фемических минералов как в пределах каждого этапа, так и от этапа к этапу. Состав магнетально-железистых силикатов, как известно, в большей степени зависит

I



Р и с. 12. Гистограммы распределения коэффициентов агпайтичности, отношений  $Na_2O/(Al_2O_3 - K_2O)$  и  $Na_2O/K_2O$  в субщелочных (I) и щелочных (II) гранитах (заштриховано) и сиенитах ассоциации



Р и с. 13. Гистограммы распределения коэффициентов железистости и глиноземности в субщелочных (I) и щелочных (II) гранитах (заштриховано) и сиенитах ассоциации

Таблица 8

Химический состав (в вес. %) субщелочных сиенитов из различных массивов

Массив	Число анализов	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
Улан-Дабанский	8	65,64	0,76	17,24	2,64
		2,02	0,33	1,29	0,92
Темникская группа	13	65,13	0,68	16,73	1,83
		1,98	0,24	1,16	0,48
Улан-Хабинский	7	65,06	0,60	17,97	2,01
		2,09	0,20	1,21	0,77
Дабхорский	8	63,16	0,61	18,50	1,88
		2,02	0,20	1,36	0,26
Убукунский	9	64,46	0,60	17,04	2,36
		2,42	0,37	1,10	1,43
Харитоновский	49	64,13	0,68	17,21	2,18
		1,81	0,24	1,67	0,87
Ганзуринский, Куйтунский	24	64,95	0,63	17,46	2,06
		1,72	0,20	1,25	0,48
Тарбагатайский	7	64,68	0,64	17,23	1,42
		1,10	0,11	0,87	0,24
Куналейский	7	63,50	0,74	17,16	1,93
		1,89	0,32	0,49	0,71
Брянский	13	64,98	0,51	17,21	1,91
		1,77	0,11	1,02	0,31
Хоринский и Средне-Онинский	22	65,16	0,60	16,98	1,46
		1,87	0,23	0,88	0,48

FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /FeO	K <sub>a</sub>
0,53	0,41	0,65	5,84	5,56	11,40	4,98	0,93
0,35	0,28	0,18	0,38	1,67			
1,46	0,59	0,94	5,17	6,06	11,23	1,25	0,88
0,84	0,30	0,44	0,69	0,46			
0,72	0,64	1,48	5,00	5,57	10,57	2,79	0,80
0,29	0,35	0,56	0,17	0,74			
0,26	0,74	1,30	5,07	6,60	11,67	7,23	0,89
0,36	0,42	0,54	0,52	0,63			
1,36	0,86	0,93	5,40	6,36	11,76	1,73	0,92
0,41	0,37	0,48	0,56	0,60			
1,14	0,63	1,12	5,65	6,14	11,79	1,91	0,91
0,42	0,34	0,53	0,49	0,40			
1,31	0,32	0,97	5,35	6,19	11,54	1,57	0,89
0,50	0,20	0,39	0,44	0,74			
2,04	0,36	0,84	5,38	6,25	11,63	0,70	1,00
0,48	0,16	0,42	0,15	0,59			
0,27	0,95	1,78	4,89	6,22	11,11	7,15	0,86
0,42	0,25	0,95	0,86	0,79			
1,04	0,74	1,05	5,94	5,82	11,76	1,84	0,94
0,31	0,37	0,53	0,85	0,45			
1,43	0,64	1,19	5,25	5,90	11,15	1,02	1,08
0,46	0,39	0,78	0,42	0,69			

Таблица 9

Химический состав (в вес. %) субщелочных гранитов из различных массивов

Массив	Число анализов	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
Убур-Таширский	26	74,81	0,20	12,38	1,30
		1,67	0,13	0,64	0,70
Соготинский	55	72,79	0,27	13,70	1,76
		2,06	0,09	1,07	0,64
Улентуйский	6	72,90	0,19	13,21	0,56
		1,01	0,06	0,75	0,11
Верхне-Онинская группа	8	72,15	0,31	14,18	0,94
		1,75	0,12	0,95	0,57
Уда-Кудунское междуречье	19	72,97	0,31	13,37	1,25
		1,74	0,13	0,75	0,56
Уда-Конда-Витимское междуречье	27	73,37	0,28	13,27	0,83
		1,50	0,11	0,83	0,42
Тулукайский	10	73,37	0,21	13,13	0,96
		1,38	0,06	0,74	0,39
Верховья р. Олекмы	13	73,84	0,19	13,08	0,75
		2,27	0,07	0,89	0,62

FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /FeO	K <sub>a</sub>
0,83	0,38	0,44	4,01	4,91	8,92	1,57	0,97
0,50	0,30	0,17	0,37	0,64			
0,56	0,18	0,34	4,21	5,21	9,42	3,14	0,92
0,26	0,15	0,24	0,64	0,55			
1,89	0,13	0,46	4,28	4,98	9,26	0,30	0,95
0,31	0,05	0,23	0,26	0,24			
0,97	0,37	0,43	4,36	5,33	9,69	0,97	0,75
0,37	0,43	0,26	0,46	0,42			
1,15	0,29	0,42	4,40	4,82	9,22	1,09	0,93
0,53	0,16	0,31	0,44	0,29			
1,76	0,24	0,38	4,21	4,54	8,75	0,47	0,89
0,57	0,12	0,25	0,27	0,34			
1,62	0,37	0,59	4,52	4,80	9,32	0,59	0,97
0,53	0,10	0,21	0,34	0,34			
1,66	0,47	0,71	4,25	4,60	8,85	0,45	0,87
0,72	0,50	0,69	0,71	0,34			

Таблица 10

Химический состав (в вес. %) щелочных сиенитов из различных массивов

Массив	Число анализов	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O	$\frac{Fe_2O_3}{FeO}$	K <sub>a</sub>
Добхорский	3	65,80	0,40	18,26	2,03	0,65	0,34	0,58	5,75	5,27	11,02	3,12	0,83
Убукунский	3	67,32	0,40	15,96	2,65	0,91	0,53	0,36	5,29	6,10	11,39	2,91	0,97
Харитоновский	43	65,31 1,42	0,74 0,20	16,26 1,68	2,38 0,67	0,97 0,31	0,53 0,31	0,64 0,29	5,78 0,48	6,02 0,54	11,80	2,45	0,98
Вороти-Иначе*	6	67,71 1,78	0,67 0,13	15,05 1,02	2,42 0,73	1,58 0,36	0,45 0,30	0,24 0,34	5,70 0,32	5,23 0,26	10,93	1,53	0,99
Куналейский	9	66,23 1,09	0,70 0,13	16,41 0,70	2,02 0,65	1,19 0,41	0,55 0,11	0,93 0,50	4,90 0,77	5,99 0,73	10,89	1,70	0,95
Мало-Куналейский*	21	65,86 1,71	0,59 0,21	15,98 1,34	1,60 0,92	2,35 0,82	0,36 0,44	1,18 0,55	6,08 0,89	5,12 0,87	11,20	0,68	0,97
Брянский	6	64,58 1,44	0,61 0,20	17,67 0,53	2,27 0,60	0,96 0,34	0,89 0,53	1,12 0,36	4,69 1,09	6,52 0,78	11,21	2,36	0,83
Петровск-Забайкальский*	10	64,48 0,85	0,66 0,16	16,47 0,71	1,40 0,67	1,35 0,45	0,33 0,18	0,70 0,35	7,20 0,49	6,05 0,40	13,25	1,04	1,11
Хоринский	6	65,90 2,21	0,68 0,13	16,47 1,22	1,64 0,38	1,76 0,48	0,60 0,39	1,12 0,86	5,41 0,18	5,28 1,13	10,69	0,93	0,88
Водораздельный	5	64,66 2,21	0,64 0,26	17,84 0,99	1,48 0,32	1,87 0,53	0,62 0,25	0,99 0,58	5,36 0,13	6,03 0,42	11,39	0,79	0,87
Верхне-Онинская группа массивов	18	65,22 1,33	0,54 0,19	17,33 0,77	1,55 0,33	1,73 0,46	0,40 0,22	0,95 0,43	5,52 0,33	6,14 0,48	11,66	0,78	0,93
Самартинский	5	66,91 0,80	0,77 0,05	15,57 0,55	1,94 0,38	1,01 0,29	0,74 0,03	0,53 0,18	6,26 0,32	5,63 0,42	11,89	1,92	1,05
Хазартинский	6	66,10 2,08	0,69 0,20	15,61 0,85	1,61 0,64	2,11 0,62	0,57 0,21	0,81 0,43	6,31 0,73	5,70 0,64	12,01	0,76	1,07
Верхне-Чесанский	5	65,08 2,21	0,69 0,21	17,52 2,44	1,51 0,66	0,94 0,17	0,68 0,29	0,71 0,28	6,48 0,47	5,78 0,86	12,26	1,61	0,97
Атхинский	10	64,93 1,91	0,78 0,22	16,00 1,14	1,93 0,41	2,03 0,57	0,67 0,26	0,83 0,38	6,55 0,56	5,30 0,24	11,85	0,95	1,00

\* По данным Н.С. Вартановой и др. [6].

от активности щелочей, поэтому можно предположить, что в ходе становления ассоциации существенно менялось не только количественное соотношение щелочей в исходных расплавах, но и режим активности этих компонентов.

Так, если кристаллизация субщелочных сиенитов и кварцевых сиенитов (биотит-амфиболовых, амфиболовых, биотитовых) происходила, вероятно, в условиях  $\mu_{K_2O} \geq \mu_{Na_2O}$ , то при кристаллизации гранитов этой группы (всегда биотитовых)  $\mu_{K_2O} \geq \mu_{Na_2O}$ . Смена субщелочного этапа щелочным не сопровождалась изменением общей щелочности расплавов,

так как коэффициент аргитности субщелочных гранитов и щелочных сиенитов практически одинаковый. Однако появление в последних катафорита свидетельствует о повышении в системе  $\mu_{Na_2O}$ , величина которого при формировании щелочных гранитов (рибекит-арфведсонитовых, амфибол-эгириновых) достигает максимума.

Для изучения латеральной изменчивости химического состава главных разновидностей пород ассоциации по простиранию ареала были сформированы выборки по 34 массивам или группам массивов, расположенным в полосе протяженностью 700–750 км. Результаты статистической

Таблица 11

Химический состав (в вес. %) щелочных гранитов из разных массивов

Массив	Число анализов	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> / FeO	K <sub>a</sub>
Нумургинский	6	74,52	0,33	12,71	1,59	0,54	0,09	0,36	4,74	4,55	9,29	2,94	1,0
		1,40	0,16	0,80	0,19								
Вороти-Иначе	11	72,07	0,65	12,02	2,78	0,48	0,05	0,20	0,18	0,36	9,69	3,66	1,11
		1,92	0,18	1,81	0,58								
Тугнуйский, Куналейский	6	71,64	0,34	12,86	2,45	0,76	0,61	0,49	5,10	4,59	10,21	2,52	1,06
		1,54	0,17	0,99	1,52								
Мало-Куналейский	4	70,93	0,59	12,53	2,50	0,26	0,30	0,41	0,52	0,42	9,14	2,53	1,12
		1,44	0,08	0,61	0,57								
Верховья р. Ильки	5	73,66	0,27	12,93	1,72	0,67	0,58	0,42	5,31	4,85	10,16	3,73	1,12
		1,44	0,08	0,61	0,57								
Нижне-Тарбагатайский	28	72,60	0,29	12,85	1,39	0,68	0,28	0,60	4,85	4,29	9,14	2,53	0,98
		2,53	0,14	1,43	0,68								
Хоринский	27	72,75	0,30	13,57	1,10	0,46	0,19	0,37	0,36	0,21	10,33	0,88	1,10
		1,58	0,15	0,78	0,27								
Бугутуйский, Мозойский	10	73,27	0,32	12,48	1,81	1,06	0,22	0,37	4,83	4,99	9,82	1,04	0,99
		1,44	0,06	0,78	0,49								
Уда-Кудунское междуречье	16	72,79	0,34	13,15	2,00	0,38	0,21	0,12	0,32	0,33	9,27	1,18	1,02
		2,49	0,16	1,51	0,99								
Верхне-Онинская группа массивов	4	71,94	0,33	14,05	1,47	0,97	0,48	0,77	4,43	4,78	9,21	2,63	0,98
		0,81	0,61	0,51	4,20								
Хазартинский	10	72,20	0,38	11,91	1,27	2,04	0,32	0,57	5,33	4,80	10,13	0,62	1,16
		2,01	0,15	3,71	0,97								
Атхинский	11	74,14	0,29	11,45	1,44	0,65	0,16	0,39	0,63	0,55	9,19	0,63	1,10
		1,68	0,12	0,63	0,61								
Щербатинский, Ингурский	13	73,65	0,39	12,54	1,04	2,27	0,23	0,28	4,66	4,53	9,25	0,56	0,99
		1,23	0,28	0,58	0,45								
Кукинский	22	74,30	0,23	12,77	1,24	0,50	0,13	0,08	0,27	0,33	9,25	0,56	0,99
		1,51	0,05	0,93	0,26								
Междуречье Ингоды—Нерчи	8	74,91	0,20	12,86	1,33	1,85	0,30	0,38	4,03	5,22	9,25	0,56	0,99
		1,55	0,07	1,27	0,18								
						0,85	0,15	0,16	0,40	0,21	9,36	1,15	1,01
						1,08	0,17	0,21	4,55	4,81	9,36	1,15	1,01
						0,41	0,14	0,11	0,28	0,46	8,06	1,02	0,99
						1,30	0,26	0,41	3,42	4,64	8,06	1,02	0,99
						0,25	0,22	0,27	0,62	0,64			

обработки этих материалов представлены в табл. 8—11, из которых видно, что основные петрохимические особенности каждой разновидности гранитоидов выдерживаются по латерали на большом расстоянии.

