

ГИПЕРБАЗИТОВЫЕ АССОЦИАЦИИ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

НОВОСИБИРСК 1983

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

ГИПЕРБАЗИТОВЫЕ АССОЦИАЦИИ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Выпуск 2

МИНЕРАЛОГИЯ, МЕТАМОРФИЗМ

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

НОВОСИБИРСК 1983

Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Вып. 2. Минералогия, метаморфизм: Сб. научн. тр. / АН СССР. Сибирское отделение, Ин-т геологии и геофизики; редкол.: Велинский В.В. (отв. ред.) и др. — Новосибирск, 1983. — 136 с.

Обсуждаются актуальные проблемы минералогии и метаморфизма альпинотипных гипербазитов и ассоциирующих с ними горных пород. Охарактеризованы особенности вхождения ионов Fe^{3+} в структуру ортопироксенов, приводятся данные о составе оливинов из массивов Кузнецкого Алатау и о распределении элементов группы платины в гипербазитах различных районов Монголии. Рассмотрены особенности метаморфизма гипербазитов и вмещающих их пород. Приводится большое количество аналитических данных.

Сборник представляет интерес для специалистов в области петрологии, минералогии и метаморфизма.

Редакционная коллегия:

д-р геол.-мин. наук В.В.Велинский (отв. редактор), канд. геол.-мин. наук Ф.П.Леснов, канд. геол.-мин. наук И.В.Завьялова (отв. секретарь)

Рецензенты:

д-р геол.-мин. наук К.Б.Кеpezинская
(Институт геологии и геофизики СО АН СССР),
канд. геол.-мин. наук А.И.Гончаренко
(Томский государственный университет)

© Институт геологии
и геофизики СО АН СССР
1983г.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Этот сборник отражает результаты планомерного изучения гипербазитовых ассоциаций складчатых областей, проводимого в лаборатории петрологии магматических пород Института геологии и геофизики СО АН СССР. Они являются продолжением исследований по геологии, петрохимии и геохимии гипербазитов, материалы которых опубликованы ранее (Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Вып. I. Геология, петрохимия, геохимия. Новосибирск, 1982).

В статьях содержатся новые оригинальные данные, позволяющие познать во многом еще спорную проблему происхождения этих пород и отразить сложную историю их преобразований в земной коре.

Приведенный материал дает возможность показать, что на современном эрозионном срезе гипербазиты являются образованиями гетерогенными и сочетают в себе продукты мантийного происхождения и продукты, возникающие в литосфере под воздействием более поздних магматических и метаморфических процессов. Это положение иллюстрируется данными детального изучения особенностей состава породообразующих минералов и условий метаморфизма как самих гипербазитов, так и вмещающих их отложений.

Постановка проблемы имеет большое научное значение в области петрологии гипербазитов и позволяет по-новому подойти к оценке генезиса связанных с ними полезных ископаемых.

Принятые сокращения

Аб	– альбит	Ок. Fe	– окислы железа
Акт	– актинолит	Ол	– оливин
Амф	– амфибол	Опр	– ромбический пироксен
Ан	– анортит	Ор	– ортоклаз
Ант	– антофиллит	Орт	– ортит
Ап	– апатит	Пл	– плагиоклаз
Би	– биотит	Плеон	– плеонаст
Гер	– герцинит	Ро	– роговая обманка
Гип	– гиперстен	Руд	– рудный
Гр	– гранат	Сер	– серицит
Граф	– графит	Сос	– соскюрит
Ди	– диопсид	Серп	– серпентинит
Дис	– дистен	Ст	– ставролит
Жед	– жедрит	Сф	– сфен
Ил	– ильменит	ТиМт	– титаномagnetит
Ка	– карбонат	Тр	– тремолит
Кв	– кварц	Тур	– турмалин
Корд	– кордиерит	Хл	– хлорит
Кпр	– моноклинный пироксен	Хршп	– хромшпинелид
Кум	– куммингтонит	Ц	– циркон
Мт	– магнетит	Цо	– цоизит
Му	– мусковит	Шп	– шпинель
Неф	– нефелин	Эп	– эпидот

БАЛАНС ВЕЩЕСТВА ПРИ СЕРПЕНТИНИЗАЦИИ АЛЬПИНОТИПНЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ И НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕНЕЗИСА СЕРПЕНТИНИТОВ

Наиболее сложные проблемы возникают перед исследователями в решении вопросов, касающихся привноса-выноса вещества при серпентинизации ультраосновных пород, которые в свою очередь тесно переплетаются с вопросами о стадийности и направленности этого процесса, об источниках серпентинизирующих растворов и об объемных изменениях пород в ходе их серпентинизации.

Существует несколько диаметрально противоположных точек зрения.

Одни исследователи считают, что на всех стадиях серпентинизация протекает по принципу кислотного выщелачивания, т.е. при постоянном объеме с выносом и перераспределением основных компонентов: SiO_2 , MgO , FeO и Fe_2O_3 (Коржинский, 1955; Варлаков, 1966; Золоев, Судиловский, 1967; Вишневская, 1974; Золоев, 1975 и др.). Другие – выделяют две самостоятельные фазы серпентинизации: раннюю, носящую изохимический характер и протекающую при значительном увеличении объема, и позднюю – аллохимическую, проходящую при относительно постоянном объеме (Штейнберг, 1960; Боголепов, 1969; Артемов, 1970; Чашухин, 1972 и др.). При этом в начальные стадии серпентинизации источником растворов служат вмещающие ультрабазиты геосинклинальные толщи. Эти растворы, по мнению большинства исследователей, характеризуются очень слабой минерализацией. Последующие, более поздние, этапы этого процесса проходят за счет многообразных по составу гидротермальных растворов, связанных с молодым постгипербазитовым магматизмом и привносящих в гипербазиты компоненты, отражающие состав внед- рившихся интрузий.

Кроме того, относительно источника серпентинизирующих растворов продолжает существовать гипотеза автометаморфической серпентинизации, одним из основателей которой был В.Н.Лодочников (1936). По данной гипотезе источником воды и в процессе начальной серпентинизации пород, и при асбестообразовании служит сама перидотитовая магма. При этом серпентинизация протекает со значительным увеличением объема пород.

Позднее Н.Д.Соболев (1946) выделил две крупные фазы серпентинизации: автометаморфическую и аллометаморфическую. Автометаморфическую фазу он, в свою очередь, разбил еще на две подфазы. В первую подфазу серпентинизация происходит под воздействием растворов, генерируемых самой ультраосновной магмой, а во вторую – под действием вод, абсорбированных из окружающих пород. В настоящее время сторонники автометаморфической серпентинизации также допускают частичное заимствование воды из вмещающих толщ, тем самым нарушая основной принцип автометаморфизма, заложенный в смысл данного термина.

Все большее число исследователей, опираясь на данные многочисленных экспериментальных работ, приходят, на наш взгляд, к наиболее правильному выводу, что первичные гипербазиты, являясь образованиями мантийными, в силу Р-Т-условий в пределах верхней мантии не могут содержать воду в таких количествах (10–20 % по объему), которые могли бы обеспечить протекание процессов серпентинизации (Артемов, 1970; Артемов и др., 1973; Пинус и др., 1973; Штейнберг и др., 1973; Варлаков, 1973 и др.). По их мнению, вся вода, приводящая к серпентинизации ультраосновных пород, поступает извне.

Оригинальные представления о природе процесса серпентинизации приведены в работе В.В.Велинского (1978). К этой сложной проблеме автор подошел с совершенно новых позиций. Он считает, что начальные этапы серпентинизации ультраосновных пород могут протекать за счет окисления содержащихся в них водорода и углеводородов, которых, как было показано ранее (Агафонов и др., 1976), в первичных ультраосновных породах присутствует наибольшее количество. По мнению В.В.Велинского, такой подход к решению проблемы об источниках серпентинизации позволяет однозначно решать вопросы, касающиеся баланса вещества, а следовательно, и объемных эффектов при процессах серпентинизации. Из приведенных в работе реакций очевидно, что этот процесс не является изохимическим, а идет со значительным выносом главных компонентов при постоянном объеме.

По изучению проблемы о привносе–выносе вещества в процессе серпентинизации ультраосновных пород большую работу проделали Д.С.Штейнберг (1960), Л.Д.Булькин (1963), К.К.Золоев и Г.Н.Судиловский (1967), В.Р.Артемов (1970), Ю.Е.Вишневская (1974), К.К.Золоев (1975) и др.

Д.С.Штейнберг (1960) выделяет два типа серпентинизации изохимический, характерный для начального этапа региональной петельчатой серпентинизации и аллохимический – более поздний, протекающий в локальных зонах интенсивной циркуляции водных растворов. По его представлениям, первый тип проходит в обстановке сохранения общего компонентного состава породы и характеризуется значительным увеличением ее объема, а второй – протекает в равнообъемных условиях при привносе SiO_2 (или выносе MgO) и выносе железа. Однако Л.Д.Булькин (1963), основываясь на данных 500 химических анализов пород из ультрабазитов Урала, показал, что на всех стадиях процесса серпентинизации происходит либо привнос кремнезема, либо вынос оснований. В связи с этим Д.С.Штейнберг и др. (1969) сделали допущение, что в начальные стадии петельчатой серпентинизации процесс носит не строго изохимический характер.

На основании сопоставления различных методов расчета баланса вещества и объемных эффектов при серпентинизации В.Р.Артемов (1970) приходит, на наш взгляд, к наиболее правильному выводу о том, что при современных представлениях о многостадийности процессов серпентинизации нельзя делать такие расчеты, которые характеризовали бы массовую или локальную серпентинизацию вообще, а необходимо увязывать их с конкретными стадиями этого процесса. Он показал, что в зависимости от правильности выбора методики расчета можно получить самые различные результаты как по балансу вещества в ходе серпентинизации ультрабазитов, так и по изменению объема самих пород. Вместе с тем, проанализировав огромный фактический материал, В.Р.Артемов делает заключение, что вынос и переотложение вещества в тех или иных количествах имели место на всех стадиях серпентинизации. На возможность выноса вещества в начальные стадии серпентинизации указывал также Р.В.Колбанцев (1971).

К.К.Золов (1975), отрицая изохимичность процессов серпентинизации, на основании собственных расчетов делает вывод, что на всех стадиях серпентинизации происходит перераспределение и значительный вынос вещества за пределы метасоматической колонки. Он указывает, что при аллометаморфизме должно происходить увеличение суммарного объема всей массы породы только за счет привноса воды, в то время как объем твердой фазы во всех случаях

остается постоянным в связи с выщелачиванием породы и возрастанием ее пористости.

Вопрос о балансе вещества при серпентинизации ультраосновных пород нами рассмотрен на примере гипербазитовых массивов Корьякско-Камчатской складчатой области. Еще ранее, на основании изучения морфологических особенностей серпентиновых минералов, состава и зонального расположения их разновидностей в ультраосновных массивах указанного региона мы пришли к выводу, что серпентинизация — это сложный многостадийный процесс переработки первичных гипербазитов, протекающий в пределах земной коры на глубинах, не превышающих 10–15 км. Он совершается под воздействием различных водных растворов, многообразных по природе, но всегда приносящихся в ультрабазиты извне, т.е. серпентинизация представляется нам как процесс только аллометаморфический. Это положение базируется прежде всего на поддерживаемой автором гипотезе о мантийном происхождении альпинотипных гипербазитов и протрузивном внедрении их в нижние горизонты земной коры. Мы выделяем два крупных самостоятельных этапа серпентинизации: фреатический и гидротермально-метасоматический. Они различаются между собой как по масштабам, времени и глубине проявления, так и по характеру агентов серпентинизации.

Фреатический этап — это наиболее ранняя стадия изменения первичных гипербазитов, протекающая в процессе протрузивного внедрения их в обводненные геосинклинальные толщи земной коры. Понятие "фреатическая" серпентинизация впервые введено А.Г.Бетехтиным (1937) как особый тип аллометаморфической серпентинизации, проходящей в начальные стадии изменения первичных гипербазитов совместно с автометаморфической. В отличие от представлений А.Г.Бетехтина (1937) и Н.Д.Соболева (1946), которые с этой стадией серпентинизации связывают образование хризотила, В.Р.Артемов (1970), выделяя начальную стадию фреатической серпентинизации, вообще отрицает возможность проявления автометаморфизма и связывает с ней образование в основном только петельчатого лизардита I генерации. Результаты наших исследований в полной мере согласуются с выводами В.Р.Артемова. Действительно, как показывают многочисленные наблюдения, ранняя стадия серпентинизации ультрабазитов связана в основном с образованием только петельчатого лизардита и носит региональный характер. Во всех известных ультраосновных массивах Мира этот массовый про-

цесс серпентинизации отличается удивительным однообразием, что, очевидно, предопределяется сходством физико-химических условий, в которых он протекает. Как показали многочисленные эксперименты и термодинамические расчеты, ранняя стадия серпентинизации первичных ультраосновных пород проходит довольно в узком интервале температур (не выше $500-520^{\circ}\text{C}$), в восстановительных условиях при дефиците кислорода под действием на гипербазиты слабо-минерализованных или нейтральных растворов. Об этом свидетельствует: 1. Отсутствие в этот этап серпентинизации более высокотемпературных процессов с участием воды, например, оталькования и амфиболизации. 2. Наличие в газовой фазе, выделенной из слабо серпентинизированных пород, водорода и метана и отсутствие -CO_2 (Агафонов и др., 1976). 3. Находки в слабо серпентинизированных породах самородных металлов (Fe, Cu, Ag), аварунита и сульфидов (Рамдор, 1967; Смирнова, 1970 и др.). 4. Высокая железистость лизардита I генерации и отсутствие выделений вторичного магнетита, а также очень незначительное изменение аксессуарных хромшпинелидов (Альпинотипные гипербазиты..., 1973; Банников, 1975). 5. Получение искусственного лизардита воздействием на серпентинизированные ультрабазиты дистиллированной воды (Артемов и др., 1968).