Микроэлементный состав пород ассоциации отличается значительным своеобразием по сравнению с палеозойскими гранитоидами региона, принадлежащими к другим формационным типам (табл. 12). Для описываемых образований характерны повышенные концентрации литофильных элементов — Rb, Mo, Sn, Pb и др., а также некоторых сидерофильных Ti, Mn, а также фтора. Среди элементов, присутствующих в минималь-

ных количествах по сравнению с остальными гранитоидами региона, выделяются литофильные Sr, Ba и сидерофильные V, Co.

Итак, важнейшими в петрогенетическом плане представляются следующие особенности химизма обсуждаемых сиенитов и гранитов: 1) весьма высокие содержания щелочей как в сиенитах, так и в гранитах; 2) значительная латеральная устойчивость особенностей состава главных разновидностей, характеризующих самостоятельные этапы внедрения магматических расплавов в масштабах всего мегаареала; 3) повышение по сравнению с гранитоидами среднего палеозоя содержания не только литофильных, но и ряда сидерофильных элементов, а также фтора.

Таблица 12

Содержание (в г/т) микроэлементов в гранитоидах

Возраст	Порода	Число анализов	Rb	Li	Cs	Sn
Граниты						
P-T <sub>1</sub>	Субщелочные	51	245* 87-631	5,7 0-22	3,9 0-11,5	3,3 1,2-6,6
	Щелочные	67	312,9 82,575	60,9 18-100	1,4 0-3,9	4,2 2-7,4
PZ <sub>2</sub>	Известково-щелочные	9	207 (43) 107-479	25,4 (43) 8-83	2,6 Сл. - 7,9	2,2 1,9-2,5
Сиениты, кварцевые сиениты						
P-T <sub>1</sub>	Субщелочные	71	115 38-215	21,9 6,8-72	2,8 Сл. - 6,9	2,4 1,4-6
	Щелочные	21	144 43,7-316	26,4 1,2-64,6	3,4 (14) 0-9,6	2,9 1,5-4,6
PZ <sub>2</sub>	Известково-щелочные	11	117,2 72-199	49,2 14-151	3,9 2,5-5,5	2,0 1,5-2,9

\* В числителе — среднее арифметическое, в знаменателе — предел вариаций; в скобках — число проб.

\*\* Содержание F — по данным химического анализа (ИГиГ УНЦ АН СССР, аналитик Е.Г. Сергеева); в щелочных сиенитах фтор определен фотокалориметрическим методом [5].

Mo	Sr	Ba	Be	Pb	Co	V
Граниты						
1,4 0,6-2,6	85,3 9-120	444 38-2510	5,4 1,3-15,8	25,8 10-100	2,0 0-5,5	7,3 Сл. - 24
1,8 0,7-10	78,8 10-129	142,2 29-251	7,9 2,51-12	55,1 7,9-151	4,5 1,1-10,5	6,8 1,4-17,4
1,3 0,8-1,7	333,4 (43) 87-795	1014 (43) 302-1548	27,2 9,6-50,1	27,2 9,6-50,1	Сл. 0-7,9	11,9 7,2-20,9
Сиениты, кварцевые сиениты						
1,3 Сл. - 3,3	174 18,2-316	560 100-1580	3,7 1,2-7,6	26,6 10-57,5	2,4 Сл. - 10,5	6,9 Сл. - 36,3
0,8 (16) 0,6-1,7	42,8 (20) 16-87,1	124 24-290	5,6 1,9-12	20,4 5-87,1	Сл. 0-0,4	10,1 1,1-36,3
0,7 Сл. - 1,5	440 50-1740	1250 400-1700	5,4 4,0-6,9	22,4 12,6-33,1	2,1 Сл. - 6,9	17,6 10-26,3

Таблица 12 (окончание)

Возраст	Порода	Число анализов	Mn	Cu	F **, вес. %
Граниты					
P-T <sub>1</sub>	Субщелочные	51	201 40-600	22,5 3,8-55	
	Щелочные	67	578 110-2600	18,5 1,2-34,7	0,156 (8) 0,11-0,28
PZ <sub>2</sub>	Известково-щелочные	9	208 120-398	10 6,3-14,4	0,035 (8) 0,018-0,078
Сиениты, кварцевые сиениты					
P-T <sub>1</sub>	Субщелочные	71	560 126-2240	15,4 6,5-120	0,04, 0,085
	Щелочные	21	175 (12) 400-1290	14,3 2,2-28,8	0,0383-0,0545 (33)
PZ <sub>2</sub>	Известково-щелочные	11	303 190-380	15,6 4,8-26,3	0,055 (9) 0,035-0,083

## ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

Изложенные данные по геологии, геотектонической позиции, петрографии, минералогии и химизму пород высокой щелочности Забайкалья позволяют обсудить вопрос об условиях генерации исходных магм. При решении этого вопроса необходимо учитывать следующие важные особенности обсуждаемой ассоциации вулканических и плутонических пород: высокощелочной состав гранитоидов и вулканитов, как основных, так и кислых; автономность состава гранитоидов по отношению к вмещающим породам и устойчивость его в пределах всего ареала; формирование крупных объемов кислых магм высокой щелочности в течение относительно короткого промежутка времени на весьма значительной территории; единая для всей Забайкальской провинции последовательность внедрения магматических масс с закономерно изменяющимся во времени составом гранитоидов: субщелочные сиениты → субщелочные граниты → щелочные сиениты → щелочные граниты; значительные содержания в гранитоидах не только литофильных, но и некоторых сидерофильных микроэлементов; резко повышенные содержания фтора в амфиболах и биотитах; высокая магнезиальность амфиболов и субликвидусного пироксена. Важным представляется и тот факт, что магматическая деятельность в период формирования пермо-триасовых гранитоидов высокой щелочности и комагматичных вулканитов была связана с развитием крупной внутриконтинентальной рифтогенной структуры. Обычно для выяснения усло-

вий щелочного гранитообразования привлекаются в различных вариантах следующие механизмы: анатектическое плавление, смешение мантийных и коровых магм; плавление корового сиалического субстрата в условиях привноса интрателлурическими потоками летучих, щелочей и некоторых других элементов; образование щелочных кремнекислых расплавов как производных базитовых магм (дифференциация, парциальное плавление или метамагматическое замещение). Рассмотрим, насколько применимы перечисленные механизмы к обсуждаемому объекту.

Объяснение указанных выше особенностей щелочно-гранитоидной ассоциации в рамках представлений об анатектическом выплавлении исходных магм из корового сиалического субстрата или о смешении кислых коровых и мантийных базальтоидных магм встречает непреодолимые трудности. В первом случае пришлось бы предположить наличие в коре на всей территории ареала специфического по составу богатого щелочами горизонта, из которого могли выплавляться большие объемы не только гранитовых, но, что особенно важно, некотектических для  $P$ - $T$ -условий коры сиенитовых магм высокой щелочности [25]. Латеральная устойчивость состава главных разновидностей гранитов и сиенитов на большой территории определяет дополнительное требование об относительной выдержанности химического состава субстрата в пределах всего ареала. Существование подобного субстрата представляется совершенно невероятным. Предположение о сколько-нибудь существенной роли смешения мантийных и коровых магм приходится отвергать на основании данных о широком распространении "предельных" плутонических и вулканических пород высокой щелочности с содержанием кремнезема порядка 70–75% и о высоких концентрациях щелочей в сиенитах и трахитах — 11–12%.

Механизм плавления сиалического субстрата в условиях привноса летучих и щелочей привлекается в последние годы особенно часто и, по мнению многих исследователей, наиболее предпочтителен. На основе этого механизма можно объяснить почти все важнейшие особенности сиенитов и гранитов Забайкальской провинции. Действительно, поступающие в область магмообразования потоки летучих, петрогенных и микроэлементов могли определять специфику химизма, автономность и устойчивость сформировавшихся кислых магм на весьма значительной территории. Приуроченность магматических пород высокой щелочности к рифтогенной структуре предполагает связь магмообразования с растяжением и утонением земной коры, обеспечивающими благоприятную геодинамическую обстановку для поступления глубинных флюидных потоков в области генерации расплавов. Кроме того, растяжение должно было сопровождаться частичным снятием давления, что, как известно, способствует массовому плавлению субстрата в условиях достаточно высоких температур и недосыщенности системы водой. Наиболее вероятным источником щелочей и летучих представляются крупные объемы щелочно-базальтоидных магм; наличие таких магм фиксируется по широкому распространению в северо-монгольской части ареала (главным образом в Орхон-Селенгинском прогибе) пермских щелочных базальтов и трахиандезитов, содержащих соответственно до 3 и до 5%  $K_2O$  (см. рис. 2). Присутствие на глубине значительных масс сходных по составу пород мы правомочны допустить и в других частях ареала — на западе и на северо-востоке от Орхон-Селенгинского прогиба. В этих районах степень раскрытия рифтогенной структуры была ниже, вследствие чего подъем и излияние глубинных щелочно-базальтовых магм были затруднены: в Забайкалье пермо-триасовые щелочные базальты развиты в небольших количествах и присутствуют чаще всего в составе контрастных ассоциаций. Однако в более позднее вре-

мя — в юре, мелу и неогене, когда в условиях растяжения формировались многочисленные вулканотектонические депрессии, излияния щелочно-базальтоидных магм на территории Забайкалья происходили многократно и в больших масштабах [7].

Образование щелочных кремнекислых магм при плавлении сиалического субстрата под действием поступающих из нижележащих базальтовых магм флюидов и щелочей наиболее удовлетворительно интерпретируется на основе модели флюидного синтексиса, развиваемой Н.Л. Добрецовым [10]. Несмотря на несомненную привлекательность и логичность обсуждаемого механизма магмогенерации, трактовка с позиций модели флюидного синтексиса некоторых существенных особенностей щелочно-гранитоидной ассоциации Забайкалья сталкивается со значительными трудностями. Прежде всего необходимо напомнить, что оба этапа формирования ассоциации — субщелочной и щелочной — начинались с внедрения не гранитовых, а сиенитовых магм. Образование больших объемов некотектических для  $P$ - $T$ -условий коры сиенитовых расплавов [41] при плавлении сиалического субстрата могло иметь место лишь в условиях существенного привноса или резкого возрастания потенциала какого-нибудь кислотного компонента, например фтора. Повышение кислотности, в соответствии с принципом кислотно-основного взаимодействия, обуславливало обогащение котектических выплавов полевошпатовой составляющей (смещение линии котектики в направлении стороны  $Ab-Or$  на треугольной проекции  $Ab-Or-Kfs$ ). Для субщелочных и особенно для щелочных пород действительно устанавливается присутствие повышенных количеств фтора в материнских расплавах, но при этом, если судить по его содержанию в амфиболах и биотитах (см. табл. 5, 6), в гранитовых расплавах фтора было намного больше, чем в сиенитовых. Поэтому вряд ли можно утверждать, что присутствие фтора во флюидах могло существенным образом увеличить кислотность системы. Такое предположение маловероятно еще и потому, что, помимо фтора, происходил привнос также и щелочей, оказывавших противоположное воздействие на состав котектик. При этом определяющее влияние натрия на состав породообразующих щелочных полевых шпатов и амфиболов устанавливается вполне однозначно по увеличению его содержания в указанных минералах в направлении от субщелочных к щелочным гранитоидам. Если же исходить из того, что сиениты являются производными щелочных базальтов, то достаточно очевидно, что предположение о формировании исходных (трахитовых) расплавов при дифференциации богатых щелочами основных магм или при парциальном плавлении щелочных базитов не противоречит имеющимся геологическим и физико-химическим данным.