Кроме температуры, состава раствора и характера изменения кислотности-щелочности среды, интенсивность проявления петельчатой лизардитизации регулируется характером трещиноватости пород, степенью обводненности вмещающих толщ, степенью насыщенности пород газовой фазой (водородом и углеводородами) и временем протекания реакций серпентинизации в данных условиях (т.е. временем нахождения гипербазитового тела в равновесных условиях на данном гипсометрическом уровне). Проведенные исследования убедили нас в том, что процесс ранней петельчатой лизардитизации никогда не приводит к полной серпентинизации пород. Только в единичных случаях нами встречены породы, в которых степень однородной петельчатой лизардитизации достигает 40-60 %. Это, вероятнее всего, связано с тем, что при внедрении гипербазитов в обводненные геосинклинальные толщи происходит быстрое заполнение трещин водой, их расширение и образование новой трещиноватости. При этом, даже незначительное увеличение общего объема пород за счет привнесенной воды должно вывести гипербазитовое

тело из равновесного состояния. Произойдет срыв массива и продвижение его в области более низкого литостатического давления. В процессе этого движения и продолжающейся петельчатой лизардитизации, очевидно, начинается дробление гипербазитовой пластины на более мелкие блоки и в краевых частях появляются зоны рассланцевания и зеркала скольжения. Привлечение водородно-углеродных газов как дополнительных агентов, способствующих начальной петельчатой лизардитизации (Велинский, 1978), также не может привести к полной серпентинизации больших объемов породы в силу очень незначительных концентраций водорода и углеводородов в первичных ультрабазитах, хотя относительно других разновидностей пород, их концентрации в неизмененных ультраосновных породах-наиболее высокие и связаны в основном с оливином (Агафонов и др., 1976).

Гидротермально-метасоматический этап серпентинизации по сравнению с фреатическим всегда является более поздним. Этот термин впервые выдвинут нами в 1973 г. (Альпинотипные гипербазиты..., 1973). Он, по нашему мнению, наиболее полно отражает генетическую сторону процесса – локальный характер его проявления и связь с молодым постгипербазитовым магматизмом. Протекает этот процесс под воздействием на частично лизардитизированные породы водных флюидов, генетически связанных с интрузиями габброидов и гранитоидов, рвущих и метаморфизующих как вмещающие породы, так и гипербазиты. В отличие от серпентинизации фреатического этапа, гидротермально-метасоматическая серпентинизация проходит в узких приконтактных зонах, в очень широком интервале температур (от ~100 до 500–550°C), в окислительной обстановке при значительных колебаниях кислотности-щелочности среды и с участием в гидротермах CO₂, бора, фтора, хлоридов и других хорошо растворимых соединений (Германов, 1953; Боголепов, 1969 и др.). Это подтверждается пониженной железистостью серпентиновых минералов по сравнению с петельчатым лизардитом раннего этапа серпентинизации и обилием в них выделений дисперсного магнетита, а также многообразием минеральных парагенезисов с участием разнотемпературных водных минералов (разновидности серпентина, амфиболы, тальк, брусит, карбонаты, флогопит, гидроокислы железа) и различной последовательностью выделения отдельных минералов (Альпинотипные гипербазиты..., 1973; Банников, 1975). Одной из

отличительных черт указанных типов серпентинизации является довольно четкая зональность в гипербазитовых массивах, особенно в наиболее крупных, между частично лизардитизированными породами фреатического этапа, расположенными чаще всего в центральных частях массивов, и сплошными серпентинитами гидротермально-метасоматического этапа в краевых участках. Это, по мнению многих исследователей (Штейнберг, 1960; Боголепов, 1969 и др.), указывает на то, что в процессе поздней локальной серпентинизации взаимодействия водных флюидов с ультраосновными породами происходят в более крупных тектонических зонах и сопровождаются свободным привнесением-выносом вещества без существенных изменений объема пород.

Проведенные нами исследования с целью выяснения характера изменения состава ультраосновных пород Корякско-Камчатской складчатой области в определенные стадии их серпентинизации полностью подтверждают закономерность сделанных генетических выводов. Было изучено несколько геологических разрезов из различных гипербазитовых массивов с отбором образцов из каждой зоны и с последующим определением их химического состава (Альпинотипные гипербазиты..., 1973; Велинский, 1979). На основании этих данных был проведен расчет баланса вещества по каждому конкретному геологическому разрезу с применением рациональной атомно-объемной системы пересчета по методике Ю.В.Казяцина и В.А.Рудника (1968). Объемный вес пород измерялся на денситометре. Степень серпентинизации пород определялась на основании объемного веса породы и содержания в ней воды (или п.п.п.) предложенной И.С.Чадухиным (1974), с выборочной проверкой полученных данных с помощью интеграционного столика. Выявлено, что степень серпентинизации пород хорошо коррелируется с их объемным весом и содержанием в породе воды. Причем общая тенденция в изменении объемного веса пород отражает характер отмеченной выше зональности. В табл. I приведены средние объемные веса в различной степени серпентинизированных дунитов и перидотитов, а также разновидностей серпентинитов. Из таблицы видно, что с увеличением степени порционально уменьшается. Среди разновидностей серпентинитов наименьший вес имеют хризотилловые, а наибольший — антигоритовые серпентиниты, что хорошо согласуется с содержанием в них химически связанной воды.

Таблица I

Средние объемные веса (г/см^3) ультраосновных пород из гипербазитовых массивов Корякско-Камчатской складчатой области*

Дуниты и перидотиты				Серпентиниты			
Степень серпентинизации				Лизардитовые	Хризотилитовые	Антигортитовые	Смешанного состава
0-10 %	10-20 %	20-50 %	50-80 %				
3,22 n = 11	3,00 n = 10	2,82 n = 15	2,67 n = 4	2,61 n = 11	2,49 n = 4	2,65 n = 4	2,54 n = 24

* Количество замеров (n) = 83.

Расчеты баланса вещества при региональной петельчатой лизардитизации пород, проведенные по пяти конкретным геологическим разрезам из Куюльского и Гальмознанского гипербазитовых массивов, показали абсолютно одинаковые результаты. Они очень близки к данным К.К.Золоева и Т.Н.Судиловского (1967), которые тем же методом провели расчеты на Баженовском гипербазитовом массиве (Средний Урал). Пример указанных расчетов помещен в табл. 2. Эти исследования показали, что в процессе региональной лизардитизации пород происходит постепенный пропорциональный вынос Si и Mg, на что указывает отношение $\text{Mg} : \text{Si}$, которое для этого процесса всегда остается постоянным и во всех расчетах близко к 1,8. Судя по отношению $\text{Mg} : \sum \text{Fe}$ и абсолютной разности между отдельными зонами с различной степенью серпентинизации, суммарное железо в начальные этапы этого процесса практически остается постоянным или выносится в очень незначительных количествах, происходит лишь его перераспределение за счет перехода $\text{Fe}^{+2} \rightarrow \text{Fe}^{+3}$. Это хорошо согласуется с данными по железистости петельчатого лизардита I генерации, которая, как упоминалось ранее, всегда выше, чем в других разновидностях серпентинов, и близка к железистости первичных минералов, по которым он образуется. По мере усиления процесса петельчатой лизардитизации от центра к периферическим участкам массива постепенно уменьшается плотность пород, но, вместе с тем, наблюдается увеличение суммарного количества атомов ($\sum \text{am}$), что связано главным образом с возрастанием количества атомов водорода. Все это указывает на возможность незначительного увеличения суммарного объема породы

Баланс вещества в различные стадии серпентинизации дунитов
(на примере Гальмознянского гипербазитового массива)

Таблица 2

Оксиды, вес. %	Номера образцов			
	4202и	1203д	1203/1	1203/2
	1	2	3	4
SiO ₂	39,92	37,44	32,22	38,24
TiO ₂	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Al ₂ O ₃	0,23	0,46	0,61	0,72
Fe ₂ O ₃	0,23	3,09	6,65	6,66
FeO	8,28	5,19	1,63	2,09
MnO	0,19	0,29	0,20	0,14
MgO	49,19	45,55	39,06	36,79
CaO	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Na ₂ O	Сл.	0,03	0,02	"
K ₂ O	0,06	0,03	0,02	0,01
P ₂ O ₅	Не обн.	0,02	Не обн.	0,03
S _{общ.} (заΣ)	0,02	0,02	"	0,02
F (заΣ)	0,02	0,02	0,01	0,01
NiO	0,19	0,22	0,15	0,13
CoO	0,02	0,02	0,01	0,01
Cr ₂ O ₃	0,95	0,47	0,40	0,38
CO ₂ (заΣ)	0,06	0,06	1,25	0,11
H ₂ O	0,02	0,58	2,16	0,78
П.п.п.	0,92	6,90	16,46	13,59
Сумма	100,20	100,29	99,59	99,57
Dv (г/см ³)	3,26	2,92	2,55	2,51
n (%)	5	35-40	100	100

Элементы	Количество атомов в 100000 ³			
	1	2	3	4
Si	130,56	109,54	82,33	96,17
Al	0,89	1,59	1,84	2,14
Fe ⁺³	0,57	6,80	12,79	12,60
Fe ⁺²	22,62	12,70	3,48	4,40
Mn	0,52	0,72	0,43	0,30
Mg	239,60	198,71	148,81	137,96
Na	Сл.	0,17	0,10	-
K	0,25	0,11	0,07	0,03
P	-	0,05	-	0,06
S	0,12	0,11	-	0,09
F	0,20	0,18	0,08	0,08
Ni	0,50	0,45	0,27	0,23
Co	0,05	0,04	0,02	0,02
Cr	2,46	1,09	0,81	0,76
C	0,27	0,24	4,36	0,40
H	20,50	144,12	293,51	239,38
ΣO	541,21	518,73	496,40	479,15
ΣNк	419,2	476,33	548,8	494,45
Σам	960,41	995,06	1045,20	973,60
Соотношения атомов				
Mg : Si	1,84	1,81	1,81	1,43
Mg : ΣFe	10,33	10,19	9,14	8,12
Σам : H	46,85	6,90	3,56	4,07

Элементы	Серпентинизация			
	I		II	
	Привнос - вынос на 10000А ³			
	Абсолютные разности			
	I-2	I-3	2-3	3-4
Si	-2I,02	-48,23	-27,2I	I3,84
Al	0,70	0,95	0,25	0,30
Fe ⁺³	6,23	I2,22	5,99	-0,I9
Fe ⁺²	-9,92	-I9,I4	-9,22	0,92
Mn	0,20	-0,09	-0,29	-0,I3
Mg	-40,89	-90,79	-49,90	-I0,85
Na	0,I7	0,I0	-0,07	-0,I0
K	-0,I4	-0,I8	-0,04	-0,04
P	-	0,05	-0,05	0,06
S	Вынос	Вынос	Вынос	Привнос
F	"	"	"	Вынос
Ni	-0,05	-0,23	-0,I8	-0,04
Co	Вынос	Вынос	Вынос	Вынос
Cr	-I,37	-I,65	-0,28	-0,05
C	-0,03	4,09	4,I2	-3,96
H	I23,62	273,0I	I49,39	-54,I3
Σ0	-22,48	-44,8I	-22,33	-I7,25
+Σ	I30,92	290,42	I59,75	I5,I2
-Σ	-95,90	-205,I2	-I09,57	-86,74
Общая раз- ность Σ _{ам}	35,02	85,30	50,I8	-7I,62

Элементы	Серпентинизация			
	I		II	
	Привнос - вынос на 10000А ³			
	в % к I		в % к 2	в % к 3
	I-2	I-3	2-3	3-4
Si	-16,10	-36,94	-24,84	16,81
Al	78,65	106,74	15,72	16,30
Fe ⁺³	1092,98	2143,9	88,09	-1,49
Fe ⁺²	-43,85	-84,62	-72,60	26,44
Mn	38,46	-17,31	-40,28	-30,23
Mg	-17,07	-37,89	-25,11	-7,29
Na	Привнос	Привнос	-41,18	Вынос
K	-56,00	-72,00	-36,36	-57,14
P	Привнос	-	Вынос	Привнос
S	Вынос	Вынос	"	"
F	"	"	"	-
Ni	-10,00	-46,00	-40,00	-14,81
Co	Вынос	Вынос	Вынос	Вынос
Cr	-55,69	-67,07	-25,69	-6,17
C	-11,11	1514,81	1716,67	-90,83
H	603,02	1331,76	103,66	-18,44
Σ0	-4,15	-8,28	-4,30	-3,48
+Σ	13,63	30,24	16,05	1,45
-Σ	-10,02	-21,39	-11,01	-8,30
Общая раз- ность Σам	3,61	8,85	5,00	-6,85

П р и м е ч а н и е. Образцы отобраны из разреза через 25-30 м в кжном контакте массива от центра к периферии: I - дунит со степенью серпентинизации (h) около 5 %, серпентин представлен петельчатым лизардитом; 2 - дунит, $h=34-40$ %, серпентин в основном представлен петельчатым лизардитом, наблюдается слабая хлоритизация; 3 - серпентинит смешанного состава (лизардит+антигорит+хризотил) слабо хлоритизированный с единичными микрожилками хризотил-асбеста; 4 - рассланцованный серпентинит антигорит-хризотилового состава с незначительной примесью хлорита, талька, карбоната и гидроокислов железа; D_v - объемный вес ($г/см^3$); h - степень серпентинизации пород в %; $\sum N_i$ - сумма катионов; $\sum am$ - общая сумма атомов. I - фреатическая; II - гидротермально-метасоматическая серпентинизация.

в процессе региональной петельчатой лизардитизации как за счет привноса воды из вмещающих толщ (Золоев, 1975), так и за счет воды, образующейся на месте при окислении водородно-углеводородных газов (Велинский, 1978). Косвенным доказательством возможности увеличения объема породы указанными путями в начальные стадии серпентинизации может служить также величина отношения $\sum_{ат} : N$, которая, по мере возрастания степени серпентинизации пород на фоне положительного общего баланса вещества, постепенно уменьшается.

При локальной, более поздней гидротермально-метасоматической серпентинизации пород (антигоритизации и хризотилизации) характер привноса-выноса вещества изменяется в зависимости от состава воздействующих на гипербазиты флюидов, щелочности-кислотности среды, величины окислительного потенциала и общих P-T - условий. Поэтому в различных регионах этот процесс будет иметь свои специфические особенности. Пример расчета баланса вещества в гипербазитах на контакте с дайкой микрогаббро приведен в табл. 2 (ан. 2,3 и 4). По этим расчетам видно, что в данном разрезе в процессе полной серпентинизации пород (хризотилизации и антигоритизации) происходит привнос Si при постоянном (или незначительном выносе) Mg, и поэтому отношение Mg:Si уменьшается. Кроме того, наблюдается привнос Al, значительный вынос Ni и Cr и уменьшение количества суммарного железа и его перераспределение ($Fe^{+2} \rightarrow Fe^{+3}$).

Таким образом, исследования показали, что серпентинизация - это сложный многостадийный процесс аллометаморфической переработки первичных гипербазитов, который, по нашему мнению, протекает в два крупных этапа: ранний - фреатический и поздний -

гидротермально-метасоматический (Альпинотипные гипербазиты..., 1973; Банников, 1975). Расчетами баланса вещества при различных стадиях серпентинизации установлено, что в процессе ранней фреатической серпентинизации пород происходит пропорциональный вынос основных порообразующих компонентов (Si и Mg). При этом общее количество железа в породе практически сохраняется, но наблюдается его перераспределение ($Fe^{+2} \rightarrow Fe^{+3}$). На этом этапе серпентинизации возможно незначительное увеличение суммарного объема пород как за счет привноса воды из вмещающих толщ, так и за счет воды, образованной на месте в результате окисления водородно-углеводородных газов. В последующий этап гидротермально-метасоматической серпентинизации, протекающей под воздействием на гипербазиты гидротермальных флюидов, связанных с проявлением позднего магматизма, эти процессы имеют более сложный и разнонаправленный характер – происходит либо привнос кремнезема, либо вынос оснований. В наших расчетах по гипербазитам Корякии имеет место привнос SiO_2 и Al_2O_3 при постоянном (или незначительном выносе) MgO и вынос и перераспределение железа (особенно при хризотилизации). Кроме того, в значительных количествах выносятся Ni и Cr.

В процессе полной антигоритизации, возможно, происходит незначительное уменьшение общего объема пород, на что указывает некоторый дефицит в антигорите химически связанной воды и повышенный объемный вес его по отношению к другим минеральным разновидностям серпентинов (см. табл. I).

Литература

Агафонов Л.В., Банников О.Л., Андреева Т.А. Зависимость состава газовой фазы гипербазитов от их химизма и генезиса. – В кн.: Материалы по генетич. и эксперимент. минералогии, т. 10. Новосибирск: Наука, 1976, с. 64–74.

Альпинотипные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы /Пинус Г.В., Велинский В.В., Леснов Ф.П. и др. Новосибирск: Наука, 1973. 320 с.

Артемов В.Р., Чернорук С.Г., Шитов В.А., Дубик О.Ю. Опыт искусственной серпентинизации перидотита. – Зап. Всесоюз. минералог. о-ва, ч. 97, вып.6, 1968, с. 688–694.

Артемов В.Р. Серпентины и типы серпентинизации. Автореф. докт. дис... Л., 1970. 50 с.

Артемов В.Р., Колбанцев Р.В., Кузнецова В.Н. Современное состояние проблемы серпентинизации. – В кн.: Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. Тр. I-го Всесоюз. симпоз. Новосибирск, 1973, с. 213–226.

Банников О.Л. Серпентины из гипербазитов Анадырско-Корякской складчатой системы. – В кн.: Материалы по генетич. и эксперимент. минералогии, т.8. Новосибирск: Наука, 1975, с. 74–88.

Бетехтин А.Г. Шорджинский хромитоносный перидотитовый массив. – В кн.: Хромиты СССР, т. I, М.: 1937, с. 7–157.

Боголепов В.Г. К проблеме серпентинизации ультраосновных пород. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 4, с. 35–50.

Булькин Л.Д. Ультраосновные массивы Тогузак-Аятского района и связанные с ними полезные ископаемые. Автореф. канд. дис... М., 1963. 17 с.

Варлаков А.С. О серпентинизации гипербазитов. – В кн.: Матер. ко II конференции по околорудному метасоматозу. Л., 1966, с. 295–297.

Варлаков А.С. Магнитные свойства серпентинитов и поведение магнетита при серпентинизации альпинотипных гипербазитов. – Сов. геол., 1973, № 2, с. 136–143.

Велинский В.В. Серпентинизация гипербазитов (новые представления о природе процесса). – Геол. и геофиз., 1978, № 3. с. 52–62.

Велинский В.В. Альпинотипные гипербазиты переходных зон океан-континент. Новосибирск: Наука, 1979. 264 с.

Вишневская Ю.Е. Метасоматические преобразования никеленосных базит-гипербазитов Печенги. Автореф. канд. дис..., Л., 1974. 27 с.

Германов А.И. О возможном участии подземных вод в гидротермальном рудообразовании. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1953, с. 26–39.

Золоев К.К., Судиловский Г.Н. Количественное изменение вещества перидотитов при серпентинизации. – ДАН СССР, 1967, т.177, № 5, с. 1182–1186.

Золоев К.К. Месторождения хризотил-асбеста в гипербазитах складчатых областей. М.: Недра, 1975. 193 с.

Казицин Ю.В., Рудник В.А. Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород. М.: Недра, 1968. 364 с.

Колбанцев Р.В. Лизардит в ультраосновных породах Алтае-Саянской складчатой области. ДАН СССР, 1971, т. 200, № 5, с. 1188-1191.

Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов. - В кн.: Основные проблемы в учении о магматических рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1955, с. 332-452.

Лодочников В.Н. Серпентины и серпентиниты ильчирские и другие. - Л.-М., 1936. 818 с. (Тр./ЦИНГРИ, вып. 38).

Рамдор П. О широко распространенном парагенезисе рудных минералов, возникших при серпентинизации (с некоторыми данными по новым и недостаточно описанным минералам). Геол. руд. м-ний, 1967, т. IX, № 2, с. 32-43.

Смирнова Т.А. Теллурическое железо в ультраосновных породах Кемпирсайского плутона. - Зап. Всесоюз. минералог. о-ва, 1970, № 6, с. 745-748.

Соболев Н.Д. О серпентинизации. - В кн.: Вопросы минералогии и петрографии. М.-Л., 1946, с. 335-339.

Чашухин И.С. Исследование серпентинизации дунитов и гипербазитов Урала. Автореф. канд. дис... Свердловск, 1972. 35 с.

Чашухин И.С. О методах определения степени серпентинизации ультрабазитов. - В кн.: Асбесты СССР, вып. I, М.: 1974, с. 92-97.

Штейнберг Д.С. Новые данные о серпентинизации дунитов и перидотитов Урала. - В кн.: Петрографические провинции, изверженные и метаморфические горные породы. М.: Изд. АН СССР, 1960, с. 250-260.

Штейнберг Д.С., Малахов И.А., Булькин Л.Д., Чашухин И.С. Итоги изучения серпентинизации ультрабазитов Урала. - В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Т. 2, Свердловск, 1969, с. 158-167.

Штейнберг Д.С., Чашухин И.С., Лагутина М.В. Некоторые проблемы серпентинизации ультрабазитов. - В кн.: Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. (Тр. I-го Всесоюз. симпоз.). Новосибирск, 1973, с. 195-213.

В.В.Велинский, О.Л.Банников, М.П.Гора
ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ОЛИВИНОВ ИЗ ГИПЕРБАЗИТОВ
МАССИВА г.ЗЕЛЕНОЙ (Кузнецкий Алатау)

Настоящая публикация является продолжением цикла наших исследований по изучению вещественного состава гипербазитов в различных регионах Алтае-Саянской складчатой области (Велинский и др., 1980а, 1980б, 1983а, 1983б; Велинский, Банников, 1981, 1982 и др.). В этих работах было показано, что ультраосновные породы, слагающие массивы альпинотипных гипербазитов, являются образованиями гетерогенными, и природу их необходимо рассматривать не только с позиций магматического генезиса, а с учетом воздействия метаморфических процессов, которые они испытали на протяжении длительного времени после становления в обстановке земной коры. В этом отношении, пожалуй, наиболее обширную информацию несет главный порообразующий минерал альпинотипных гипербазитов – оливин, факт неоднородности физических и химических свойств которого отчетливо устанавливается не только при сравнении отдельных его разновидностей из массивов различных регионов, но и внутри самих массивов. Причина такой неоднородности оливинов кроется в условиях их образования.

Детальные минералогическо-петрографические исследования гипербазитов дают основание выделять, по крайней мере, два генетических типа оливинов: первичный, образовавшийся в верхней мантии, и вторичный, являющийся продуктом метаморфической переработки ультраосновных пород на уровне земной коры. При этом в каждой конкретной геологической обстановке процесс вторичного оливинообразования будет проявляться в различных масштабах. Из литературы известны факты возникновения вторичных оливинов по серпентину под воздействием на него габброидов, гранитоидов, горячих вулканических газов, различных динамометаморфических процессов высокотемпературного регионального метаморфизма и т.д. (Юдин, 1961; Тейлор, Нобл, 1963; Морковкина, 1971; Леснов, 1972; Альпинотипные гипербазиты..., 1973; Велинский, 1979; Леснов и др., 1979; Велинский и др., 1980; Велинский, Банников, 1981; Гончаренко и др., 1982; Малахов, 1983 и многие другие). Процесс десерпентинизации легко моделируется экспериментально при различных температурах в присутствии воды и различных минерализаторов.

И это не удивительно, так как серпентин является минералом низкотемпературным и, по данным термического анализа, уже при температуре выше 200°C начинает терять конституционную воду, а в температурном интервале $640-770^{\circ}\text{C}$ происходит окончательная перестройка его структуры в оливин (Банников, Корнова, 1972; Альпинотипные гипербазиты..., 1973; Велинский, 1979). Нами проведены экспериментальные исследования по дегидратации природных серпентинов существенно хризотилового состава. В результате установлено, что дегидратация сопровождается образованием оливина, состав которого зависит от открытости системы, окислительно-восстановительного потенциала среды и фактора времени. Как показали опыты, этот процесс идет в широком диапазоне температур, причем в присутствии щелочей температура образования оливина снижается до 500°C (Велинский и др., 1983а). На основании изложенного можно утверждать, что образование вторичного оливина в природных объектах — явление закономерное и неизбежное. При этом очевидно, что многообразие проявления процесса десерпентинизации должно сказываться на морфологических признаках и химическом составе новообразованного оливина. Этот вывод, вытекающий из результатов ранее проведенных нами детальных минералогических исследований гипербазитов на территории Северо-Востока СССР, в Монголии и на юге Тувы (Альпинотипные гипербазиты..., 1973; Леснов и др., 1979; Велинский и др., 1980а), убедительно подтверждается на примере ультраосновного массива гор Зубчатой-Зеленой-Северной в Кузнецком Алатау, известного в литературе как массив г.Зеленой (Пинус и др., 1958).

Массив г.Зеленой расположен в осевой части глобально-сложчатой структуры Кузнецкого Алатау, на водоразделе системы рек Кия и Тайдон. Он вытянут в субмеридиональном направлении от слияния рек Малая и Большая Северная на юге до горы Копна (верховья реки Бол.Баянзас) на севере. Общая протяженность массива более 20 км при ширине от первых сотен метров до 3 км (средняя ширина 2 км). Вмещающая гипербазитовый массив рама, представленная метабазами и метапелитами конжинской и терсинской свит, претерпела многократный метаморфизм в пределах зелено-сланцевой, эпидот-амфиболитовой и частично амфиболитовой фаций (Лепезин, 1978). В западных и южных контактах массива вмещающие породы представлены мраморами, мраморизованными известняками,

гнейсами и различными метаморфическими сланцами: хлорит-амфиболовыми, кварц-хлорит-цоизитовыми, альбит-кварц-слюдистыми, кварц-амфиболовыми и т.д., часто графитизированными и, как правило, с прослоями кварцитов. Среди них непосредственно в контакте с гипербазитами, а также в центральных частях массива наблюдаются небольшие тела и дайки габбро-диоритов, гранодиоритов, гранитов и плагиогранитов, рвущих и метаморфизующих как вмещающие, так и ультраосновные породы. Возраст* их определяется интервалом 257-350 млн. лет (верхний девон - верхняя пермь). На севере и востоке гипербазиты прорываются крупной многофазной интрузией габброидов, в различной степени метаморфизованных. Возраст некоторых габброидов г. Зеленой определяется в 428-450 млн. лет и 589 млн. лет, а г. Белой - 841 ± 5 млн. лет. Эти данные, с одной стороны, указывают на древний дорифейский возраст гипербазитов, а с другой - на сложную историю метаморфизма, которую они испытали после внедрения в кору под воздействием интрузий основного и кислого состава. Гипербазиты массива г. Зеленой совместно с вмещающими их протерозойскими образованиями и габброидным комплексом неоднократно участвовали в складчатых деформациях, в результате чего как вмещающие породы, так и сами гипербазиты претерпели значительные изменения, а массив приобрел сложное блоковое строение, и отдельные его части контактируют по мощным зонам разломов субширотного и субмеридионального направления (Коновалова, Прусевич, 1977).

Ультраосновные породы массива представлены оливинитами, дунитами, серпентинитами и в единичных случаях гарцбургитами. Среди серпентинитов наиболее распространены антигоритовые разновидности, реже наблюдаются хризотил-антигоритовые и лизардит-антигоритовые породы, чаще всего содержащие реликты или новообразования оливина. Из метасоматических образований в контактах с габброидами и гранитоидами встречаются небольшие жильные тела и линзы пироксенитов (диопсидитов), талькитов, хлорититов, а также породы более сложного тальк-амфиболового или тальк-хлорит-амфиболового составов.

Преобладающими в массиве породами являются оливиниты, часто

* Определение абсолютного возраста $K-Ar$ методом проведено в лаборатории геохронологии ИГиГ СО АН СССР.

очень свежего облика. Меньше развиты дуниты. Эти породы составляют около 70–80 % всей площади массива и по внешнему облику представляют собой плотные звенящие образования светло-серого, зеленовато-серого или зеленого цвета, окраска которых зависит от степени серпентинизации и по мере ее увеличения становится более темной. С поверхности обе разновидности пород покрыты канареечно-желтой корочкой выветривания, при этом у оливинитов она более светлая и по мощности не превышает 2–3 мм, а у дунитов иногда достигает 1 см и более.

Деление пород на оливиниты и дуниты производится по составу акцессорного минерала, который в оливинитах представлен магнетитом, а в дунитах – хромпикотитом.

Как показали детальные минералого-петрографические исследования, оливин в этих разновидностях пород имеет сложную морфологию зерен и различный химический состав. В большинстве своем он представлен форстеритом со значительным колебанием железистости от 2,5 до 8,6 мол. % (табл. I). Характерной чертой оливинитов и дунитов массива г. Зеленой является большое разнообразие их микроструктур, определяемое преобладанием в породе того или иного морфологического типа оливина.

Если ранее в породах Тарлашкинского гипербазитового массива (Южная Тува) нами описано пять морфологических разновидностей оливинов (Велинский и др., 1980а), то в оливинитах и дунитах массива г. Зеленой отчетливо выделяется уже восемь типов микроструктур.