Допущение об образовании щелочных кремнекислых магм при плавлении сиалического субстрата трудно согласовать также с данными о высоких температурах этих магм, полученных при термобарогеохимическом изучении расплавных включений в породообразующих кварцах и санидинах щелочных сиенитов, гранитов и вулканитов (табл. 13). Максимальные температуры установлены в интрателлурических вкрапленниках, и, следовательно, они в определенной мере характеризуют субликвидусные условия. При анализе данных табл. 13 обращают на себя внимание высокие (более  $1000^{\circ}\text{C}$ ) температуры гомогенизации в щелочных гранитах и риолитах. Они на  $100$ – $200^{\circ}\text{C}$  превышают максимальные значения  $T_{\text{гом}}$  в кварцах гранитоидов гранулитовой фации метаморфизма. С другой стороны, выявляется сопоставимость максимальных температур гомогенизации расплавных включений в базитах и кислых породах не только Забайкалья, но и других районов мира. Подчеркнем, что температуры в

Таблица 13

Температуры гомогенизации расплавных включений в щелочных кремнекислых и в основных породах [18, 21]

Порода	Местонахождение	$T_{\text{гом}}, ^\circ\text{C}$ (минерал)
Субщелочной гранит	Забайкалье, Соготинский массив	980–1020 (Ке)
Щелочной сиенит	Там же, Харитоновский массив	980–1020 (Ке)
Кварцевый порфир	Восточное Забайкалье	910–1260 (Ке)
Трахиллипарит	МНР, Южно-Гобийский пояс	950–1080 (Ке)
Щелочной гранит	То же	800–930 (Ке)
" "	О-в Вознесения	1000–1050 (Ке)
Пантеллерит	О-в Пантеллерия	770–1020 (КПШ)
Базальт	Ключевская сопка	
	Юбилейный прорыв	1115–1225 (Лу)
	Апахончич	1050–1275 (Лу)
	прорыв им. Пийпа	1060–1290 (Лу)
Туф базальта	Налачевский район	960–1370 (Лу)
" "	Там же	1210–1220 (Лу)
Габбро	Вулкан Малый Семячик	1260–1340 (Лу)
Трахибазальты	О-в Тенериф	1100–1270 (Лу)
" "	Там же	1100–1240 (Пл)
" "	Западная Камчатка	1180–1220 (Лу)
" "	Там же	1260–1280 (Пл)

гранитах и базитах определялись с помощью единой методики, что значительно повышает достоверность проводимых сопоставлений. Образование столь высокотемпературных кислых расплавов можно объяснить плавлением сиалического субстрата в контакте с крупными массами базитовых магм, внедрившихся в кору, процессами дифференциации таких магм, наконец, парциальным плавлением базитового субстрата либо ниже границы Мохо, либо в пределах коры, но под действием высокотемпературных глубинных флюидов. Варианты, трактующие кремнекислые магмы как производные базитов, кажутся более предпочтительными, поскольку выплавление весьма значительных объемов высокотемпературных кислых расплавов в контакте с базитовыми магмами маловероятно (напомним, что размеры многих щелочно-гранитоидных массивов составляют сотни квадратных километров). К этому следует добавить, что большая доля фтора в системе, как известно, заметно снижает  $T_{\text{пл}}$  сиалического субстрата [13 и др.]; в данном же случае, несмотря на повышенные содержания фтора, температура магм весьма высока.

Помимо данных минералогии и термобарогеохимии, о более вероятной генетической связи щелочных гранитов и сиенитов с базальтовыми расплавами свидетельствуют также результаты рубидий-стронциевого изотопного анализа. Как видно из табл. 14, первичные отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в щелочных гранитах, сиенитах и вулканитах различных районов мира часто соответствуют мантийным или близки к ним. Аналогичные данные имеются и по Забайкальской провинции. Так, в щелочных сиенитах Мало-Куналейского массива  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7035 \pm 0,0009$  (см. табл. 14). Для щелочных гранитоидов Хоринского массива в Институте геохимии (г. Иркутск) Г.С. Плюсиным по нашим материалам получены значения

Таблица 14

Первичные отношения изотопов стронция в щелочных гранитоидах и вулканитах

Порода	Местонахождение	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$
Экериты [27]	Район Осло	0,703
Грорудиты [27]	Там же	0,706
Щелочные сиениты [27]	Комплекс Зеренда, Нигерия	0,7045 ± 0,0033
Щелочные граниты [27]	Монтерегриан-Хиллс, Канада	0,7040 ± 0,0002
То же	О-в Рокалл, Северная Атлантика	0,7065
"	Комплекс Лиру, Нигерия	0,708 ± 0,15
То же [43]	Саудовская Аравия	0,7055—0,7041
То же [44]	Кольцевые комплексы, Нигерия	0,705
"	О-в Кергелен	0,7057
То же [45]	Канада	0,7029
То же [23]	Шток Делоро, Канада	0,7036
То же [40]	Корсика	0,703—0,707
Щелочные гранитоиды [27]	Массив Хан-Богдо, Монголия	0,7087 ± 0,0035
Щелочные сиениты [31]	Мало-Куналейский массив, Забайкалье	0,7035 ± 0,0009
Пантеллериты [33]	Порто-ди-Ника, Пантеллерия	0,7027
То же	Кала-Трамонтана, Пантеллерия	0,7067
"	Прюво, Эфиопия	0,7110
"	Фанталь, Эфиопия	0,7048
"	То же	0,7060
"	"	0,7074
Комендиты [33]	Джебель-Хариз, Аравийский полуостров	0,7045
То же	Джебель-ум-Бирка, Аравийский полуостров	0,7045

0,7085 ± 0,0070. Эти цифры очень близки к отношению изотопов стронция, полученному в той же лаборатории для трех проб нижнечетвертичных базальтов бассейна р. Джиды: 0,7076 ± 0,0005; 0,7058 ± 0,0006; 0,7061 ± 0,0009. Сопоставление значений изотопных отношений для щелочных гранитоидов и щелочных базальтов региона дает основание для предположения о генетической связи гранитоидов с базальтоидными магмами.

Итак, выявляется ряд существенных особенностей пермо-триасовой щелочно-гранитоидной ассоциации Забайкалья, заставляющих отдать предпочтение точке зрения о ее генетической связи со щелочно-базальтоидными магмами: значительное распространение сиенитов, с которых началось формирование ассоциации; высокая магнезиальность раннемагматического пироксена и амфиболов; высокие температуры расплавов (несмотря на повышенные содержания фтора); близкие к мантийным начальные отношения изотопов стронция в гранитоидах; повышенные по сравнению с более ранними известково-щелочными гранитоидами содержания сидерофильных элементов — титана и марганца. Приуроченность

щелочно-гранитоидной ассоциации к крупной внутриконтинентальной рифтогенной структуре, очень большие объемы пермских щелочных базальтоидов (как установленные, так и предполагаемые) свидетельствуют о том, что количество и масштабы распространения кислых производных щелочно-базальтовых магм могли быть весьма значительными.

Забайкальский мегаареал — крупнейший, но не единственный в Центрально-Азиатском складчатом поясе. Щелочные сиениты и граниты пермо-триасового этапа образуют цепочку поясовых, очаговых и кольцевых ареалов, протягивающуюся с востока на запад через всю территорию пояса более чем на 3000 км [16, 25]; крупные и весьма протяженные (более 1000 км) пояса развития пермских и пермо-триасовых пород щелочно-гранитоидной формации выделены также на юге Монголии и в Тувино-Восточно-Саянском регионе (см. рис. 2). Совершенно очевидно, что близко одновременное формирование больших объемов щелочно-гранитоидных магм в смежных областях, охватывающих значительную часть Центрально-Азиатского пояса, было обусловлено едиными, весьма мощными процессами планетарного масштаба. Это позволяет высказать предположение, что и условия щелочно-гранитоидного магнеобразования в пермо-триасовое время были сходными на всей территории складчатого пояса.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Амантов В.А., Богуславский И.С., Вербичья Н.Г. Первая находка вулканитов нижней перми в Западном Забайкалье. — Сов. геология, 1980, № 5, с. 56—58.
2. Арсеньев А.А. Проблемы изучения щелочных гранитоидов Забайкалья. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 3, с. 125—127.
3. Арсеньев А.А., Нечавва Е.А. Краткий очерк вулканизма Удино-Хилокского междуречья (Западное Забайкалье). — Тр. ИГН АН СССР. Сер. геол., 1951, № 491, вып. 128, с. 48—119.
4. Батигва И.Д. Петрология щелочных гранитоидов Кольского полуострова. Л.: Наука, 1976. 224 с.
5. Вартанова Н.С., Завьялова И.В., Щербакова З.В. Мезозойские щелочные гранитоиды Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1976. 173 с.
6. Вартанова Н.С., Завьялова И.В., Щербакова З.В. Мезозойский интрузивный магматизм Юго-Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1979. 159 с.
7. Геология СССР. Т. 35. Бурятская АССР. Ч. 1. М.: Недра, 1964. 628 с.
8. Гордиенко И.В., Андреев Г.В., Кузнецов А.Н. Магматические формации палеозоя Саяно-Байкальской горной области. М.: Наука, 1978. 220 с.
9. Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 2. М.: Мир, 1965. 405 с.
10. Добрецов Н.Л. Глобальные петрологические процессы. М.: Недра, 1981. 233 с.
11. Ермолов П.В. Петрология гранитоидов Зайсанской складчатой области: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1982. 32 с.
12. Занвилевич А.Н., Литвиновский Б.А., Андреев Г.В. и др. Забайкальская щелочно-гранитоидная провинция. — Докл. АН СССР, 1981, 260, № 4, с. 959—964.
13. Кадик А.А. Вода и углекислота в магматических процессах. — В кн.: Физико-химические проблемы гидротермальных и магматических процессов. М.: Наука, 1975, с. 5—32.
14. Коваленко В.И., Владыкин Н.В., Липидес И.Л., Горегляд А.В. Щелочные амфиболы редкометалльных гранитоидов. Новосибирск: Наука, 1977. 282 с.
15. Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Антипин В.С., Коваль П.В. Зональность ареала мезозойских магматических и метасоматических пород западной части Монголо-Охотского пояса и некоторые вопросы их генезиса. — В кн.: Геохимия и петрология метасоматоза. Новосибирск: Наука, 1975, с. 103—173.
16. Коваленко В.И., Яшина Р.М., Ярмолюк В.В. и др. Позднепалеозойский магматизм Монголии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 12, с. 17—27.
17. Литвиновский Б.А. Соотношение глубинных разломов и гранитоидного магматизма в Бурятском Забайкалье. — Докл. АН СССР, 1978, 240, № 1, с. 162—165.
18. Магматическая кристаллизация по данным изучения включений расплавов. Новосибирск: Наука, 1975. 232 с.