1. Субизометричные зерна оливина размерами иногда до 2–3 мм, разобщенные тонкими петлями серпентина, представленного ранней генерацией лизардита. Петельчатая микроструктура пород характерна для дунитов.

2. Бесформенные, разных размеров (от долей до 1 мм), трещиноватые зерна оливина, слагающие совместно с серпентином породу с решетчато-петельчатой микроструктурой. Петли серпентина представлены лизардитовым офитом и (или) жильным антигоритом. Серпентин развивается как по межзерновым границам, так и по системе ориентированных трещин в зернах оливина; микроструктура характерна для оливинитов.

3. Удлиненно-призматические кристаллы оливина длиной иногда до 0,5–1 см и более. Удлинение совпадает с кристаллографическим направлением $[001]$.

Таблица I

Химический состав оливинов, вес. %

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	41,92	41,49	41,91	41,60	41,69	42,00	41,82	41,18	42,68	41,76
FeO общ.	6,49	6,83	3,40	6,60	6,33	5,90	8,15	7,60	3,43	5,15
MnO	Не обн.	0,08	Не обн.	0,04	0,05	0,07	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
MgO	51,71	51,73	53,63	51,44	52,24	52,70	50,56	49,94	54,02	52,40
NiO	0,35	0,35	0,19	0,42	0,38	0,30	0,23	0,24	0,17	0,23
CaO	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Na ₂ O	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"
K ₂ O	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"
Сумма	100,47	100,48	99,13	100,10	100,69	100,97	100,76	98,96	100,30	99,54
f мол. %	6,56	6,92	3,43	6,73	6,36	5,90	8,29	7,87	3,44	5,23
Ng	1,680	-	1,673	1,673	1,673	-	-	-	1,679	1,679
Np	1,646	-	1,640	1,640	1,640	-	-	-	1,647	1,647
+2V°	-	-	86-87	88	88	-	-	-	84	84

Количество монов в пересчете на 4(0)

Si	1,006	0,999	1,005	1,004	0,999	1,001	1,008	1,008	1,011	1,009
Fe общ.	0,130	0,138	0,068	0,133	0,127	0,118	0,164	0,156	0,068	0,104
Mn	-	0,002	-	-	0,001	0,001	-	-	-	-
Mg	1,851	1,856	1,917	1,851	1,866	1,873	1,816	1,823	1,907	1,880
Ni	0,007	0,007	0,004	0,007	0,007	0,006	0,004	0,005	0,003	0,004
Сумма катио- нов	2,994	3,002	2,994	2,995	3,000	2,999	2,992	2,992	2,989	2,994

Окончание табл. I

Компо- нент	II	I2	I3	I4	I5	I6	I7	I8	I9	20
SiO ₂	41,41	41,88	40,81	41,16	42,14	41,31	41,39	42,30	40,51	41,98
FeO _{общ.}	7,50	5,89	8,47	7,92	4,15	8,16	6,60	2,50	8,10	6,50
MnO	0,08	He обн.	0,09	0,06	He обн.	0,08	0,03	0,15	0,06	0,06
MgO	51,26	51,97	50,29	49,85	53,01	49,78	51,01	55,20	50,34	51,52
NiO	0,36	0,33	0,16	0,05	0,41	0,32	0,20	0,12	0,38	0,34
CaO	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.
Na ₂ O	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"
K ₂ O	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"
Сумма	100,61	100,07	99,82	99,04	99,71	99,65	99,23	100,27	99,39	100,40
r мол. %	7,56	5,98	8,64	8,18	4,23	8,45	6,77	2,49	8,30	6,58
Ng	1,686	1,680	-	1,682	-	-	-	1,676	1,683	1,676
Np	1,653	1,652	-	1,652	-	-	-	1,636	1,646	1,647
+2V°	-	-	-	87	-	-	-	-	-	-

Количество ионов в пересчете на 4(0)

Si	0,999	1,007	0,996	1,008	1,009	1,007	1,006	1,000	0,993	1,009
Fe _{общ.}	0,151	0,118	0,173	0,162	0,083	0,167	0,134	0,050	0,166	0,130
Mn	0,002	-	0,001	0,001	-	0,001	0,001	0,003	0,001	0,001
Mg	1,843	1,862	1,831	1,820	1,891	1,811	1,848	1,945	1,839	1,844
Ni	0,007	0,006	0,003	0,001	0,007	0,006	0,004	0,002	0,007	0,006
Сумма катио- нов	3,002	2,993	3,004	2,992	2,990	2,992	2,993	3,000	3,006	2,990

Примечание. Гора Зубчатая, анализы I- :

I (обр. 288) - оливин крупный (до 1-3 мм) прозрачный субизометричной формы с зеленым оттенком, часто с псевдодвойниками, из разнозернистого дунита, рассеянного тонкими петлями lizardita и более поздними по отношению к нему параллельными жилками антигорита. Местами встречаются участки грануляции, сложенные изометричными мелкими зернами прозрачного свежего оливина; 2(обр.288) - оливин мелкий прозрачный из участка грануляции; 3 (обр. 756) - оливин мелкий (доли мм) прозрачный из вторичного оливинита очень незначительно серпентинизированного и оталькованного; 4 (обр. 794) - крупные субизометричные зерна оливина зеленого цвета из участков наибольшей серпентинизации (lizarditизации и антигоритизации) разнозернистого дунита; 5 (обр. 794) - мелкие изометричные зерна оливина из участков с характерной мостовидной микроструктурой, практически не затронутых процессами серпентинизации; 6(обр.803) - оливин прозрачный разнозернистый из очень слабо серпентинизированного оливинита. На отдельных участках в зернах оливина хорошо выражена спайность.

Горы Зеленая и Белая, анализы 7-14: 7 (обр. 205) - изометричные мелкие прозрачные зерна оливина из вторичного свежего оливинита; 8 (обр. 244a) - оливин разнозернистый бесцветный из слабо серпентинизированного оливинита; 9 (обр. 700б) - удлиненные прозрачные зерна оливина из штабахита; 10 (обр. 100б) - зерно оливина с другого участка того же образца; 11 (обр. 717) - оливин прозрачный крупный (0,5-1 мм) из серпентинизированного дунита с петельчатой микроструктурой; 12 (обр. 709) оливин прозрачный крупный (до 2 мм) неправильной формы из слабо серпентинизированного оливинита с тонкими жилками хлорита; 13 (обр. 710a) - оливин разнозернистый, часто со спайностью, неправильной формы (размерами часто до 2 мм) из вторичного оливинита с редкими иглами и пластинками более позднего антигорита; 14 (обр. 746б) - крупные призматические зерна оливина из оталькованного штабахита.

Гора Северная, анализы 15-20: 15 (обр. 317) - разнозернистый, в основном мелкий (доли мм), оливин из серпентинизированного, амфиболоизированного и карбонатизированного оливинита; 16 (обр. 781) - оливин прозрачно-серый с хорошо выраженной спайностью из серпентинизированного и графитизированного разнозернистого оливинита; 17 (обр. 821) - крупные неправильной формы зерна оливина из слабо серпентинизированного оливинита; 18 (обр. 826) - оливин неправильной формы с размерами зерен около 1-2 мм из серпентинизированного и хлоритизированного оливинита; 19 (обр. 838) - субизометричные крупные (до 1-3 мм) зерна оливина из серпентинизированного и оталькованного дунита; 20(обр. 838г) - крупные (до 2-3 мм) трещиноватые зерна оливина зеленовато-серого цвета из серпентинизированного, карбонатизированного и оталькованного дунита.

4. Сливные агрегаты крупных (до 2-3 мм) бесформенных, часто "лапчатых" зерен оливина, границы между которыми определяются только в скрещенных николях, по разному погасанию индивидов; нередко наблюдаются двойники скольжения.

5. Агрегатные скопления мелких гранулированных зерен среди крупнозернистой массы оливина или в серпентините (такситовая или порфиroidная микроструктура).

6. Параллельно ориентированные овальной и чечевицеобразной формы зерна оливина, слагающие породу с характерной мостовидной микроструктурой.

7. Крупные изометричные зерна оливина с отчетливой спайностью по трем направлениям: совершенная по (010), хорошая по (100) и ясная по (001). По спайности развивается антигорит.

8. Зерна оливина (3-7 мм) удлиненной формы, часто деформированные и образующие изогнутые "слои", между которыми развивается антигорит. Породы с подобной структурой в литературе известны под названием штубахиты (Варлаков, 1973).

Как показали исследования в массиве г.Зеленой, породы, представленные той или иной морфологической разновидностью оливина или их сочетанием, **занимают** совершенно определенное геологическое положение.

Так, напрмер, серпентинизированные дуниты с петельчатой микроструктурой встречаются в массиве только в виде мелких реликтовых участков во внутренних частях массива на удалении от контактов с **другими** интрузивными телами и зон разломов. Близкие к ним по облику оливиниты с петельчато-решетчатой микроструктурой встречаются главным образом вблизи контактов с дайками и в зонах тектонических нарушений.

Породы, сложенные удлиненными лейстовидными кристаллами оливина, а также имеющие такситовую и порфиroidную структуру (3,4,5 и 7 типы оливинов) в массиве наиболее широко распространены. Оливины "мостовидные" и штубахиты наблюдаются значительно реже. При этом породы с оливинами лейстовидной формы и со спайностью, а также штубахиты развиты в основном в центральной (район г.Зеленой) и южной (г.Северная) частях массива, где наиболее активно проявились тектонические процессы. Оливиниты с порфиroidной структурой, сложенные оливинами 4 и 5 типов, преобладают в северной части массива (г.Зубчатая), а породы с мостовидной микроструктурой встречены только в непосредственных контактах с рвущими гипербазиты плагиогранитами. Эти наблюдения хорошо согласуются с результатами петроструктурного анализа, проведенного по Среднетерсинскому гипербазитовому массиву, расположенному в

одной структурно-фациальной зоне с массивом г.Зеленой. Здесь полоса развития штурбахитов приурочена к контакту прорывающих гипербазиты габброидов и связана с проявлением процессов динамометаморфизма, обусловленных внедрением этой интрузии (Офиолитовая ассоциация..., 1982).

Таким образом, разнообразие морфологических типов оливина в массиве находит себе геологическое обоснование и является следствием испытанного гипербазитами контактового и регионального метаморфизма.

В подтверждение сделанного вывода на микрозонде JXA-5A был проанализирован состав минерала из различных морфологических групп (табл. I,2; рисунок). В результате установлено, что по величине железистости весь ряд оливинов, имея нормальное рас-

Таблица 2

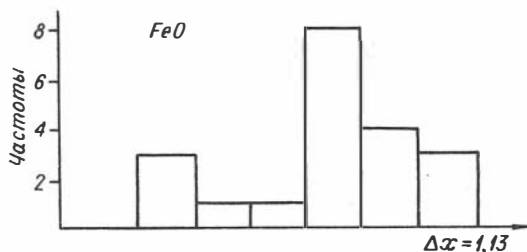
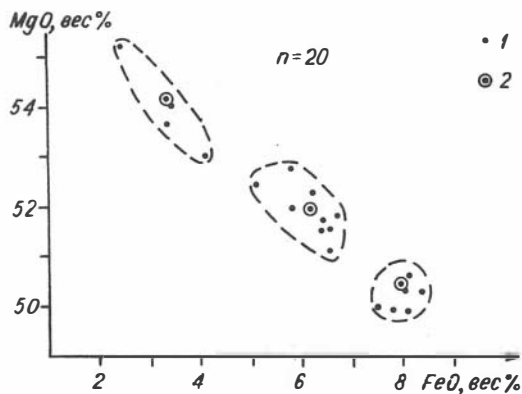
Средний химический состав оливинов из ультраосновных пород массива г.Зеленой, вес. %

Окислы	$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	σ
SiO ₂	42,24	0,22	41,77	0,20	41,12	0,35
FeO _{общ.}	3,46	0,60	6,24	0,49	7,99	0,26
MnO	0,06	0,07	0,04	0,03	0,06	0,03
MgO	54,11	0,89	51,84	0,50	50,37	0,42
NiO	0,22	0,09	0,33	0,06	0,27	0,10
Сумма	100,09		100,22		99,81	
f ср. (мол. %)	3,51	0,63	6,34	0,50	8,23	0,28
Кол-во анализов	4		9		7	

пределение по железистости для всей совокупности, распадается по этому признаку на три значительно отличающиеся между собой группы.

Первая группа характеризуется наиболее низкой железистостью и относительно широким колебанием состава, с величиной f, меняющейся от 2,0 до 4,5 %, при $\bar{x} = 3,51 \pm 0,63$.

Вторая группа оливинов имеет более выдержанный состав, их железистость варьирует в пределах 5,5-7,0 %, при $\bar{x} = 6,34 \pm 0,50$.



Вариации составов оливина из ультраосновных пород гипербазитового массива г. Зеленой

I - составы оливинов, 2 - средние составы оливинов в группах. Статистические параметры: $\bar{X} = 6,34$; $\sigma = 1,98$; $A =$

$$= -0,64; E = -0,49; \left| \frac{A}{\sigma_A} \right| = 1,25;$$

$$\left| \frac{E}{\sigma_E} \right| = 0,5$$

Наконец, третья группа оливинов наиболее стабильна по составу и представлена самыми железистыми разновидностями с величиной f , колеблющейся от 7,5 до 8,5 %, при $\bar{X} = 8,23 \pm 0,28$.

На фоне выявленных закономерностей изменения состава оливина видно, что наиболее железистые разновидности минерала слагают породы только с петельчатой микроструктурой. Все же другие морфологические различия имеют переменный состав и нередко по железистости входят как в первую, так и во вторую группу. Однако при этом наблюдается, что наиболее магнезиальными являются оливины с гранулированной и мостовидной микроструктурами.

Нормальное распределение железистости оливинов для всей совокупности при распадении ее на три дискретные группы указывает, с одной стороны, на полимодальный характер распределения состава минерала, а с другой, - на то, что в целом генеральная совокупность объединяет оливины различной генетической принад-

лежности. Нами этот факт связывается с метасоматическим преобразованием (дегидратацией) серпентинитов, по которым происходит новообразование оливина. Поскольку этот процесс, по-видимому, был неоднократным и одновременно сопровождался перекристаллизацией реликтов первичного оливина, надо полагать, что при большом количестве анализов можно было бы наблюдать постепенные переходы в составах между всеми выделяемыми группами форстерита. Об этом свидетельствуют данные по зональности состава оливинов в оливинитах, отобранных из центральной части массива г.Зеленой. Зональность установлена съемкой на микрозонде по профилям поперек отдельных зерен. Она выражается в том, что железистость минерала от центра к периферии плавно изменяется от 7,3–8,3 % до 4,5–5,5 %, т.е. процесс новообразования оливина является метасоматическим и сопровождается выносом железа. Следы последнего хорошо фиксируются в породе в виде сыпи магнетита, которая всегда сопровождает вторичные оливины.

Кроме того, в составе последних с помощью лазерного микроанализа были обнаружены в десятых и сотых долях процентов такие **нехарактерные** для оливинов магматического генезиса компоненты, как Al, Ca и Cu, которые в то же время являются обычными элементами для оливинов новообразованных (Альпинотипные гипербазиты..., 1973; Велинский, 1979 и др.).

Изложенные фактические данные наглядно иллюстрируют высказанное нами ранее положение о том, что на современном эрозионном срезе вещество пород гипербазитовых массивов является гетерогенным. В нем сочетаются как материал первичного мантийного происхождения, так и продукты его вторичных преобразований уже на уровне земной коры. Количество последних тем больше, чем интенсивнее в зоне становления массивов ультраосновных пород имели место процессы регионального метаморфизма и более позднего интрузивного магматизма. В этой связи наиболее преобразованными должны быть породы гипербазитовых массивов древнего возраста. Пример массива г.Зеленой, как и других подобных объектов докембрийского возраста Алтае-Саянской складчатой области является наглядным тому подтверждением (Велинский и др., 1980а; Велинский, Банников, 1981, 1982 и др.).

Литература

Альпинотипные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы /Пинус Г.В., Велинский В.В., Леснов Ф.П. и др. Новосибирск: Наука, 1973. 320 с.

Банников О.Л., Корнева Т.А. Термический анализ минералов группы серпентина из ультраосновных пород гипербазитовых массивов Анадырско-Корякской складчатой системы. - Геол. и геофиз., 1972, № 9, с. 118-124.

Варлаков А.С. Штубахиты - особый тип дунитов в альпинотипных гарцбургитовых массивах. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 10, с. 37-47.

Велинский В.В. Альпинотипные гипербазиты переходных зон океан-континент. Новосибирск: Наука, 1979. 350 с.

Велинский В.В., Банников О.Л., Ковязин С.В. Состав минералов гипербазитов Западного Сангилен. - В кн.: Петрология гипербазитов и базитов Сибири, Дальнего Востока и Монголии. Новосибирск: Наука, 1980а, с. 54-73.

Велинский В.В., Щербакова М.Я., Банников О.Л., Истомин В.Е. Структурная неоднородность оливинов в альпинотипных гипербазитах (по данным ЭПР). - Там же, с. 98-103.

Велинский В.В., Банников О.Л. О гетерогенной природе пород альпинотипных гипербазитов. - В кн.: Вопросы генетической петрологии. Новосибирск: Наука, 1981, с. 40-61.

Велинский В.В., Банников О.Л. О специфическом составе пород Чаган-Узунского гипербазитового массива (Горный Алтай). - В кн.: Минералогия и петрохимия интрузивных комплексов Сибири. Новосибирск: Наука, 1982, с. 40-55.

Велинский В.В., Ковязин С.В., Банников О.Л. Дегидратация серпентина и роль вторичного минералообразования в гипербазитах. - Геол. и геофиз., 1983а, № 6, с. 78-85.

Велинский В.В., Архипенко Д.К., Банников О.Л. Новые данные о хромовых хлоритах в гипербазитах. - Геол. и геофиз., 1983б, № 8, с. 77-84.

Коновалова О.Г., Прусевич Н.А. Дунит-гарцбургитовые массивы Кузнецкого Алатау и Салаира. Новосибирск: Наука, 1977. 166 с.

Лепезин Г.Г. Метаморфические комплексы Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Наука, 1978. 231 с.

Леснов Ф.П. К петрографии и минералогии регенерированных оливиновых пород. — В кн.: Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. М.: Наука, 1972, с. 173–188.

Леснов Ф.П., Ж.Баярхуу, Королюк В.Н. О химизме оливинов из пород Шишхидгольского гипербазитового массива (Северная Монголия). — В кн.: Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири. Новосибирск: Наука, 1979, с. 235–240.

Малахов И.А. Петрология главных формационных типов ультрабазитов Урала.—Автореф. докт.дис... Новосибирск, 1983. 31 с.

Морковкина В.Ф. Находки реликтов "субсерпентинита" в альпинотипных гипербазитах и его петрогенетическое значение. — Сов. геология, 1971, № 9, с. 30–44.

Офиолитовая ассоциация Кузнецкого Алатау /Гончаренко А.И., Кузнецов П.П., Симонов В.А., Чернышов А.И. Новосибирск: Наука, 1982. 105 с.

Пинус Г.В., Кузнецов В.А., Волохов И.М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 295 с.

Тейлор Х.П., Нобл Жд.А. Происхождение ультраосновных комплексов Юго-Восточной Аляски. Вып. II. М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1963, с. 41–62.

Юдин М.И. Оливиновые роговики на р.Кантегир (Западный Саян). — Изв. Томского политехн. ин-та, 1961, т. 120, с. 86–91.

Ф.П.Леснов, Л.Г.Гишинская

О ВХОЖДЕНИИ Fe^{3+} В СТРУКТУРУ ОРТОПИРОКСЕНОВ
(по данным ЭПР)

Трехвалентное железо (Fe^{3+}) является одним из примесных компонентов в ортопироксенах (Опр) магматических и метаморфических горных пород (Дир и др., 1965). Количественные и качественные характеристики вхождения этой примеси в кристаллическую решетку минерала в определенной мере отражают условия его роста и могут быть использованы как типоморфные признаки. Вместе с тем анализ закономерностей распределения Fe^{3+} в минералах, как

известно, сопряжен со значительными трудностями. Они обусловлены прежде всего тем, что существующие представления о распределении Fe^{3+} в Опр и других силикатах базируются главным образом на данных классического ("мокрого") химического анализа, точность которого весьма низка. По данным В.В.Груза (1967), устанавливается отчетливая обратная зависимость между ошибками в определениях FeO и Fe_2O_3 при химическом анализе пород, что свидетельствует о систематическом завышении содержаний Fe_2O_3 и занижении содержаний FeO . Истинные соотношения закисного и окисного железа существенно искажаются и при подготовке проб для силикатного анализа (Беус, 1972). На точность определения содержаний двух- и трехвалентного железа, непосредственно входящего в структуру порообразующих силикатов, в том числе и пироксенов, отрицательное влияние оказывает присутствие в них субмикроскопических включений рудных минералов как первично магматических, так и эпигенетических. Хорошей иллюстрацией сказанному могут служить исследования Опр, проведенные методом мессбауэровской спектроскопии (Beneda et al., 1978). Было показано, что в Опр из ультраосновных пород, в которых химическим анализом устанавливается 1-3 вес. % Fe_2O_3 , истинные содержания этого компонента не превышают 0,1 %. Добавим, что весьма низкая точность определения содержания трехвалентного железа была отмечена нами при многократно повторенном силикатном анализе одних и тех же проб Опр.

Как известно, в структуре Опр $(\text{Mg}, \text{Fe})_2(\text{Si}_2\text{O}_6)$ имеются две позиции катионов - M_1 и M_2 , связывающих цепочки Si_2O_6 . Обе позиции октаэдрические, однако M_1 , имеющая координационное число 6, более правильная по сравнению с M_2 , имеющей координационное число 8. Согласно существующим представлениям, ионы Fe^{3+} могут занимать в структуре Опр несколько позиций. Предполагается (Порообразующие пироксены, 1971), что Fe^{3+} входит в структуру Опр, замещая кремний по схеме $\text{SiR}^{2+} \rightarrow 2\text{R}^{3+}$. Однако, как указывают эти авторы, из-за больших ошибок в определении содержаний Fe^{3+} пока невозможно уверенно различать разные позиции Fe^{3+} по их влиянию на свойства Опр. По данным Де Воре (Дир и др., 1965), в структуре Опр присутствует намного меньше Fe^{3+} по сравнению с диопсидом, хотя в последнем имеется в два раза меньшее количество позиций M_1 с шестерной координацией, в которых, как полагают, находятся ионы Fe^{3+} .

Методом ЭПР минералы группы пироксенов изучены плохо, а ортопироксены практически не изучались. Вероятно, это отчасти обусловлено тем, что среди природных ортопироксенов очень редко встречаются маложелезистые образцы, необходимые для такого исследования. Более благоприятными в этом отношении оказались клинопироксены. Среди них изучены монокристаллы диопсида $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ (Michoulier et al., 1969) и сподумена $\text{LiAlSi}_2\text{O}_6$ (Manoogian et al., 1965), в которых содержание общего железа не превышает 0,2 вес. %. Анализ расщепления энергетических уровней иона Fe^{3+} в этих матрицах показал, что на частоте $\lambda=9300$ МГц ($\lambda=3$ см) регистрируется лишь часть разрешенных переходов, которые наблюдаются в областях с g -факторами около 2,0 и 12. Исследования на частоте $\lambda=35000$ МГц ($\lambda=8$ мм) позволили наблюдать все разрешенные переходы иона Fe^{3+} в тех же матрицах и определить параметры их спектров ЭПР (Gaite, Michoulier, 1973):

	g_{xx}	g_{yy}	g_{zz}	B_2^0
$\text{CaMg Si}_2\text{O}_6$	2,0013	2,0021	2,0012	-410,7
$\text{LiAl Si}_2\text{O}_6$	2,0023	2,0015	2,0029	-445,9
	B_2^2	$60B_4^0$	$60B_4^2$	$60B_4^4$
$\text{CaMg Si}_2\text{O}_6$	-172,6	45,5	38,0	-257,9
$\text{LiAl Si}_2\text{O}_6$	-87,4	-11,7	83,5	-221,2

При этом установлено, что в обеих матрицах ионы Fe^{3+} локализованы в октаэдрической позиции M_1 .

Исходя из приведенных параметров, можно ожидать, что в поликристаллических образцах пироксенов на частоте $\lambda=9300$ МГц в спектре ЭПР будет фиксироваться линия в области $g=2,0$. Такая линия зафиксирована в спектре поликристаллического образца диопсида, содержащего 2 вес. % общего железа. Принимая во внимание сходство кристаллографического строения клино- и ортопироксенов (Gaite, Michoulier, 1973), в последних можно ожидать близкие по значению величины параметров спектра ЭПР. Изложенное свидетельствует о том, что как качественные, так и количественные характеристики вхождения ионов трехвалентного железа в структуру Опр изучены недостаточно, а метод ЭПР для этих целей практически не применялся.

Беря за основу данные, полученные при детальном изучении клинопироксенов, и учитывая определенное сходство их структуры с ортопироксенами, авторы предприняли попытку изучить с помощью метода ЭПР природные ортопироксены, относительно богатые железом. Образцы отобраны из габбро-норитов, вебстеритов, энстатитов, лерцолитов и гарцбургитов ряда полигенных базит-гипербазитовых plutонов складчатых областей (Альпийские гипербазиты..., 1973; Леснов, 1981). Они представлены поликристаллическими агрегатами, которые получены при разделении в тяжелых жидкостях и на сепараторе СИМ-I. Состав Опр изучен химическим и рентгеноспектральным анализами. Для части образцов определены параметры элементарной ячейки. По составу Опр отвечают интервалу изоморфного ряда от среднежелезистого энстатита до среднежелезистого гиперстена. Содержание Fe^{3+} колеблется в них от следов до 0,144 форм. ед. или около 3,6 вес. % (табл. I). В образцах, характеризующихся наименьшим количеством механических примесей, содержание железа определялось многократно с целью получения более точных результатов (табл. 2).

ЭПР - исследование ортопироксенов проведено на стандартном радиоспектрометре РЭ - I30I ($\lambda=3$ см) при комнатной температуре. Режимы съемки спектров для всех образцов сохранялись идентичными.

Полученные спектры ЭПР ортопироксенов весьма многообразны по своей форме, что обусловлено влиянием ряда факторов. Наиболее типичный спектр поликристаллического образца Опр представлен на рис. 1. Линии с g-факторами 2,0 и 12 отнесены к разрешенным переходам изоморфных ионов Fe^{3+} , а линия с $g=4,3$ - к запрещенным. Ширина линий, как видим, достаточно велика, в частности, для линии с $g=2,0$ она составляет $\Delta H=800$ Гс. Это свидетельствует о сильном взаимодействии между ионами Fe^{3+} , что обусловлено весьма значительным содержанием общего железа в матрице изученных Опр. Ширина линий спектра Fe^{3+} остается практически одинаковой. Интенсивность линий (J) на спектрах, в отличие от ширины, изменяется в широких пределах. Спектры части образцов искажены присутствием в матрице механической примеси железосодержащих рудных минералов, представленных субмикроскопическими вростками, от которых трудно избавиться даже при очень тонком измельчении образца и тщательной магнитной сепарации. Пример спектра с такими искажениями приведен на рис. 2.