19. *Маракушев А.А., Тарарин И.В.* О минералогических критериях щелочности гранитоидов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 3, с. 20—37.
20. *Моссаковский А.А.* Орогенные структуры и вулканизм палеозойд Евразии. М.: Наука, 1975. 318 с.
21. *Науменов В.Б., Коваленко В.И., Горегляд А.В., Ярмолюк В.В.* Условия кристаллизации щелочных гранитов и комендитов Южно-Гобийского пояса МНР по данным изучения расплавных включений. — Докл. АН СССР, 1980, 225, № 5, с. 1244—1247.
22. *Нечаева И.А.* Щелочно-гранитоидный магматизм и его формации. М.: Наука, 1976. 147 с.
23. *Овчинников Л.Н., Кондрашкова Г.И.* Некоторые вопросы Rb—Sr геохимии и геохронологии. — В кн.: Геохронология Восточной Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1980, с. 3—12.
24. *Орлова М.П., Краснов В.И.* Карта размещения и минерагенической специализации щелочных магматических формаций территории СССР. М.: Аэрогеология, 1978.
25. Палеозойский гранитоидный магматизм Центрально-Азиатского складчатого пояса. Новосибирск: Наука, 1980. 331 с.
26. *Рублев А.Г., Козубова Л.А.* О пермском возрасте щелочных интрузий куналейского комплекса в Западном Забайкалье. — Докл. АН СССР, 1976, 231, № 5, с. 1197—1199.
27. *Сандимирова Г.П., Плюснин Г.С., Коваленко В.И.* и др. О возрасте щелочных гранитоидов Монголии (на примере массива Хан-Богдо). — В кн.: Геохронология гранитоидов Монголо-Охотского пояса. М.: Наука, 1980, с. 72—81.
28. *Соболев В.С.* Введение в минералогию силикатов. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1949. 321 с.
29. *Фельдман В.И.* Последовательность и условия кристаллизации породообразующих минералов щелочных гранитоидов Тайдутского массива. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1969, № 12, с. 45—53.
30. *Чупров В.В.* Петрология и геохимия Харитоновского щелочного массива (Западное Забайкалье): Автореф. дис. канд. геол.-минерал. наук. Л.: ЛГУ, 1970. 22 с.
31. *Шергина Ю.П., Мурина Г.А., Козубова Л.А., Лебедев П.Б.* Возраст и некоторые генетические особенности пород куналейского комплекса в Западном Забайкалье по данным Rb—Sr метода. — Докл. АН СССР, 1979, 246, № 5, с. 1199—1202.
32. *Шеремет Е.М., Козлов В.Д.* Петрология, геохимия и рудосодность гранитоидов молибденового пояса Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1981. 133 с.
33. Щелочные породы. М.: Мир, 1976. 400 с.
34. *Яшина Р.М.* Характерные признаки щелочных формаций Северной Монголии и их металлогеническое значение. — В кн.: Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977, с. 104—118.
35. *Яшина Р.М.* Щелочной магматизм складчато-глыбовых областей. М.: Наука, 1982. 274 с.
36. *Яшина Р.М., Матреницкий А.Т.* Петрохимические особенности вулканических и интрузивных пород западной части Орхон-Селенгинского прогиба Монголии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 11, с. 96—113.
37. *Яшина Р.М., Матреницкий А.Т.* Верхнепалеозойский магматизм Северной Монголии и его металлогенические особенности. — В кн.: Геология и магматизм Монголии. М.: Наука, 1979, с. 96—113.
38. *Baily D.K., Macdonald R.* Alkaline-feldspar fractionation trends and the derivation of peralkaline liquids. — Amer. J. Sci., 1969, 267, p. 242—248.
39. *Barberi F., Ferrara G., Santacrose R.* et al. A transitional basalt pantellerite sequence of fractional crystallization, the Boina centre (Afar rift, Ethiopia). — J. Petrol., 1975, 16, N 1, p. 22—56.
40. *Bonin B.* Le complexe granitique de la region de Tolla—Cauro (Corse): These Dott. P., 1972. 127 p.
41. *Huang W.-L., Wyllie P.T.* Melting reactions in the system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ — $\text{SiO}_2$  to 35 kilobars dry and with excess water. — J. Geol., 1975, 83, N 6, p. 737—748.
42. *Macdonald R., Bailey D., Barbery F.* Recommendation for further studies on the peralkaline oversaturated volcanic rocks. — Bull. Volcanol., 1974 (1975), N 3, p. 828—836.
43. *Radain A.A.M., Fyfe W.S., Kerrich R.* Origin of peralkaline granites of Saudi Arabia. — Contribs Miner. and Petrol., 1981, 78, N 3, p. 358—366.
44. *Ringwood A.E.* The petrological evolution of island arc systems. — J. Geol. Soc., 1974, 130, N 3, p. 183—204.
45. *Taylor R.P., Strong D.F., Fryer B.J.* Volatile control-of contrasting trace element distributions in peralkaline granitic and volcanic rocks. — Contribs Miner. und Petrol., 1981, 77, N 3, p. 267—271.
46. *Vidal P., Dasso L., Bowden P., Lameyre J.* Strontium isotop geochemistry in syenite-alkaline granite complexes. — In: Origin and distrib. elem. proc. 2nd Symp., P., 1977. Oxford etc., 1979, p. 223—231.

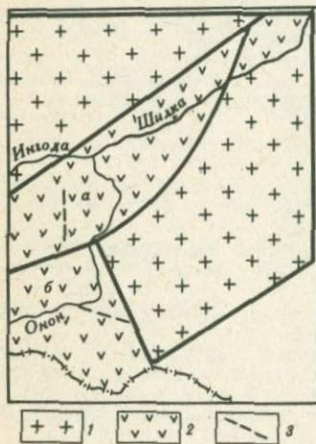
А.Н. Булгатов, В.С. Климук

СОСТАВ БАЗАЛЬТОВ РИФЕЙСКИХ ОФИОЛИТОВЫХ ЗОН  
ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Восточное Забайкалье в рифее являлось частью Монголо-Охотской системы, отделенной от разновозрастной Байкало-Витимской Становым геантиклинальным поднятием, сложенным раннедокембрийскими комплексами.

Исследования последних лет показали широкое распространение раннедокембрийских ультраметаморфических и гранитоидных комплексов также на территории Восточного Забайкалья. В частности, на Шилка-Аргунском междуречье они слагают Восточно-Забайкальскую глыбу [2, 7], ограниченную с северо-запада и юго-востока соответственно Ага-Шилкинской и Ононской офиолитовыми зонами [1] (рис. 1). Взаимоотношение офиолитовых зон не удается наблюдать, так как область их контакта перекрыта молодыми толщами. С учетом анализа структур фанерозоя можно допустить, что эти две зоны сочленяются торцово.

Осадочно-базальтовый комплекс офиолитовых зон относится к кулиндской свите. Он изучен по геологическим разрезам в Ага-Шилкинской зоне — на водоразделе рек Онон—Ага, в Ононской — в бассейне р. Большая Кулинда. Состав комплекса в обеих зонах сходен и представлен metabазальтами, зелеными ортосланцами, содержащими в различных соот-

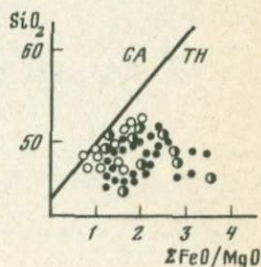
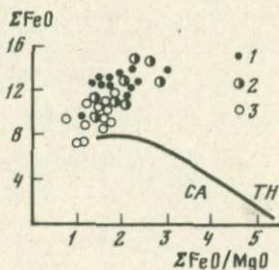
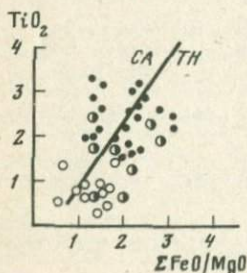


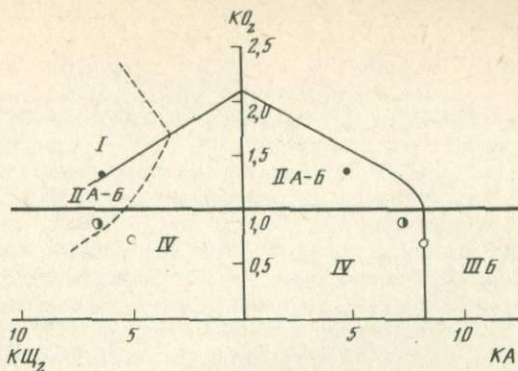
Р и с. 1. Схема размещения Ага-Шилкинской (а) и Ононской (б) офиолитовых зон

1 — архей-раннепротерозойские комплексы; 2 — офиолитовые зоны; 3 — линии геологических разрезов

Р и с. 2. Диагностика базальтов по соотношениям  $\Sigma \text{FeO}$ ,  $\text{SiO}_2$  и  $\text{TiO}_2$  к  $\Sigma \text{FeO}/\text{MgO}$  (по [8])

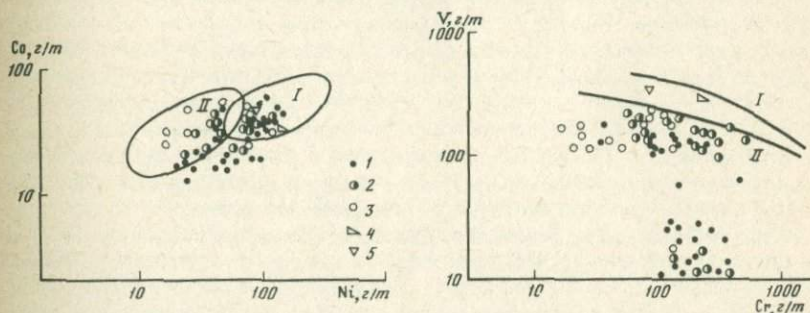
Зоны: 1 — Ага-Шилкинская; 2 — Ононская; 3 — Янгуде-Каменская; СА — известково-щелочная серия; ТН — толеитовая серия





Р и с. 3. Диагностика базальтов по соотношениям  $KO_2 = (MgO \cdot TiO_2) / \Sigma FeO$ ,  $KA = Al_2O_3 - \frac{1}{2} \Sigma FeO - 2TiO_2$ ,  $KЩ_2 = Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O)$  (по [3])

Условные обозначения те же, что на рис. 2; I — океанические базальты; II А-Б — промежуточные базальты рифтовых зон; III Б — высокоглиноземистые базальты андезито-базальтовых серий островных дуг; IV — континентальные толеиты



Р и с. 4. Диагностика базальтов по соотношениям Co—Ni и V—Cr

Зоны: 1 — Ага-Шилкинская; 2 — Ононская; 3 — Янгуда-Каменская; 4, 5 — по Л.П. Зоненшайну, М.И. Кузьмину [4]: 4 — срединно-океанические хребты, 5 — окраинные острова; поля и тренды по Б.Г. Лутцу [6]: I — океанических базальтов, II — островных дуг

ношениях и количествах актинолит, хлорит, эпидот, альбит. Мощность покровов основных эффузивов достигает 500 м и составляет в Ага-Шилкинском разрезе примерно 50% общей мощности (8300 м), в Кулиндинском — 30% общей мощности (5100 м). Основные эффузивы переслаиваются с пачками и горизонтами карбонатно-терригенно-кремнистых пород. Среди последних наиболее широко распространены сланцы с кремнием, хлоритом, карбонатом, а также бордовые лимонит-глинисто-кремнистые породы (яшмоиды). Им подчинены серицит-кремнистые, карбонат-серицит-кремнистые, филлитовидные, углисто-филлитовидные сланцы, метапесчаники, метаалевролиты. Редкие прослои и линзы сложены кремнистыми сланцами, доломитами и известняками, а также натриевыми липаритами. Последние, например, в пади Холбольдже (Ага-Шилкинское междуречье) содержат ксенолиты основных эффузивов, т.е. они являются более молодыми образованиями и слагают, очевидно, субвулканические тела.

Осадочно-базальтовый комплекс кулиндинской свиты согласно перекрыт песчано-сланцевой толщей ононской свиты.

Химический состав базальтов был охарактеризован 33 анализами проб из Ага-Шилкинской зоны и 13 — из Ононской.

Согласно классификации Е.Д. Андреевой и др. [5], они относятся к толеитовой серии (отношение калия к титану менее 0,8), являются умеренно глиноземистыми (коэффициент глиноземистости 0,75—1,0) и мезократовыми (коэффициент фемичности 16—21). На диаграмме по соотношениям  $TiO_2$  и  $\Sigma FeO/MgO$  (рис. 2) они относятся к толеитовой и известково-щелочной сериям, а по соотношениям  $\Sigma FeO$  и  $\Sigma FeO/MgO$ ,  $SiO_2$  и  $\Sigma FeO/MgO$  — к толеитовой [8].

При сравнении средних составов базальтов Ага-Шилкинской и Ононской зон с базальтами современных геосинклинальных систем и океанов, по [3], выявляется, что по коэффициенту океаничности ( $KO_2$ ) в комбинации с коэффициентами глиноземистости ( $KA$ ) и щелочности ( $KЩ_2$ ) по составу они соответствуют всем типам базальтов, кроме островодужных, известково-щелочных и щелочных (рис. 3).