Таблица I

Состав и свойства ортопироксенов из пород базит-гипербазитовых плутонов

Номера образцов	Породы	Плутоны	J (усл. ед.)	Fe ³⁺ (форм. ед.)	Fe ²⁺ (форм. ед.)	Fe ³⁺ /Fe ³⁺ + Fe ²⁺	f, %	П.п.п. (вес. %)	Параметры элементарной ячейки (Å)		
									a ₀	b ₀	c ₀
I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
32Ie	Вебстерит	Чирыйнский (Чукотка)	82	0,009	0,367	0,005	19,2	0,35	-	-	-
470	Норит-пегматит	Сарталинский (Юж. Фергана)	80	-	-	-	-	-	-	-	-
473	Габбро-норит	Сарталинский (Юж. Фергана)	78	-	-	-	-	-	-	-	-
87	Габбро-норит	Рыбинский (Кузнецкий Алатау)	75	-	-	-	-	-	-	-	-
267	Вебстерит	Наранский (Монголия)	68	Не обн.	0,245	-	12,9	0,90	-	-	-
II29-I	Лерцолит	Карагинский (Камчатка)	55	0,024	0,159	0,131	9,3	2,10	-	-	-
III6	Энстатит	Камчатский мыс (Камчатка)	55	0,039	0,204	0,160	12,6	2,28	-	-	-
26	Лерцолит	Устьбельский (Чукотка)	50	-	-	-	-	-	-	-	-
272	Лерцолит	Наранский (Монголия)	50	-	-	-	12,0	-	-	-	-
II59-I	Гарцбургит	Карагинский (Камчатка)	44	0,038	0,136	0,218	8,5	1,21	-	-	-
185	Габбро-норит	Шикотанский (Курилы)	44	0,071	0,444	0,139	27,3	1,79	18,32	8,88	5,219
I007a	Лерцолит	Камчатский мыс (Камчатка)	40	0,008	0,164	0,046	8,7	1,72	-	-	-

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
I46	Лерцолит	Березовский (Сахалин)	22	0,144	0,280	0,340	23,2	1,73	18,26	8,86	5,206
II4-6	Габбро-норит	Чирнайский (Чукотка)	22	0,056	0,327	0,146	20,6	0,30	18,25	8,84	5,171
I32a	Габбро-норит	Березовский (Сахалин)	21	0,026	0,337	0,185	18,5	1,32	-	-	-
I30	Габбро-норит	Березовский (Сахалин)	21	0,004	0,401	0,010	21,2	0,80	18,29	8,86	5,184
71	Габбро-норит	Мончегорский (Кольский п-ов)	21	0,035	0,335	0,090	21,4	1,52	-	-	-
280-3	Вебстерит пла- гиоклазовый	Наранский (Монголия)	20	не обн.	0,436	-	23,1	2,10	-	-	-
89	Габбро-норит	Рыбинский (Куз. Алатау)	20	0,044	0,422	0,094	25,3	0,70	-	-	-
II9	Габбро-норит	Бельтауский (Узбекистан)	20	0,004	0,344	0,011	18,2	0,40	18,28	8,84	5,206
II6	Габбро-норит	Бельтауский (Узбекистан)	20	0,018	0,396	0,043	24,1	1,00	-	-	-
II4-5	Габбро-норит	Чирнайский (Чукотка)	19	0,089	0,483	0,156	30,4	1,25	18,26	8,87	5,198
I31	Габбро-норит	Березовский (Сахалин)	19	0,001	0,399	-	20,5	0,20	18,30	8,87	5,192
94	Габбро-норит	Нижнедербин- ский (Саяны)	18	0,027	0,601	0,043	34,0	0,50	-	-	-
II5-8	Габбро-норит	Валиктенский (Корякия)	17	0,061	0,376	0,140	23,7	0,12	18,28	8,84	5,179
I47	Лерцолит	Березовский (Сахалин)	15	-	0,382	-	19,4	-	-	-	-
I50	Вебстерит	Березовский (Сахалин)	15	0,040	0,420	0,087	25,4	1,13	18,28	8,85	5,198

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
168a	Гарцбургит	Хатирский (Чукотка)	3I	0,004	0,127	0,031	6,8	1,60	-	-	-
162	Вебстерит	Южно-Шельфовский (Сахалин)	3I	-	0,159	-	-	-	-	-	-
27	Габбро-норит	Чайский (Сев. Прибайкалье)	3I	0,012	0,296	0,039	17,2	0,80	-	-	-
II4-I0	Габбро-норит	Чирыйнаский (Чукотка)	30	0,071	0,579	0,109	34,5	-	18,30	8,87	5,213
II4-Ia	Габбро-норит	Малонаучирыйна- ский (Чукотка)	30	0,056	0,319	0,149	20,3	0,46	18,26	8,84	5,219
I44	Габбро-норит	Березовский (Сахалин)	29	0,035	0,385	0,083	21,1	1,38	-	-	-
I84	Энстатит	Шелтингский (Сахалин)	28	-	0,279	-	13,8	-	-	-	-
266	Вебстерит	Наранский (Монголия)	27	0,008	0,241	0,032	13,2	1,10	-	-	-
I28	Габбро-норит	Березовский (Сахалин)	27	0,001	0,399	-	20,9	0,20	18,29	8,84	5,205
I83	Габбро-норит	Шелтингский (Сахалин)	27	0,070	0,305	0,187	20,1	1,51	-	-	-
I000г	Лерцолит	Камчатский мыс (Камчатка)	26	Не обн.	0,164	-	8,5	0,62	-	-	-
I74	Оливиновый энстатит	Шелтингский (Сахалин)	25	-	0,240	-	12,3	-	-	-	-
I51	Габбро-норит	Березовский (Сахалин)	25	0,009	0,313	0,028	17,5	2,15	18,29	8,84	5,205
I49	Габбро-норит	Березовский (Сахалин)	25	0,048	0,277	0,148	17,7	2,01	18,29	8,83	5,192
I41	Габбро-норит	Березовский (Сахалин)	23	-	0,302	-	15,4	-	-	-	-

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1012a	Лерцолит	Камчатский мыс (Камчатка)	40	0,013	0,162	0,074	8,6	2,01	-	-	-
128a	Лерцолит	Устьбельский (Чукотка)	40	-	-	-	-	-	-	-	-
142	Плагиоклер- цолит	Березовский (Сахалин)	40	0,027	0,446	0,057	23,6	1,60	-	-	-
152	Вебстерит	Березовский (Сахалин)	40	0,025	0,174	0,126	10,0	0,66	-	-	-
278	Габбро-норит	Наранский (Сахалин)	39	-	0,487	-	-	-	18,29	8,87	5,179
126	Лерцолит	Устьбельский (Чукотка)	38	-	-	-	-	-	-	-	-
21	Лерцолит	Устьбельский (Чукотка)	35	-	-	-	-	-	-	-	-
148	Габбро-норит пегматит	Березовский (Сахалин)	35	-	0,352	-	17,7	-	-	-	-
1118	Гарцбургит	Камчатский мыс (Камчатка)	34	0,017	0,157	0,098	8,8	1,59	-	-	-
145	Лерцолит	Березовский (Сахалин)	34	0,107	0,225	0,322	17,9	0,94	18,29	8,86	5,219
1129	Лерцолит	Карагинский (Камчатка)	33	0,026	0,137	0,159	8,1	2,81	-	-	-
1159	Гарцбургит	Карагинский (Камчатка)	32	Не обн.	0,163	-	8,0	1,39	-	-	-
1000ж	Лерцолит	Камчатский мыс (Камчатка)	32	0,004	0,154	0,025	8,0	0,68	-	-	-
155	Вебстерит оливиновый	Березовский (Сахалин)	32	0,034	0,251	0,119	15,1	1,44	18,30	8,84	5,192
70	Габбро-норит оливиновый	Мончегорский (Кольский п-ов)	32	0,047	0,230	0,170	15,0	0,43	-	-	-

Окончание табл. I

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
II5	Габбро-норит	Кульский (Корякия)	I5	0,048	0,470	0,093	27,4	0,87	-	-	-
II5-2	Габбро-норит	Кульский (Корякия)	I5	0,074	0,358	0,171	23,1	1,10	18,29	8,86	5,214
II4-7	Габбро-норит	Чирнаиский (Чукотка)	I5	0,082	0,595	0,121	38,3	1,66	18,31	8,89	5,184
I82	Габбро-норит	Шелтингский (Сахалин)	I4	0,043	0,278	0,134	18,1	1,13	18,28	8,86	5,205
I80	Вебстерит	Шелтингский (Сахалин)	I2	0,069	0,349	0,165	22,0	0,39	18,29	8,86	5,192
96	Габбро-норит	Карагинский (Камчатка)	I2	0,018	0,489	0,035	27,5	0,87	-	-	-
4I6	Габбро-норит	Чинейский (Вос. Забайкалье)	7	-	0,726	-	37,7	-	-	-	-
I73	Габбро-норит	Шелтингский (Сахалин)	I	-	0,608	-	31,0	-	-	-	-

Примечание. I - относительная интегральная интенсивность линии от Fe^{3+} с g-фактором = 2,0.
 $f = 100 \cdot (\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+}) / \text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mg}$. П.п.п. - потери при прокаливании до 1100°C . Для проб, которые анализировались на рентгеноспектральном микроанализаторе, приведено общее содержание железа в форме Fe^{2+} . В таблице образцы расположены в порядке уменьшения значений интенсивности (3).

Проведенные наблюдения дают основание предполагать, что изменения интенсивности линии с $g=2,0$ прямо пропорциональны количеству ионов Fe^{3+} , входящих в структуру минерала. Изменение ее интегральной интенсивности и оценивалось по спектру ЭПР. Значения интенсивности этой линии сопоставлены с данными о содержании трехвалентного железа в образцах, полученных при химическом анализе и приведенных в табл. I вместе с данными ЭПР.

Как видно из табл. I, в изученных образцах Опр значения J варьируют в интервале 1-82 (условные единицы). Образцы из габбро-норитов в среднем характеризуются более низкими значениями J (рис. 3) по сравнению с образцами из остальных типов пород (рис. 4).

Сопоставление значений J и данных о содержании трехвалентного железа, полученных при общем химическом анализе образцов, не обнаружило отчетливой зависимости между этими величинами (рис. 5). Аналогичное сопоставление проведено по данным частного, многократно повторенного химического анализа небольшой серии образцов (см. табл. 2). Как можно видеть на графике (рис. 6), определения содержаний Fe^{3+} в одном и том же образце дают весьма значительный разброс значений, что, очевидно, обусловлено низкой точностью анализа трехвалентного железа химическим методом. Если же усреднить содержания Fe^{3+} для каждого образца и сопоставить эти средние величины с соответствующими значениями интенсивности (J), то выявляется отрицательная корреляционная зависимость между указанными величинами. Такая же отрицательная зависимость намечается и между содержаниями суммарного железа и значениями J (рис. 7). Связь J с потерями при прокаливании образцов (п.п.п.) и параметром элементарной ячейки c_0 имеет противоположную тенденцию (рис. 8,9). Причиной

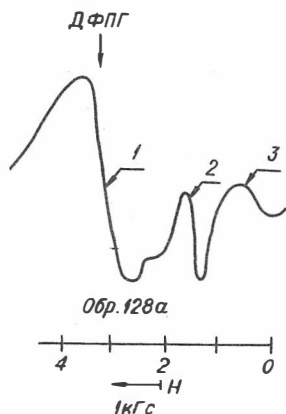


Рис. I. Спектр ЭПР ионов Fe^{3+} в поликристаллическом образце ортопироксена. 1, 2, 3 — линии с g -факторами соответственно 2,0; 4,3; 12. ДФПГ — положение опорного сигнала дифенилпикрилгидразида

Таблица 2

Содержание железа (вес. %) в ортопироксенах
по данным частного химического анализа
и интегральная интенсивность спектра ЭПР Fe^{3+} ($\mathcal{T}$, усл.ед.)

Номера образцов	Породы	Плутоны	$\mathcal{T}$	Fe_2O_3 (общ.)	FeO	Fe_2O_3	H_2O
I	2	3	4	5	6	7	8
473	Норит-пег- матит	Сарталин- ский (Южный Тянь-Шань)	78	6,86	6,13	0,05	-
				7,17	6,13	0,36	-
				6,40	5,39	0,41	-
				7,49	6,35	0,43	0,14
Среднее по обр. 473				6,98	6,00	0,31	-
II29-I	Лерцолит	Карагинский (Камчатка)	55	7,33	6,05	0,61	0,15
				7,49	5,82	1,02	0,10
				-	6,27	0,36	-
Среднее по обр. II29-I				7,41	6,05	0,66	-
26	Лерцолит	Устьбель- ский (Чу- котка)	50	7,17	6,05	0,45	0,26
I28a	Лерцолит	Там же	40	6,85	5,51	0,73	0,23
				7,01	4,71	1,78	-
				6,85	5,82	0,38	0,32
				-	5,97	0,38	-
Среднее по обр. I28a				6,90	5,50	0,82	-
I007a	Лерцолит	Камчатский мыс (Камчатка)	40	7,01	6,27	0,04	-
				7,33	6,19	0,45	-
				7,17	6,30	0,17	0,17
				7,49	5,93	0,90	-
				-	6,47	0,30	-
Среднее по обр. I007a				7,25	6,23	0,37	-

Продолжение табл. 2

I	2	3	4	5	6	7	8
I26	Лерцолит	Устьбель- ский (Чукотка)	38	6,7I	4,67	I,52	-
Среднее по обр. I26				7,0I	5,00	I,45	-
				7,0I	5,20	I,23	0,22
				6,9I	4,96	I,40	-
2I	Лерцолит	Там же	35	7,0I	5,97	0,37	Не опр.
Среднее по обр. 2I				7,0I	5,97	0,37	-
				7,0I	5,97	0,37	-
III8	Гарцбургит	Камчатский мис (Камчатка)	34	7,17	4,89	I,74	-
Среднее по обр. III8				7,17	4,67	I,98	-
				7,33	4,87	I,92	-
				7,22	4,8I	I,88	-
II59	Гарцбургит	Карагинский (Камчатка)	32	7,49	6,15	0,05	-
I68a	Гарцбургит	Хатырский (Корякия)	3I	7,2I	5,5I	I,09	-
Среднее по обр. I68 а				6,67	5,36	0,7I	-
				6,94	5,44	0,90	-
I62	Вебстерит	Южно-Шмид- товский (о. Сахалин)	3I	7,80	5,55	I,63	-
Среднее по обр. I62				6,56	5,82	0,09	-
				7,96	6,13	I,15	-
				-	6,04	Не обн.	-
				7,44	5,88	0,72	-

I	2	3	4	5	6	7	8
II4-6	Габбро- норит	Чирныйский (Корякия)	22	I4,63	II,37	I,99	0,22
				I4,84	IO,I4	3,57	0,18
				I4,84	IO,II	3,60	-
				-	II,36	2,0I	-
Среднее по обр. II4-6				I4,77	IO,75	2,79	-
II6	Габбро- норит	Бельтауский (Узбекистан)	20	I7,0I	I4,57	0,82	-
				I6,79	I4,20	I,0I	-
				I7,I4	I4,80	0,69	-
Среднее по обр. II6				I6,98	I4,52	0,84	-

Примечание. Часть образцов подвергалась многократному анализу на железо (химанализ выполнен И.Ю.Иванченко). Образцы расположены в порядке уменьшения значений интенсивности (J).

упомянутых фактов, как можно предполагать, является то, что при химическом анализе определяется содержание не только того трехвалентного железа, которое входит непосредственно в структуру ортопироксенов, но и той его части, которая находится в составе окислов железа, образующихся при эпигенетических изменениях минерала и присутствующих в нем в виде механической примеси в переменных количествах.

Исследовано влияние отжига на интенсивность линии с $g=2,0$. Для этого три образца Опр (обр. 94, I80 и I84, см. табл. I) выдержаны при температурах 200, 400, 600, 800 и 980°C в течение 3 часа в атмосфере воздуха. Скорость нагрева до предельной температуры - 500°C/ч, скорость охлаждения - 250°C/ч. Отжиг при температурах 200, 400 и 600°C не оказал какого-либо влияния на характер спектра ЭПР, а также на интенсивность линии с $g=2,0$. При отжиге при температурах 800 и 980°C интенсивность этой линии, а также ее ширина (ΔH) закономерно увеличиваются во всех образ-



Рис.2. Спектры ЭПР ионов Fe^{3+} в ортопироксенах со слабым (А) и сильным (В) искажением линий, вследствие присутствия в образцах тонкодисперсной механической примеси окислов железа

цах (табл. 3). Весьма значительное увеличение ширины линии в обр. 94 свидетельствует о ферромагнитном резонансе. В результате отжига образцов линия с $g=2,0$ изменяет свою форму и становится асимметричной. Интересно отметить, что между величиной J отожженных образцов Опр и содержанием в них общего железа устанавливается прямая корреляционная зависимость. Таким образом, эксперимент по отжигу показал, что параметры спектров ЭПР ионов Fe^{3+} в ортопироксенах достаточно устойчивы в отношении кратковременных колебаний температуры. Не исключено, однако, что длительный нагрев может привести к изменениям спектра ЭПР и при более низких температурах. Можно предположить, что в экзоконтакте более поздних интрузивов длительный нагрев ортопироксенов древних пород, например, гипербазитов, приведет к заметным изменениям их спектра ЭПР.

Помимо линий, обусловленных ионами Fe^{3+} на спектрах некоторых образ-

Таблица 3

Изменение параметров линии с $g=2,0$ ортопироксенов при отжиге

Номера образцов	Природные образцы		Отожженные образцы					
			200, 400, 600°C		800°C		980°C	
	J	ΔH	J	ΔH	J	ΔH	J	H
94	8	800	8	800	215	1200	570	2300
180	8	800	8	800	64	900	232	1000
184	10	800	10	800	48	800	170	1000

П р и м е ч а н и е. J — интенсивность линии с $g=2,0$ в основных единицах; ΔH — ширина линии в Гс.

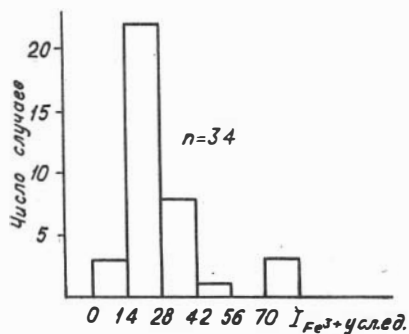


Рис.3. Гистограмма распределения значений интегральной интенсивности (I) линии с I -фактором 2,0 в ортопироксенах из габбро-норитов

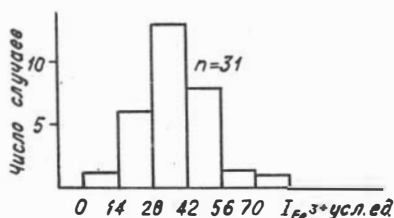


Рис.4. Гистограмма распределения значений интегральной интенсивности (I) линии с I -фактором 2,0 в ортопироксенах из гарцбургитов, лерцполитов, вебстеритов, энстатитов

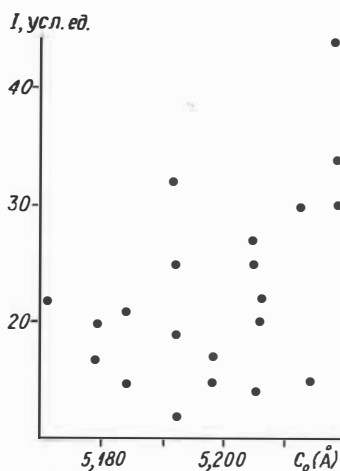


Рис.8. Зависимость интегральной интенсивности (I) линии с $g=2,0$ спектра ЭПР ортопироксенов от величины параметра c_0 (Å) элементарной ячейки

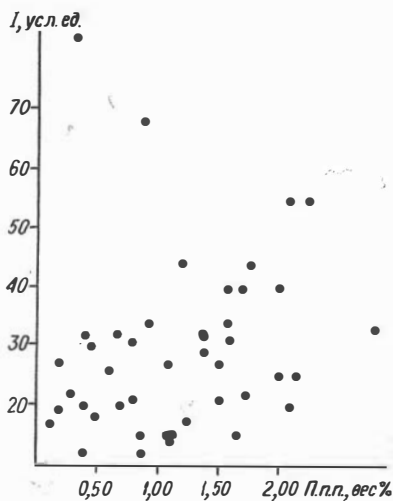


Рис.9. Зависимость интегральной интенсивности (I) линии с $g=2,0$ спектра ЭПР ортопироксенов от величины потерь при прокаливании (п.п.п.) по данным химического анализа

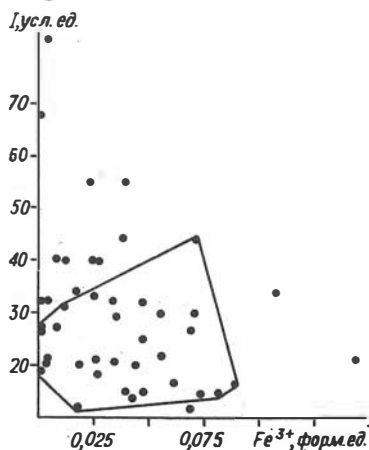


Рис. 5. Зависимость интегральной интенсивности (I) линии с $g=2,0$ спектра ЭПР ортопироксенов от содержания Fe^{3+} по данным общего химического анализа. Многоугольником показано поле, за пределами которого отсутствуют точки, отвечающие составам ортопироксенов из габбро-норитов

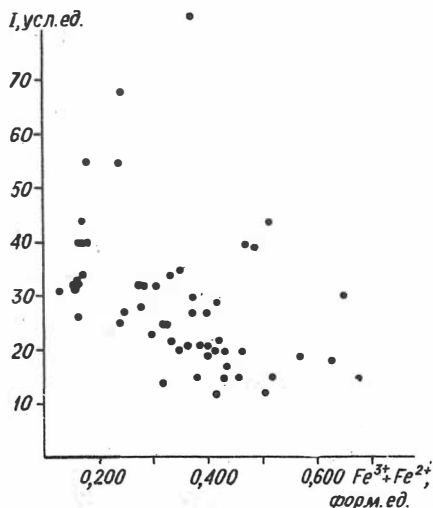


Рис. 7. Зависимость интегральной интенсивности (I) линии с $g=2,0$ спектра ЭПР ортопироксенов от содержания общего железа по данным химического анализа

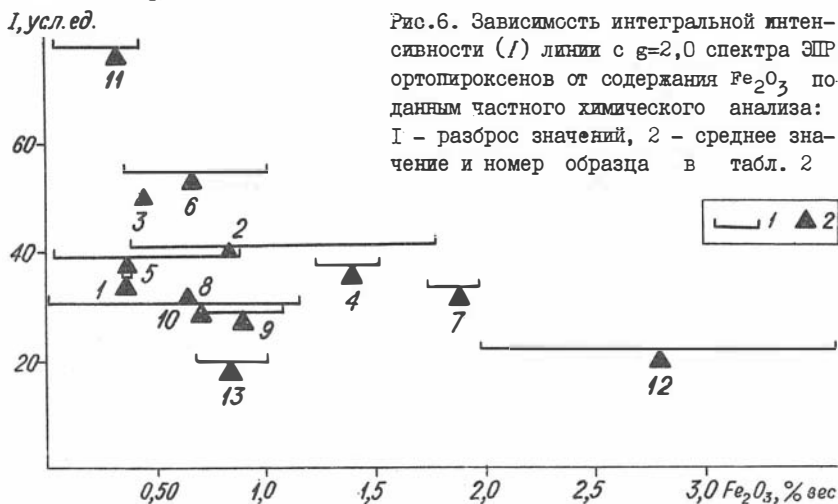


Рис. 6. Зависимость интегральной интенсивности (I) линии с $g=2,0$ спектра ЭПР ортопироксенов от содержания Fe_2O_3 по данным частного химического анализа: 1 – разброс значений, 2 – среднее значение и номер образца в табл. 2

цов Опр фиксируются малоинтенсивные, но характерные линии, обусловленные ионами Mn^{2+} (центральный переход $M=+1/2 \longleftrightarrow -1/2$). Отметим, что наиболее четко эти линии проявляются в Опр из габбро-норитов (рис. 10).

Подводя итог, подчеркнем, что метод электронного парамагнитного резонанса позволяет получить важную информацию об особенностях строения ортопироксенов, в том числе и достаточно высокожелезистых. Прежде всего отчетливо устанавливается, что часть трехвалентного

железа, содержащегося в пробах ортопироксенов, находится в виде трехвалентных ионов непосредственно в структуре силиката. Однако во многих случаях значительная часть трехвалентного железа находится в минерале в виде механической примеси тонкодисперсного окисла железа. Кроме того, показано, что по величине интегральной интенсивности линии спектра с $g=2,0$ можно более конкретно, по сравнению с другими способами, оценивать относительное содержание ионов Fe^{3+} в структуре ортопироксенов, что в свою очередь позволяет судить об условиях их образования. Фактором, снижающим точность таких оценок, является значительная ширина этой линии, наблюдаемая у многих образцов ортопироксенов. Вместе с тем между интегральной интенсивностью спектра с $g=2,0$, обусловленной ионами Fe^{3+} , и содержанием этого компонента, по данным химического анализа, не установлена положительная корреляция. Возможно, это обусловлено тем, что химическим анализом определяется валовое содержание трехвалентного железа, значительную часть которого составляет железо из тонкодисперсной механической примеси окислов железа, образующейся при эпигенети-



Рис.10. Спектр ЭПР ионов Mn^{2+} в ортопироксенах (переход $M = +1/2 \longleftrightarrow -1/2$)

ческих изменениях ортопироксенов. По-видимому, дальнейший прогресс в изучении закономерностей распределения трехвалентного железа в Опр методом ЭПР может быть достигнут при изучении монокристаллов, а также при применении метода ЭПР в комплексе с мессбауэровской спектроскопией.

Литература

Альпинотипные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы /Пинус Г.В., Велинский В.В., Леснов Ф.П. и др. Новосибирск: Наука, 1973. 320 с.

Беус А.А. Геохимия литосферы. М.: Недра, 1972. 296 с.

Груза В.В. О надежности петрологических выводов в связи с ошибками определения железа химическими методами. - Докл. АН СССР, 1967, т. 175, № 5, с. 1131-1136.

Дир У.А., Хауи Р., Зусман Дж. Породообразующие минералы, т.2. М.: Мир, 1965. 406 с.

Леснов Ф.П. Полигенные базит-гипербазитовые плутоны как особый тип магматогенных образований складчатых областей. - В кн.: Петрология литосферы и рудоносность. Л.: Изд. ВСЕГЕИ, 1981, с. 206-207.

Породообразующие пироксены /Добрецов Н.Л., Кочкин Ю.Н., Кривенко А.П., Кутолин В.А. М.: Наука, 1971. 454 с.

Beneda J., Jelinek E., Padera K. Mössbauerova spektroskopie ortopyroxenu z ultramafických hornin CSSR. - Acta Univer. Carolinae, geologia, 1978, N 1-2, p. 1-11.

Gaite J.M., Michoulier J. EPR of Fe^{3+} in diopside and spodumene. - J.Chem. Phys., 1973, v.59, N 1, p. 488-494.

Manoogian A., Holuj F., Carswell J.W. ESR of Fe^{3+} in single crystals of spodumene.-Canad. J. Phys., 1965, v.43, N 12, p. 2262-2275.

Michoulier J., Gaite J.M., Maftéo B. Resonance paramagnétique électronique de l'ion Fe^{3+} dans un monocristal de diopside. - C.R.Acad. Sci., v. 269 B, 1969, p. 578-581.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СОСТАВА ПОРОД СРЕДНЕТЕРСИНСКОГО
ГИПЕРБАЗИТОВОГО МАССИВА (Кузнецкий Алатау)
В СВЯЗИ С ЕГО АСБЕСТОНОСНОСТЬЮ

Среднетерсинский гипербазитовый массив расположен в бассейне рек Средняя Терсь-Кия. Являясь наиболее крупным выходом ультраосновных пород региона, массив давно привлекает внимание исследователей (Пинус и др., 1958; Волохов и др., 1969; Пругов, 1971; Коновалова, Прусевич, 1977; Офиолитовая ассоциация..., 1982 и др.). Большая часть перечисленных публикаций посвящена преимущественно вопросам региональной геологии массива и несет лишь довольно общую информацию о вещественном составе слагающих его пород.

В настоящей работе мы обсудим только последний аспект проблемы. Это обусловлено в первую очередь тем, что в течение 1981–1983 гг. нами были выполнены обширные исследования химизма ультраосновных пород массива, на основе которых установлена перспективность его на хризотил-асбест. Необходимость такой информации диктуется также тем, что Среднетерсинский массив является эталонным для Кузнецко-Алатауского гипербазитового пояса, а в ряде объектов его за последнее время обнаружены проявления поперечного хризотил-асбеста, имеющие промышленный интерес.

Среднетерсинский массив на современном **эрозивном** срезе имеет в плане серповидную форму с длиной по главной оси около 25 км при ширине от 2 до 5 км. Общая площадь выходов ультраосновных пород составляет 65–70 кв. км.

Вмещающими массив отложениями по южной и западной части является рифей-вендская (Пругов, 1971; Коновалова, Прусевич, 1977 и др.) толща интенсивно дислоцированных метаморфических пород, представленная эпидот-актинолитовыми, хлорит-роговообманковыми, амфиболовыми и биотит-плагноклазовыми, часто графитизированными сланцами с прослоями мраморизованных известняков и кварцитов. В известняках по руч. Становому в тяжелой фракции нами обнаружены хромшпинели, входящие в состав акцессориев ультраосновных пород массива.

По восточному контакту гипербазитов внедряется мощная интрузия гор Чемодан-Медвежья, сложенная интенсивно метаморфизо-

ванными полосчатыми амфиболизированными габбро и оливиновыми габбро. Интрузия рвет и метаморфизует гипербазиты массива и венд-рифейский комплекс метаморфизованных эффузивов преимущественно основного состава. В свою очередь и габбро, и гипербазиты прорываются мелкими телами плагиигранитов, крупные выходы которых обнажаются по контакту в северо-западной части массива (рис. I).