На диаграммах, построенных по соотношениям ванадия и хрома, они отвечают базальтам островных дуг, кобальта и никеля — полям как океанических, так и островодужных базальтов (рис. 4).

Определенный интерес представляет сравнение базальтов Ага-Шилкинской и Ононской зон Монголо-Охотской системы с базальтами Байкало-Витимской системы. Первая система расположена в пределах Урало-Монгольского геосинклинального складчатого пояса, вторая по отношению к первой является апофизом. Для сравнения использованы результаты анализов изученных нами базальтов Янгуда-Каменской зоны офиолитовой зоны, ограничивающей с северо-востока Муйский срединный массив.

На диаграммах, отражающих коэффициенты океаничности, глиноземистости и щелочности (см. рис. 3) и соотношения кобальта и никеля (см. рис. 4), базальты Ага-Шилкинской и Ононской зон отвечают, как отмечалось выше, всем типам базальтов, базальты Янгуда-Каменской зоны — базальтам, переходным от континентальных к островодужным, и базальтам континентальных толеитов. Эти зоны различаются также по комплексу вулканогенных пород: в пределах первых двух он представлен базальтами, в Янгуда-Каменской он является контрастным базальт-липаритовым.

Различия состава базальтов Ага-Шилкинской, Ононской и Янгуда-Каменской зон можно объяснить степенью деструкции континентальной коры и масштабами рифейских горизонтальных движений. Амплитуда растяжения была более значительной в Монголо-Охотской системе и вызвала раскрытие океанической коры, в Байкало-Витимской системе она была менее значительной, и кора приближалась, по-видимому, к промежуточному типу, который характерен для окраинных морей и островных дуг.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Булгатов А.Н. Тектонотип байкалид. Новосибирск: Наука, 1983. 193 с.
2. Геологическая карта Читинской области. Масштаб 1:1 000 000. М.: МГ СССР, 1979.
3. Добрецов Н.П. Петрохимические особенности океанических и раннегеосинклинальных базальтов. — Геология и геофизика, 1975, № 2, с. 11—25.
4. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Внутриплитовый вулканизм и его значение для понимания процессов в мантии Земли. — Геотектоника, 1983, № 1, с. 28—45.
5. Классификация и номенклатура магматических горных пород. М.: Недра, 1981. 158 с.
6. Лутц Б.Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 246 с.
7. Мисник Ю.Ф., Шевчук В.В. Восточно-Забайкальская глыба и ее роль в формировании региональной структуры. — Геотектоника, 1980, № 5, с. 25—37.
8. Mijashiro A. Volcanic rocks series in island arcs and active continental margins. — Amer. J. Sci., 1974, 274.

В.С. Климук

## К ВОПРОСУ О ВЕЩЕСТВЕННОМ СОСТАВЕ КАТАЕВСКОГО ЭФФУЗИВНО-ОСАДОЧНОГО КОМПЛЕКСА

В Западном Забайкалье выделяются эффузивы, относящиеся к катаевской толще. В.И. Сизых [5] относил их к андезитовой формации, И.Н. Фомин и В.А. Фомина [6] — к зеленокаменной порфиритовой. Они распространены на северо-западном склоне Малханского хребта в бассейне р. Унго (левого притока р. Хилок), а также на правом берегу р. Хилок (районы сел Катаево и Маргинтуй).

Образования толщи слагают разобщенные поля среди палеозойских гранитоидов на площадях протяженностью 30–35 км, шириной до 5 км. В связи с этим возраст катаевской толщи не определен. Не решен вопрос о палеоструктурных условиях образования, хотя В.И. Сизых [5] утверждает, что отложения толщи близки к субконтинентальным вулканогенным формациям, накапливающимся в приразломных прогибах.

До последнего времени вещественный состав вулканитов оставался слабо изученным. Для восполнения этого пробела и уточнения условий их образования нами проведены исследования петрографического и петрохимического состава эффузивов и переслаивающихся с ними осадочно-метаморфических пород. Были изучены геологические разрезы эффузивно-осадочного комплекса в районе сел Маргинтуй, Катаево и на правом берегу р. Унго.

Наиболее полный разрез толщи (мощностью около 3 км) прослеживается по скальным обнажениям на правом берегу р. Унго, где породы залегают среди прорывающих их гранитоидов в виде моноклинали с падением на юг–юго-восток под углами 30–50°. Разрез составляют (снизу вверх):

Мощность, м

1. Толща зеленокаменных базальтовых и андезито-базальтовых порфиритов. В ней отмечены послынные жильные и пластовые тела гранитов и гранодиоритов . . . . . 680
2. Толща сильно рассланцованных таких же базальтовых порфиритов с маломощными прослоями зеленовато-серых эпидот-серицит-хлоритовых сланцев . . . . . 770
3. Пачка слабо рассланцованных зеленокаменных базальтовых порфиритов. В них находится залегающее тело мелкозернистого габбро мощностью 100 м . . . . . 160
4. Пачка переслаивания темно-зеленых эпидот-серицит-хлоритовых, эпидот-актинолит-хлоритовых и темно-серых кварц-биотитовых и кварц-серицитовых сланцев . . . . . 210
5. Пачка зеленовато-серых биотит-хлоритовых, биотит-амфиболовых сланцев с многочисленными дайковыми телами гранодиоритов и кварцевых порфиров . . . . . 300
6. Пачка зеленокаменных базальтов и андезито-базальтовых порфиритов . . . . . 250
7. Верхняя часть толщи интенсивно переработана интрузией гранодиоритов. В начале разреза среди порфиритов и сланцев отмечаются многочисленные дайкообразные тела гранодиоритов, послыно внедрившихся в осадочно-вулканогенную толщу. Выше по разрезу на протяжении 1 км количество и мощность этих тел интенсивно увеличиваются. Породы толщи, представленные андезито-базальтовыми и базальтовыми порфиритами и сланцами, слагают отдельные останцы мощностью 10–0,5 м, причем падение их остается прежним (юг–юго-восток, углы 30–50°).

Далее в юго-восточном направлении по правому берегу р. Унго по обнажениям прослеживаются гранодиориты и граниты, содержащие лишь единичные, небольшие по размерам останцы сильно метаморфизованных осадочно-вулканогенных пород, по-видимому, представляющих остатки рассматриваемой толщи.

Химический состав (в вес. %) эффузивов катаевской толщи

Классы (уклоны) пород	<i>n</i>	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
Трахимезобазальты	3	48,81* 0,22	1,37 0,66	16,56 0,28	3,47 1,40
Трахилейкобазальты	8	50,44 2,12	1,45 0,35	18,22 0,38	2,66 0,85
Трахиандезито-базальты	11	53,95 0,67	1,25 0,15	17,87 0,90	4,50 1,70

\* В числителе — среднее арифметическое содержание петрогенных окислов, в знаменателе — среднее квадратическое отклонение, *n* — число анализов.

Из описания разреза видно, что в составе толщи преобладают зеленокаменные базальтовые и андезито-базальтовые порфириды. Это плотные, зеленого и темно-зеленого цвета породы, иногда с шелковистым блеском, на отдельных участках слабо рассланцованные. Встречаются разновидности с миндалекаменной текстурой. Максимально распространены порфириды разной зрелости, реже встречаются афировые. Вкрапленники (размером до 2 мм) представлены плагиоклазом и составляют 10–15% объема всей породы. Как во вкрапленниках, так и в основной массе плагиоклаз сильно альбитизирован, иногда сосюритизирован. Основная масса породы приобрела лепидогранобластовую структуру и сложена беспорядочно ориентированными микролитами альбитизированного плагиоклаза. Промежутки заполнены тонкими чешуйками серицита, хлорита, реже биотитом, зернистыми скоплениями эпидот-цоизитового материала, в меньшем количестве карбонатом, кварцем и рудным минералом. Темноцветные минералы составляют около 40%.

Зеленовато-серые эпидот-серицит-хлоритовые, биотит-хлоритовые ортосланцы обладают лепидогранобластовой, нематолепидогранобластовой структурой, нечеткой полосчатостью. Состоят из эпидота, биотита, актинолита, хлорита, альбита, карбоната в различных соотношениях в каждой разновидности. Размер зерен 0,1–0,5 мм. Четких реликтовых структур не наблюдается.

Кварц-биотитовые, кварц-серицитовые парасланцы состоят на 80–85% из мелкочешуйчатого биотита, мелких зерен кварца и табличек плагиоклаза. Темно-серые кварц-серицитовые сланцы близки к филлитовидным. В распределении материала отмечается параллельная полосчатость, обусловленная чередованием слоев, сложенных чешуйками биотита с примесью кварцевых зерен и кварц-серицит-биотитовым агрегатом. В последних встречаются линзочки, образованные преимущественно кварцевыми обломками и зернами рудного минерала. Мощность полос 1 мм. В некоторых парасланцах наблюдаются реликты псаммитовой структуры, что свидетельствует об их осадочном происхождении.

Образования катаевской толщи подверглись региональному метаморфизму, сопровождавшемуся перекристаллизацией и образованием пород зеленосланцевой фации метаморфизма. Наиболее сильно метаморфизованы орто- и парасланцы, залегающие главным образом в средней части разреза.

В направлении к контактам с интрузиями гранитоидов в породах проявились процессы калиевого метасоматоза. Вблизи контакта содержание K<sub>2</sub>O составляет 3,59 вес. %, в удалении от контакта 2,0–0,82 вес. %.

FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
7,41 0,66	0,14 0,01	7,75 0,39	8,67 0,57	3,51 0,80	1,38 0,17
5,86 0,22	0,11 0,01	6,02 0,69	7,50 0,54	5,45 1,32	2,30 0,95
4,03 1,35	0,11 0,02	3,96 0,53	5,94 0,67	6,06 0,30	1,65 0,83

Состав эффузивов охарактеризован данными химических анализов 22 проб, отобранных по изученным разрезам (см. таблицу). Содержание породообразующих окислов приводится в пересчете на сухое вещество.

Для основного петрохимического разграничения составов пород использована предложенная А.Ф. Белоусовым [1] формализованная равноклассная петрохимическая шкала на основе показателя меланократовости *b'* Д.С. Штейнберга:  $b' = ba/100$ , где *a*, *b* — числовые характеристики данной породы по системе пересчетов А.Н. Заварицкого. Общая меланократовость как линейная функция содержания петрогенных элементов более стабильна при региональном метаморфизме эффузивов.

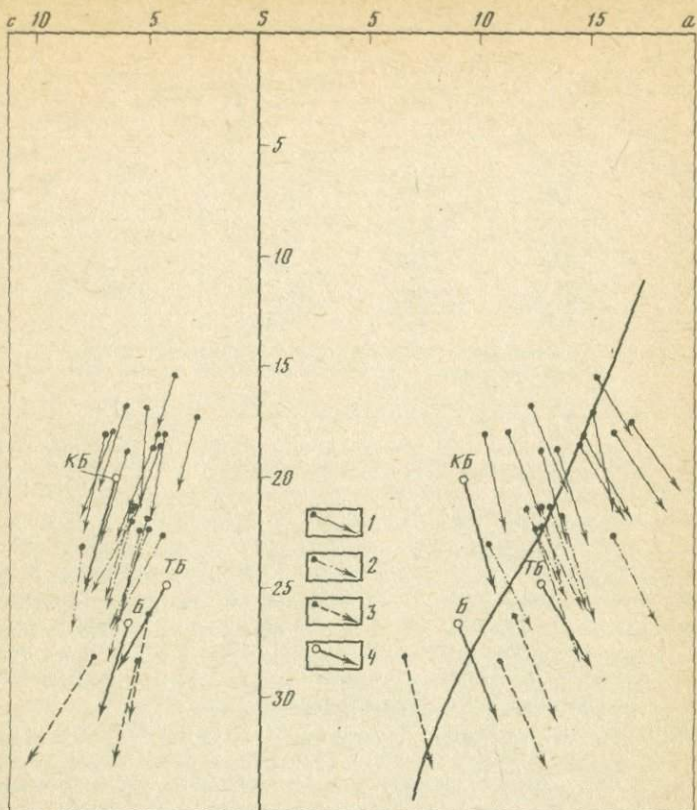
Рассматриваемые эффузивы принадлежат к базальтоидной группе и разделяются по показателю меланократовости *b* на породы трахимезобазальтового ( $b' > 25$ ), трахилейкобазальтового ( $b \leq 25$ ) и трахиандезито-базальтового ( $b \leq 20$ ) уклонов. На основании числовой характеристики *a* катаевские эффузивы относятся к породам субщелочного уклона.

Согласно классификации Е.Д. Андреевой и др. [4], вулканы относятся к известково-щелочной серии субщелочного ряда. По отношению  $K_2O/TiO_2 > 0,8$ , сумме щелочей (4–8 вес. %), коэффициенту глиноземистости ( $> 1$ ) и коэффициенту фемичности (14–21) они соответствуют трахиабазальтам.

На петрографической диаграмме А.Н. Заварицкого (см. рисунок) фон фигуративных точек расположен между значениями числовой характеристики *b* от 15 до 27, что соответствует составам от андезито-базальтов до базальтов [3].

Вулканы катаевской толщи сходны со средними составами по Р. Дэли. Наибольшие отклонения от средних значений отмечаются для кальция, натрия и калия. Повышенные содержания щелочей связаны с интенсивным проявлением зеленокаменного метаморфизма, при котором происходит вынос кальция и привнос натрия, сопровождающиеся увеличением концентрации SiO<sub>2</sub>. Общая щелочность подвержена значительным изменениям в метабазах в связи с альбитизацией плагиоклазов на низкотемпературных ступенях регионального метаморфизма [2]. Этот процесс, а также привнос K<sub>2</sub>O из гранитов и повышают суммарную щелочность.

По составу эффузивов можно отнести к трахиандезито-базальтовой формации. Так как они чередуются с первично-глинистыми и песчаными отложениями, то предполагается их образование в морском нешироком прогибе, который вдавался в виде апофизы в пределы Станового геантиклинального поднятия, сложенного раннедокембрийскими комплексами.



Петрохимическая диаграмма составов эффузивных пород катаевской толщи

1 — трахиандезито-базальты; 2 — трахилейкобазальты; 3 — трахимезобазальты; 4 — средние составы пород по Р. Дэли; Б — базальт; КБ — кварцевый базальт; ТБ — трахибазальт

По метаморфизму породы катаевской толщи отличаются, например, от осадочно-вулканогенных венд-кембрийских отложений Джидинского синклинория, метаморфизованных не выше низкотемпературной субфации зеленых сланцев. Очевидно, осадочно-вулканогенный комплекс катаевской толщи является, скорее всего, рифейским.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов А.Ф. Проблемы анализа эффузивных формаций. М.: Наука, 1976. 329 с.
2. Белоусов А.Ф., Кривенко А.П., Полякова З.Г. Вулканические формации. М.: Наука, 1982. 280 с.
3. Заварицкий А.Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1950. 378 с.
4. Классификация и номенклатура магматических горных пород. М.: Недра, 1981. 158 с.
5. Сизых В.И. Геологическое строение и история развития Малханского антиклинория. Автореф. дис. ... геол.-минерал. наук. Иркутск: ИЗК АН СССР, 1967. 25 с.
6. Фомин И.Н., Фомина В.А. История геологического развития Малханской структурно-формационной зоны (Западное Забайкалье). — Тр. Отд. геол. БФ СО АН СССР, 1968, вып. 1 (9), с. 130–139.

Н.С. Карманов, С.Н. Теплов, Ю.А. Моргунов

## ЭЛЕМЕНТЫ-ПРИМЕСИ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА И СВЯЗЬ РОССЫПЕЙ С КОРЕННЫМИ ИСТОЧНИКАМИ В ОДНОМ ИЗ РУДНЫХ РАЙОНОВ ЗАБАЙКАЛЬЯ

Целью настоящей работы является выяснение возможностей использования информации о микропримесях россыпного и рудного золота для решения вопроса о связи россыпей с коренными источниками. Известно, что из всех признаков, характеризующих самородное золото, наиболее информативен его состав (пробность и содержание микропримесей).

К сожалению, до настоящего времени состав малых примесей в золоте недостаточно используется для характеристики выделений самородного золота. Дело в том, что концентрации большинства микропримесей в золоте находятся на пределе обнаружения и ниже одного из наиболее чувствительных методов — спектрального — из навески 5 мг с пределом обнаружения  $10^{-3} - 10^{-4} \%$  по методике И.П. Ланцева, Л.К. Денисовой. Другие традиционно используемые методы анализа самородного золота (микрхимический, спектрохимический, атомно-абсорбционный) требуют значительных навесок (сотни миллиграммов) для достижения предела обнаружения  $10^{-2} - 10^{-3} \%$ . При опробовании россыпей и тем более золота коренных источников в навеску весом в сотни, десятки и даже  $\sim 5$  мг чаще всего приходится включать несколько золотин, которые могут оказаться неоднородными по составу примесей. При попадании в навеску посторонних минералов в виде сростков или включений в золотилах упомянутые методы зафиксируют наличие набора примесей, соответствующего макросоставу попавших минералов, что значительно затруднит интерпретацию результатов анализа.

Для изучения состава мелких индивидуальных золотин в последнее время используют локальные методы — лазерный микроспектральный и электронно-зондовый, однако определение примесей при концентрациях ниже 0,01–0,001% этими методами невозможно.

Примененный нами метод определения микропримесей в самородном золоте на искровом масс-спектрометре МХ-3301 обладает следующими характеристиками.

1. Используется навеска (одна золотиная или ее часть) от 0,01 до  $n$  мг, при этом нижний предел обнаружения составляет от  $n \cdot 10^{-4}$  до  $n \cdot 10^{-6}$  ат. % соответственно.

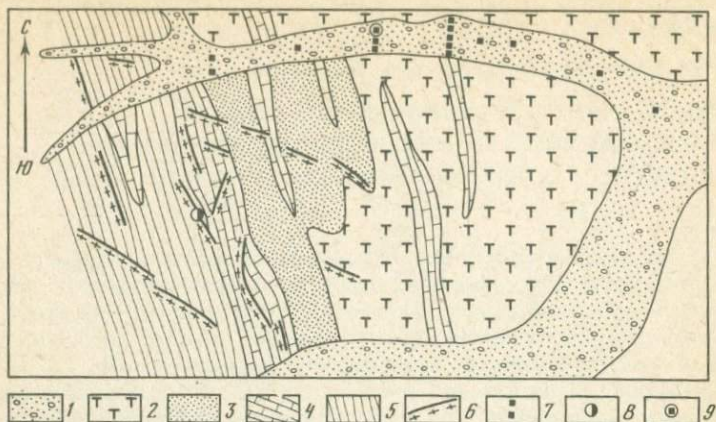
2. Анализ проводится практически на все элементы-примеси от бора до урана, включая такие важные для геохимии золото и плохо определяемые другими методами элементы, как Na, K, S, Cl, Se, Br, I, Te, Hg, As и др.

3. Полученная информация о распределении элементов-примесей в объеме золотины позволяет судить о форме вхождения в золото большинства примесей.

4. Воспроизводимость анализа характеризуется относительным стандартным отклонением не более 0,22 в диапазоне определяемых концентраций от  $n$  до  $n \cdot 10^{-6}$  ат. %.

К недостаткам следует отнести трудоемкость метода и недостаточную точность определения серебра при концентрациях в единицы и десятки процентов.

Исследовано самородное золото одной из россыпей и близлежащего



Р и с. 1. Геологическая схема района

1 — аллювиальные отложения; 2 — эффузивы; 3 — песчаники; 4 — известняки; 5 — сланцы; 6 — дайки гранит-порфиров; 7 — места отбора шлиховых проб; 8 — коренной источник золота; 9 — пр. 155

рудопроявления, расположенных по периферии крупного редкометального района Забайкалья. Участок сложен вулканогенно-осадочными породами палеозойского возраста, представленными эффузивами среднего состава, песчаниками и прослоями известняков (рис. 1). Породы прорваны разноориентированными дайками мезозойского возраста кислого состава.

Опробованное рудопоявление приурочено к дайкам гранит-порфиров с штокверковым прожилкованием, мощность прожилков 0,5–3 см. Рудные минералы представлены халькопиритом, галенитом, пиритом и обособленными выделениями самородного золота размером до 2 мм. Русловая, мелкозалегающая россыпь расположена в долине второго порядка, мощность торфов до 1,5–2 м. Размер золотинок от 0,5 до 3 мм.

Россыпь была опробована по разрезу в 15 точках (см. рис. 1). Из каждого шлиха отбирали для анализа по одной золотинок примерно одного размера весом 1–2 мг и с одинаковой степенью окатанности (14 золотинок). Для оценки представительности такой схемы опробования анализировали также все золотинок одного из шлихов (пр. 155). Вес отдельных золотинок в этой пробе составлял от 2 мг до сотых долей миллиграмма. Семь из 25 золотинок шлиха по степени окатанности оказались подобны упомянутым выше 14 золотинок. Остальные 18 золотинок можно отнести к неокатанному золоту. Для сравнения с россыпным золотом проанализированы шесть золотинок из зоны окисления коренного рудопоявления.

Всего в золотинок зафиксировано более 30 элементов-примесей, из них 18 присутствуют постоянно, это — С, О, Na, Mg, Al, Si, S, Cl, K, Ca, Ti, Cr, Mn, Fe, Ni, Cu, Ag, Hg. Частота встречаемости сурьмы составляет 75%. С различной частотой встречаемости (менее 50%) обнаружены примеси P, Zn, As, Cd, Pd, Sn, Te, Br, I, Y, Pb, Bi, Zr, TR.

Ясно, что при таком большом количестве параметров выявить закономерности распределения элементов-примесей чрезвычайно трудно, поэтому для этой цели был применен один из вариантов факторного анализа [3]. По корреляционной матрице для 18 постоянно встречающихся примесей и сурьмы были вычислены главные компоненты, которые затем были

Таблица 1

## Результаты факторного анализа

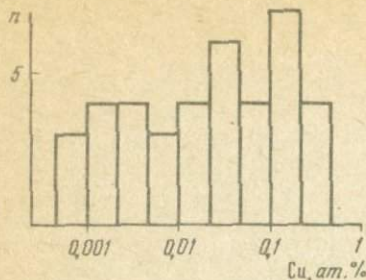
№ фактора	Элементы	Вес фактора, %
1	Ca, Mg, Mn, O, Al, K, Cl (C, Si)	22,8
2	Ag, Sb, (Cl)/Cu	16,0
3	Cr, Fe, Mn, Ni, (Si, Al, Na, K)	15,6
4	S, Ni, C (K, Al, Si, Mg, Fe)	10,6
5	Na, (C)/(Cl)	7,7
6	Hg	6,7
7	Ti, (Ca)	6,1

Примечание. Элементы перечислены в порядке падения нагрузок. В скобках указаны элементы с нагрузками менее 0,5; через дробную черту указаны элементы с нагрузками противоположного знака.

подвергнуты ортогональному вращению по варимакс-критерию. Результаты факторного анализа приведены в табл. 1. Из таблицы видно, что выделилось семь независимых факторов, объясняющих 84% изменчивости состава золотин. При этом четыре фактора — первый, третий, пятый и седьмой — имеют значимые нагрузки в основном только с литофильными элементами в различных комбинациях, а четвертый — с S, Ni, C. Вероятно, они несут какую-то информацию о вмещающих породах и сульфидах, из которых выделились золотины. К сожалению, в данном случае эти факторы трудно объяснить, так как не проводилось детальное исследование золота коренных источников. Однако, используя информацию, извлекаемую при масс-спектрометрическом анализе золотин [1, 2], можно с уверенностью сказать, что изменчивость содержаний практически всех литофильных элементов обусловлена присутствием в золоте микровключений породообразующих минералов — силикатов, алюмосиликатов, окислов и др. В отношении этих примесей бессмысленно говорить об их концентрации в золоте, так как она зависит от вида включений и их размеров. Необходимо лишь констатировать наличие того или иного включения. Некоторые элементы коррелируют одновременно с несколькими факторами, что указывает на существование соответствующего количества форм вхождения этих примесей в золото. К таким элементам можно отнести, например, кремний, магний, железо, хлор и др.

Наибольший интерес представляют второй и шестой факторы, которые несут 15,6 и 6,7% общей изменчивости состава золота соответственно. Элементы, коррелирующие с этими факторами, — Cu, Ag, Sb, Hg, наиболее равномерно распределены в пределах отдельных золотин. Вместе с тем наблюдаются значительные вариации концентраций Cu, Sb, Hg в проанализированных золотинах. Для меди и ртути концентрации варьируют от  $n \cdot 10^{-4}$  до 0,1 ат. %, а для сурьмы — от  $n \cdot 10^{-5}$  и менее до  $n \cdot 10^{-2}$  ат. %, т.е. на три и более порядков. По единичным анализам тех же золотин на микроанализаторе MS-46 их пробность колеблется от 940 до 550, или, иными словами, колебания содержаний серебра составляют от 10 до 60 ат. %.

Наблюдается значимая отрицательная корреляционная связь между медью и серебром, медью и сурьмой (коэффициенты корреляции равны  $-0,72$  и  $-0,63$  соответственно), а между серебром и сурьмой связь положительна ( $K_k = +0,69$ ).



Р и с. 2. Гистограмма распределения содержания меди в россыпном золоте

На гистограмме распределения содержания меди (рис. 2) видны три локальных максимума частоты встречаемости в области концентраций 0,1–0,2, 0,02–0,05 и 0,001–0,005 ат. %. Таким образом, распределение концентраций меди имеет трехмодальный характер. Аналогично полимодальные, но менее четкие

распределения наблюдаются для серебра, сурьмы и ртути. Принимая во внимание, что медь, серебро, сурьма и ртуть равномерно распределены внутри отдельных золотинок, можно предположить, что полимодальность распределения названных примесей обусловлена присутствием в выборке нескольких геохимических разновидностей золота. На этом основании вся совокупность россыпного золота была разбита на три разновидности, характеристики которых указаны в табл. 2. За основу при разбиении было взято трехмодальное распределение содержания меди. При этом учитывались также содержания в золотишках серебра и сурьмы, особенно в области локальных минимумов распределения содержания меди.

Первая разновидность характеризуется повышенными содержаниями меди и пониженными — серебра (высокопробное золото). Содержания сурьмы в 50% этих золотинок ниже предела обнаружения, и поэтому в табл. 2 среднее значение не указано. Концентрация ртути низкая, только в двух золотишках содержания ртути составляют 0,005 и 0,01 ат. %, и эти значения в подсчет среднего не вошли.

Вторая разновидность характеризуется "средними" содержаниями всех четырех элементов, при этом сурьма не обнаружена в наиболее мелких золотишках, где предел обнаружения составляет 0,0001 ат. %. В двух золотишках отмечены "аномальные" содержания ртути 0,032 и 0,21 ат. %, они также не вошли в подсчет среднего значения по группе.

Третья разновидность характеризуется низкими содержаниями меди и высокими — серебра и сурьмы (низкопробное золото). В одной золотишке — концентрация ртути составляет 0,72 ат. %, а остальные золотишки не отличаются по содержаниям ртути от золота второй разновидности.

Из приведенных данных видно, что выделенные разновидности россыпного золота по комплексу примесей отличаются весьма контрастно. Имеющееся перекрытие диапазонов содержания серебра объясняется неточностью определения его методом искровой масс-спектрометрии.

Для характеристики разновидностей золота, выделенных на основании количественных данных о содержаниях Cu, Ag, Sb, Hg, можно привлечь также информацию о микровключениях рудных минералов, которые фиксируются методом искровой масс-спектрометрии по пикам концентраций групп элементов в отдельных частях золотинок. К таким элементам, входящим в состав золота в виде микровключений рудных минералов, необходимо отнести прежде всего S, Fe, Zn, As, Te, Pb, Bi и некоторые другие. Практически всегда присутствие указанных примесей в повышенных концентрациях указывает на наличие минеральной формы вхождения.

В проанализированных золотишках были обнаружены микровключения пирита, сфалерита, галенита, молибденита, арсенопирита и минералов,

Таблица 2

## Геохимические характеристики россыпного и рудного золота

Разновидность золота	Число золотин	Содержание элементов-примесей, ат. % · 10 <sup>-4</sup>				Окат./Неокат.
		Cu	Ag*	Sb	Hg	
Россыпное 1	15	550–3000**	10–18	0,1–0,3	1,6–12	11/4
		1500	13,4	–	6,6	
Россыпное 2	12	80–300	17–32	1,3–19	8–112	5/7
		190	25,4	4,5	43,4	
Россыпное 3	12	6–80	24–61	8–200	8–80	5/7
		30	45,8	70	31,4	
Коренное	6	23–54	22–63	44–120	20–50	–
		43	43,2	78	32	

\* Содержание серебра — в ат. %.

\*\* В числителе — пределы вариаций, в знаменателе — среднее содержание.

содержащих теллур и висмут, причем арсенопирит обнаружен только в золотинах из третьей разновидности. Все это указывает на то, что минеральный состав руд, из которых золотины высвободились в россыпь, примерно одинаков для всех разновидностей золота и состоит из названных минералов.

Приведенное нами разделение золота на три геохимические разновидности не коррелирует с внешними параметрами золотин, поскольку во всех трех разновидностях имеются золотины с разной степенью окатанности, различных форм и размеров. Золотины, характеризующие разрез по россыпи, и золотины, характеризующие пр. 155, случайным образом распределились по трем разновидностям, и поэтому не получено закономерного изменения состава единичных золотин по разрезу россыпи.

В табл. 2 указано соотношение неокатанных и окатанных золотин для каждой выделенной разновидности. Если предположить, что подпитка россыпи осуществляется неокатанным золотом, то можно сделать вывод, что на современном эрозионном срезе существуют коренные источники как минимум трех разновидностей золота, но подпитка из рядом расположенных источников для второго и третьего типов более вероятна, так как доля 7/12 значительно отличается от 4/15.

В табл. 2 приведены также геохимические характеристики золота из коренного рудопроявления. Средние содержания в нем примесей совпадают с таковыми для россыпного золота третьей разновидности. В этих золотинах зафиксированы также микровключения пирита и галенита. Размах колебаний примесей несколько меньше, чем в россыпном золоте третьей разновидности, но это вполне объяснимо, так как золотины коренного источника характеризуют золото всего лишь одной жилы и в одной точке опробования, а россыпное золото аккумуляровалось с большой площади и, вероятнее всего, из нескольких подобных жил и с различных уровней среза рудных тел. Поэтому можно предположить, что третья разновидность золотин высвободилась в россыпь из коренного источника, аналогичного опробованному рудопроявлению. Вопрос о подпитке россыпи золотом первого и второго типов на данном уровне изученности не может быть

решен. Возможно, при более подробном изучении рудопроявления в нем будет обнаружено золото и других разновидностей (первого, второго или еще не известных). Однако не исключена возможность существования других рудных источников.

Исходя из изложенного, можно сделать следующие выводы. В исследованной россыпи золото по составу элементов-примесей неоднородно, и состав не коррелирует с внешними параметрами золотин. Выявлены полимодальные распределения содержаний Cu, Ag, Sb, Hg, что указывает на наличие в россыпи разнотипного по происхождению золота. В россыпном золоте обнаружены микровключения рудных минералов, и эта информация может быть использована для определения минерального состава руд коренных источников. Показано, что в изученной россыпи одна золотина не может охарактеризовать точку опробования и для построения разреза по россыпи необходимо анализировать большее количество золотин независимо от их морфологии. Сопоставление данных анализа золотин коренного рудопроявления и россыпного золота показывает преимущество состава элементов-примесей коренного и россыпного золота.

Таким образом, информацию, полученную путем изучения состава элементов-примесей россыпного и рудного золота, можно с успехом использовать для установления связи россыпей с коренными источниками.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Кренделев Ф.П., Теплов С.Н., Карманов Н.С. Распределение элементов-примесей в самородном золоте по данным искровой масс-спектрометрии. — В кн.: Неоднородность минералов и рост кристаллов. М.: Наука, 1980, с. 95–104.
2. Теплов С.Н., Карманов Н.С. Определение элементов-примесей в самородном золоте методом искровой масс-спектрометрии. Улан-Удэ: БФ СО АН СССР, 1980. 40 с.
3. Харман Г. Современный факторный анализ. М.: Статистика, 1972. 485 с.

## СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие . . . . .	3
<i>Скляров Е.В., Медведев В.Н., Куликов А.А., Цой Л.А.</i> Структурная позиция офиолитов обрамления Гарганской глыбы . . . . .	5
<i>Татаринов А.В., Скляров Е.В., Халтуева В.К., Глюк Д.С., Несмелов Г.Г.</i> Ювелирно-поделочные родингиты . . . . .	10
<i>Габов Н.Ф., Картавченко В.Г.</i> Метаморфизованная олистострома и ее соот- ношение с докембрийскими офиолитами в Северном Прибайкалье . . . . .	18
<i>Габов Н.Ф., Добрецов Н.Л., Кушев В.Г.</i> Эклогиты и эклогитоподобные породы в Северном Прибайкалье . . . . .	36
<i>Добрецов Н.Л., Ащепков И.В., Карманов Н.С.</i> Особенности минералогии и генезиса пироповых перидотитов и эклогитов в породах кристаллических мас- сивов Центральной и Юго-Западной Европы . . . . .	50
<i>Ащепков И.В.</i> Глубинные ксенолиты Витимского плоскогорья и эволюция верхней мантии . . . . .	70
<i>Клюева Э.А., Буданова К.Т., Краева А.Г.</i> Модель фазовых превращений в многокомпонентной системе метабазитовых пород Юго-Западного Памира . . . . .	89
<i>Конников Э.Г., Цой Л.А.</i> Близперитектическая кристаллизация расплава как возможная модель образования ритмической расслоенности базитовых плутонов . . . . .	101
<i>Качаровская Л.Н., Божевольнова Н.А., Корина Е.А.</i> Элементы-примеси в главных рудообразующих сульфидах из медно-никелевых руд Йоко-Довырен- ского массива . . . . .	111
<i>Трунева М.Ф., Конников Э.Г., Теплов С.Н.</i> Новые данные о благородно- метальной минерализации в одном из габбро-норитовых массивов . . . . .	116
<i>Занцлевич А.Н., Литвиновский Б.А., Карманов Н.С., Теплов С.М., Капер- ская Ю.Н.</i> Роль базитовых магм в формировании щелочных гранитоидов Забайкалья . . . . .	120
<i>Булгатов А.Н., Климук В.С.</i> Состав базальтов рифейских офиолитовых зон Восточного Забайкалья . . . . .	158
<i>Климук В.С.</i> К вопросу о вещественном составе катаевского эффузивно- осадочного комплекса . . . . .	161
<i>Карманов Н.С., Теплов С.Н., Моргунов Ю.А.</i> Элементы-примеси самород- ного золота и связь россыпей с коренными источниками в одном из рудных районов Забайкалья . . . . .	165

УДК 551.24 (552.32)

Склярёв Е.В., Медведёв В.Н., Куликов А.А., Цой Л.А. Структурная позиция офиолитов обрамления Гарганской глыбы. — В кн.: Петрология и минералогия базитов Сибири. М.: Наука, 1984.

В статье доказывается принадлежность базит-ультрабазитового комплекса в обрамлении Гарганской глыбы к древним офиолитам и их залегание в виде тектонического покрова, состоящего из отдельных чешуй, разделенных зонами меланжа. На основании сравнения частных разрезов офиолитов рассматриваются взаимоотношения различных их типов и некоторые особенности. Приведена палеореконструкция эволюции офиолитов, объясняющая их современное структурное положение.

Ил. 4. Библиогр. 8 назв.

УДК 553.89 (47—57)

Татаринов А.В., Склярёв Е.В., Халтуева В.К., Глюк Д.С., Несмелов Г.Г. Ювелирно-поделочные родингиты. — В кн.: Петрология и минералогия базитов Сибири. М.: Наука, 1984.

Родингиты рассматриваются как своеобразная камнесамоцветная формация. Выделены парагенетические типы месторождений ювелирно-поделочных родингитов. Приведена краткая характеристика декоративных свойств различных видов самоцветов родингитовой формации — везувианита, гроссулярита, хромгроссулярита, гидрогроссулярита, хромдиопсидита и др. Приведены результаты новых микрозондовых анализов породообразующих минералов из родингитов Восточного Саяна, Западного Саяна и Юго-Западного Прибайкалья.

Табл. 4. Библиогр. 21 назв.

УДК 552.405.16 (571.54)

Габов Н.Ф., Картавченко В.Г. Метаморфизованная олистодрома и ее соотношение с докембрийскими офиолитами в Северном Прибайкалье. — В кн.: Петрология и минералогия базитов Сибири. М.: Наука, 1984.

Детальными геологическими, петрологическими и структурными исследованиями в Северном Прибайкалье была впервые выявлена метаморфизованная олистодрома в составе формаций Байкало-Муйского офиолитового пояса. Метаолистодрома входит в состав олокинской и келянской серий и примыкает с северо-востока к полосе офиолитов. Возраст ее предположительно рифейский. Приведены оригинальные материалы по петрологии и минералогии метаолистодромовой формации в совокупности с геофизическими и геологическими данными, указывающие на то, что строение региона во многом определялось так же и покровной тектоникой.

Табл. 3. Ил. 8. Библиогр. 23 назв.

УДК 552.163+552.40 (551.71)

Габов Н.Ф., Добрецов Н.Л., Кушев В.Г. Эклогиты и эклогитоподобные породы в Северном Прибайкалье. — В кн.: Петрология и минералогия базитов Сибири. М.: Наука, 1984.

Впервые дано детальное описание эклогитов и эклогитоподобных пород в Северном Прибайкалье с применением микрозондового анализа минералов из эклогитов и сопутствующих им пород. Типичные эклогиты, содержащие омфацил и кальциевый пироп-альмандин, обнаружены в виде будин в blastomylonites краевой части муйского блока докембрийских гнейсов. Данные о сложном покровном строении района и положение эклогитов позволяют считать их отторженцами глубинных толщ и приурочить к подошвам крупных надвиговых структур.

Табл. 5. Ил. 6. Библиогр. 16 назв.

Добреев Н.Л., Ащепков И.В., Карманов Н.С. Особенности минералогии и генезиса пироповых перидотитов и эклогитов в породах кристаллических массивов Центральной и Юго-Западной Европы. — В кн.: Петрология и минералогия базитов Сибири. М.: Наука, 1984.

Систематизированы данные о геологическом положении и особенностях состава тел пироповых перидотитов и эклогитов в серии Молданубикум Чешского массива, в аналогичных толщах Гранулитовых, Рудных и Совьих гор, а также в гнейсах Родопского массива в Болгарии. Для массива пироповых перидотитов около Мохельно в Чешском массиве и для тел в Гранулитовых и Рудных горах приведены результаты новых микрозондовых анализов минералов, характеризующие также контактово-реакционные зоны и вмещающие гнейсы. Впервые обнаруженные в Родопском массиве эклогиты сопоставлены с эклогитами Чешского массива и Северо-Муйской глыбы в Северном Прибайкалье. Минералогические данные позволили установить, что  $P$ - $T$ -условия кристаллизации пироповых перидотитов и эклогитов соответствуют верхней мантии, условия кристаллизации контактово-реакционных пород и вмещающих гнейсов — условиям гранулитовой или амфиболитовой фации метаморфизма. Высказана гипотеза о приуроченности тел пироповых перидотитов и эклогитов к зонам глубинных надвигов, в которых они были транспортированы из верхней мантии или нижней части коры.

Табл. 7. Ил. 7. Библиогр. 27 назв.

УДК 519.1:550.4

Ащепков И.В. Глубинные ксенолиты Витимского плоскогорья и эволюция верхней мантии. — В кн.: Петрология и минералогия базитов Сибири. М.: Наука, 1984.

Рассмотрены особенности химизма минералов и структуры ксенолитов шпинелевых перидотитов, которые выносятся щелочными базальтоидами Витимского плоскогорья. Установлена закономерная смена соотношений железистостей у силикатных фаз ксенолитов, а также изменение структурного рисунка по мере снижения температуры, определенной по пироксеновым геотермометрам, что позволяет проследить эволюцию вещества верхней мантии. Изменение структурных и химических особенностей минералов ксенолитов рассматривается как результат постепенного подъема вещества в верхней мантии.

Табл. 8. Ил. 3. Библиогр. 20 назв.

УДК 519.1:550.41:546.01

Клюева Э.А., Буданова К.Т., Краева А.Г. Модель фазовых превращений в многокомпонентной системе метабазитовых пород Юго-Западного Памира. — В кн.: Петрология и минералогия базитов Сибири. М.: Наука, 1984.

На примере докембрийских метаморфических пород хорогского комплекса Юго-Западного Памира рассмотрена методика расчета минеральных реакций и построения диаграмм состояния в многофазных системах с любым числом компонентов, но пока при постоянных составах минералов. Для выбора реально осуществляемых в природе реакций из большого числа возможных использованы фигуры конверсии. Отдельно построены модели фазовых превращений в метагипербазитах, магнезиальных базитах и чарнокитах, которые затем сопоставлены на сводной качественной диаграмме.

Табл. 6. Ил. 4. Библиогр. 5 назв.

УДК 552.3+552.11:552.321

Конников Э.Г., Цой Л.А. Близеритектическая кристаллизация расплава как возможная модель образования ритмической расслоенности базитовых плутонов. — В кн.: Петрология и минералогия базитов Сибири. М.: Наука, 1984.

Наблюдения над строением ритмически-расслоенных массивов базитового состава показывают, что затвердевание меланократовых прослоев в них происходило раньше, чем лейкократовых. Отсутствие закономерных вариаций состава породообразующих фаз в ритмически-расслоенных сериях противоречит представлениям об образовании таких серий по схеме гравитационно-кристаллизационной дифференциации. Предложена новая модель формирования

ритмической расслоенности, учитывающая, что расплав после кристаллизации в перитектической точке приобретает свойства неньютоновской жидкости. Вязкое течение такой массы из твердой и жидкой фаз, а также контракционные явления, возникающие при кристаллизации, по мнению авторов, являются причиной псевдослоистого строения расслоенных плутонов.

Табл. 1. Ил. 9. Библиогр. 29 назв.

УДК 549.3

Каچارовская Л.Н., Божевольнова Н.А., Корина Е.А. **Элементы-примеси в главных рудообразующих сульфидах из медно-никелевых руд Йоко-Довыренского массива.** — В кн.: Петрология и минералогия базитов Сибири. М.: Наука, 1984.

Рассмотрены закономерности распределения элементов-примесей в главных рудообразующих сульфидах по латерали и в различных морфогенетических типах Йоко-Довыренского никеленосного массива. Впервые использован лазерный микроанализатор ЛМА-1 для определения содержания никеля, кобальта и меди в минералах группы пирротина, пентландита и халькопирита. Обнаружена кобальтовая разновидность пентландита.

Табл. 1. Ил. 3. Библиогр. 7 назв.

УДК 553.491

Трунева М.Ф., Конников Э.Г., Теплов С.Н. **Новые данные о благороднометалловой минерализации в одном из габбро-норитовых массивов.** — В кн.: Петрология и минералогия базитов Сибири. М.: Наука, 1984.

С помощью метода селективного растворения сульфидов и анализов на микрозонде обнаружены благороднометалловые минералы в миллерит-борнит-халькопиритовых рудах, приуроченных к экзоконтактной зоне габбро-норитового массива. Ранее минералы благородных металлов были описаны только в эндоконтактных сульфидных рудах данного массива. В числе этих минералов охарактеризованы сперрилит, медистая платина, селениды и теллуриды палладия и золота.

Табл. 1. Ил. 2. Библиогр. 3 назв.

УДК 552.11:571.54

Занвилевич А.Н., Литвиновский Б.А., Карманов Н.С., Теплов С.М., Каперская Ю.Н. **Роль базитовых магм в формировании щелочных гранитоидов Забайкалья.** — В кн.: Петрология и минералогия базитов Сибири. М.: Наука, 1984.

Приведены данные о Забайкальской щелочно-гранитоидной провинции, которая включает около 350 массивов и большое количество дайкообразных тел различных размеров. Ареал распространения позднепалеозойских щелочных гранитоидов имеет длину 1500 км при ширине 200 км. С ним пространственно совмещен ареал вулканитов высокой щелочности, сформировавшихся близко одновременно с гранитоидами. Охарактеризованы петрография и химизм гранитоидов, составы главных породообразующих минералов. Показано, что генерация исходных магм определялась развитием крупной рифтоподобной структуры, протягивавшейся от Становика почти до Монгольского Алтая. Щелочные гранитоиды пермо-триасового этапа на территории Центрально-Азиатского складчатого пояса образуют цепочку ареалов простирающихся в субширотном направлении более чем на 3000 км. Анализ закономерностей размещения, тектонического контроля, особенностей состава гранитоидов и слагающих их минералов позволяет отдать предпочтение точке зрения о генетической связи гранитоидов ареала со щелочно-базальтоидными магмами.

Табл. 14. Ил. 13. Библиогр. 46 назв.

УДК 551.72:552.313

Булгатов А.Н., Климух В.С. **Состав базальтов рифейских офиолитовых зон Восточного Забайкалья.** — В кн.: Петрология и минералогия базитов Сибири. М.: Наука, 1984.

В Ага-Шилкинской и Ононской офиолитовых зонах Монголо-Охотской системы Урало-Монгольского пояса вулканиты представлены базальтами толентовской серии. При сравнении с базальтами современных геосинклинальных систем выявляется их соответствие различным типам базальтов, кроме

островодужных, известково-щелочных и щелочных. Базальты Янгуда-Каменской зоны Байкало-Витимской системы, которая по отношению к Урало-Монгольскому поясу является апофизом, соответствуют базальтам островных дуг. Различие состава базальтов можно объяснить степенью деструкции и амплитудой растяжения коры. В Монголо-Охотской системе она была более значительной, чем в Байкало-Витимской.

Ил. 4. Библиогр. 8 назв.

УДК 551.73+552.313 (571.55)

К л и м у к В.С.К вопросу о вещественном составе катаевского эффузивно-осадочного комплекса. — В кн.: Петрология и минералогия базитов Сибири. М.: Наука, 1984.

Рассматривается состав катаевской толщи, распространенной в бассейне р. Хилок, дается краткое петрографическое описание. Впервые приводится петрохимическая характеристика. Катаевские эффузивы соответствуют известково-щелочной серии повышенной щелочности и представляют собой трахибазальты и трахиандезито-базальты.

Табл. 1. Ил. 1. Библиогр. 6 назв.

УДК 549.283:549.82

Кармаянов Н.С., Теплов С.Н., Моргунов Ю.А. Элементы-примеси самородного золота и связь россыпей с коренными источниками в одном из рудных районов Забайкалья. — В кн.: Петрология и минералогия базитов Сибири. М.: Наука, 1984.

Анализ на элементы-примеси индивидуальных золотинок весом от 0,01 до 1 мг проводился методом искровой масс-спектрометрии. Состав золотинок не коррелирует с их морфологическими признаками (окатанностью, размерностью и др.). Выявлены полимодальные распределения содержания меди, серебра, сурьмы и ртути, что указывает на присутствие в россыпи разнотипного по происхождению золота. Золотины коренного рудопроявления соответствуют по составу одному из трех выявленных в россыпи типов золота.

Табл. 2. Ил. 2. Библиогр. 3 назв.

**ПЕТРОЛОГИЯ  
И МИНЕРАЛОГИЯ  
БАЗИТОВ СИБИРИ**

*Утверждено к печати  
Геологическим институтом  
Бурятского филиала  
Сибирского отделения АН СССР*

Редактор *Т.А. Николаева*  
Художник *А.Н. Бобрович*  
Художественный редактор *И.Ю. Нестерова*  
Технический редактор *Н.М. Бурова*  
Корректор *Т.И. Шеповалова*

Набор выполнен в издательстве  
на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 28078

Подписано к печати 29.10.84. Т—18732  
Формат 60 × 90 1/16. Бумага офсетная № 2  
Гарнитура Универс. Печать офсетная  
Усл. печ. л. 11,0. Усл. кр.-отт. 11,1  
Уч.-изд. л. 14,2. Тираж 600 экз.  
Тип. зак. 1897. Цена 2 р. 10 к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7,  
Москва, В-485, Профсоюзная ул., д. 90  
Ордена Трудового Красного Знамени  
1-я типография издательства "Наука"  
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

2р. 10 к.

4312