По нашим наблюдениям, выходы ультраосновных пород в структурном плане представляют собой своеобразную оторочку в экзо-контакте габброидной интрузии гор Чемодан-Медвежья и слагают пластинкообразное тело, падающее на участке его меридионального простираения под крутыми углами на запад, а на участке субширотного простираения — на юг. Контакты гипербазитов с габброидами и вмещающими породами метаморфической толщи повсеместно тектонические и крутые ($75-85^{\circ}$). Однако со стороны габброидов они, по-видимому, более пологие, о чем свидетельствует довольно широкая здесь полоса развития контактово-измененных пород (верлиты, пироксениты) и обилие даек основного состава, являющихся жильными дериватами габброидов. На это же указывают и останцы гипербазитов среди пород интрузии, и неровная извилистая форма контакта ее с серпентинитами на юге массива.

Внутренняя структура тела гипербазитов сложная и обусловлена интенсивной его тектонической переработкой, в результате которой массив был разбит на блоки, а отдельные части тела оказались перемещенными относительно друг друга на различную амплитуду.

Исходя из распространения различных типов пород, развитых на разных гипсометрических уровнях, и характера разломов в современной структуре массива, мы выделяем четыре крупных тектонических блока: Ивановский, Южный, Центральный и Северный.

Ивановский блок (по другим авторам Ивановский массив) располагается в верховьях р.Ивановки до ее правого притока руч.Мал. Медвежьего. Южный блок охватывает территорию бассейна руч. Станового и руч. Маральего, левого притока р.Красная речка. К Центральному блоку относится часть массива, вытянутого в меридиональном направлении от руч. Маральего до долины р.Красная речка, а севернее ее в бассейне руч. Кедрового. (правый приток р.Крестовой) выделяется Северный блок. Границы между блоками проходят

Рис.1. Схематическая петрографическая карта Среднетерсинского гипербазитового массива. Составили: В.В.Велинский, О.Л.Банников с использованием материалов О.Г.Коноваловой, М.Е.Карева, И.А.Евдокимова, Д.П.Николаева, С.В.Ковязина и др.

1 - метаморфические сланцы рифей-вендского (?) возраста, 2 - дуниты и оливиниты свежие и в различной степени серпентинизированные, 3 - гарцбургиты и энстатитсодержащие дуниты, 4 - контактово-измененные ультраосновные породы: диопсидиты, вебстериты, верлиты в различной степени серпентинизированные; серпентиниты: 5 - сложного, существенно антигоритового состава, 6 - лизардитовые, хризотил-лизардитовые, хризотилловые, 7 - хризотил-антигоритовые и антигоритовые, 8 - габбро-диориты, габбро-диабазы, диабазовые порфириты, габбро-порфириты, 9 - диориты, гранодиориты, граниты, 10 - дайки и штоки кислого состава, 11 - дайки основного состава. Тектонические нарушения: 12 - установленные, 13 - предполагаемые. Контакты: 14а - установленные, 14б - предполагаемые, 15 - интрузивные, 16 - границы между петрографическими разновидностями ультраосновных пород

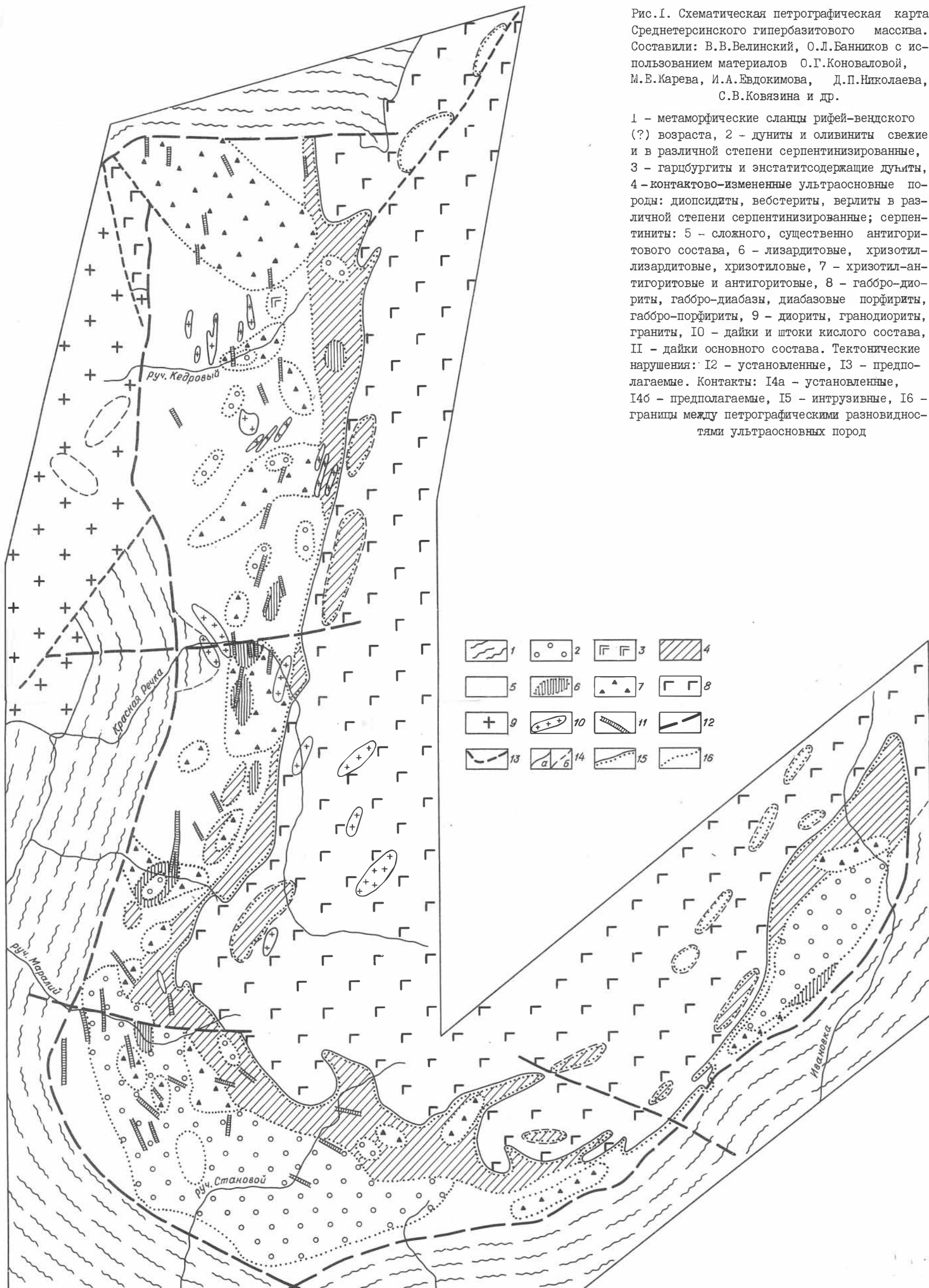
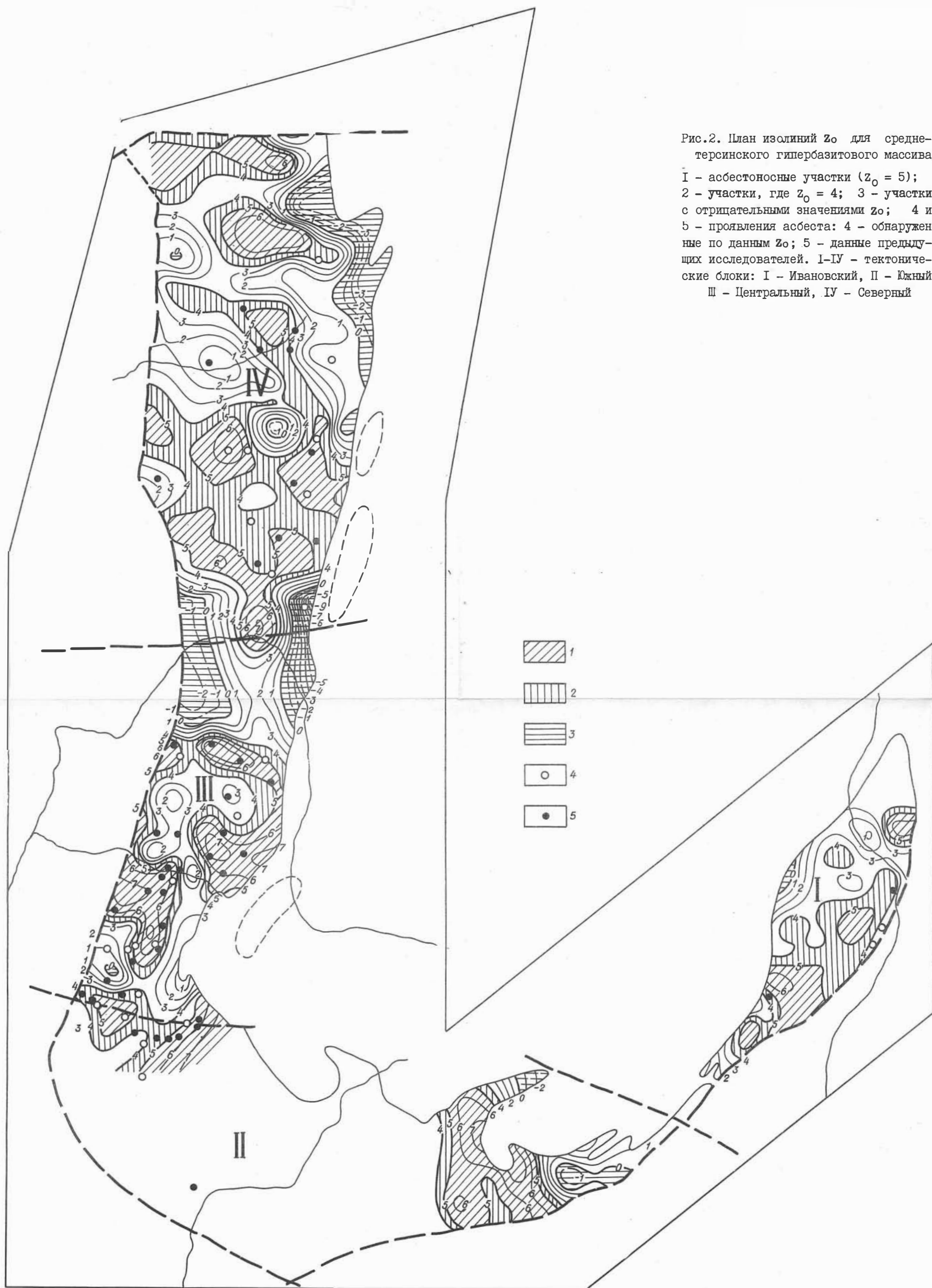


Рис.2. План изолиний Z_0 для средне-терсинского гипербазитового массива

I - асбестоносные участки ($Z_0 = 5$);
 2 - участки, где $Z_0 = 4$; 3 - участки с отрицательными значениями Z_0 ; 4 и 5 - проявления асбеста: 4 - обнаруженные по данным Z_0 ; 5 - данные предыдущих исследователей. I-IV - тектонические блоки: I - Ивановский, II - Южный, III - Центральный, IV - Северный



по зонам дробления и брекчирования, хорошо выражены геоморфологически, легко дешифрируются на аэрофотоснимках и подтверждаются геофизическими наблюдениями. Внутри блоки дополнительно разбиты сетью трещин, часть из которых также выражена зонами дробления, а часть – выполнена дайками основного, среднего и кислого состава.

Особенности внутреннего строения массива хорошо выявляются при анализе распространенности отдельных слагающих его типов пород. Как известно, в крупных телах гипербазитов существует грубая зональность, выражающаяся в том, что наиболее глубокие части их сложены дунитами, которые затем вверх по разрезу сменяются перидотитами, а последние в свою очередь замещаются серпентинитами.

Анализируя распределение пород по эрозионному срезу, можно заключить, что наиболее приподнятым и поэтому наиболее эродированным является Южный блок. Именно этим обстоятельством обусловлено наличие в его центральной части значительного по площади ядра, сложенного существенно оливинитами и в меньшей мере дунитами, и крайне редко обогащенными оливином гарцбургитами. Высокий уровень стояния блока подтверждается геоморфологическими фактами и выражается в самых больших его гипсометрических отметках г.Становой – хребет относительно других участков массива. Достаточно глубоко эродирован и Ивановский блок, где также обнажается ядро оливинитов и дунитов (хотя и меньших размеров), отороченное выходами апоперидотитовых серпентинитов. Центральный блок по отношению к первым двум опущен, в результате чего на поверхности обнажаются преимущественно апоперидотитовые серпентиниты, среди которых выходы оливинитов и дунитов резко сокращены. Наименее эродированным является Северный блок, поверхность которого сложена в основе своей апоперидотитовыми серпентинитами, на фоне которых картируются в виде разбросанных небольших пятен серпентинизированные дуниты и гарцбургиты.

Ниже остановимся на краткой характеристике пород, слагающих основную массу описываемого массива.

Оливиниты и дуниты – это светло-зеленые плотные, звенящие при ударе, неравномерно-зернистые породы, состоящие на 97–98 % из оливина, 1–2 % магнетита и хромпикотита и до 1 % ромбического или моноклинного пироксена. Последние встречаются спорадиче-

ски и часто отсутствуют. Оливиниты и дуниты связаны между собой постепенными переходами и характеризуются разнообразием морфоструктур слагающих их оливинов, которые чаще всего имеют неправильную форму, нередко образуя сплошные сливные агрегаты. По форме и размеру зерен выделяются породы с мелко, средне- и крупнозернистой структурой, с многочисленными разновидностями микроструктур: гранулированная, порфировидная, лейстовидная, мо-стовидная и др.

Оливины в целом относятся к форстериту. В то же время по железистости состав их колеблется в довольно широких пределах, варьируя от 5,4 до 9,0 % (табл. I).

Акцессорные минералы в оливинитах представлены магнетитом, в дунитах – хромпикотитом. При этом **магнетит** в оливинитах имеет вторичное происхождение и развивается по хромпикотиту. Об этом однозначно свидетельствуют реликты шпинелей внутри зерен магнетита. Химический состав хромшпинелидов и развивающегося по нему магнетита приведен в табл. 2 (ан. 8Im и 8Ix).

Гарцбургиты с оливинит-дунитовым комплексом связаны постепенными переходами. Оливин в составе гарцбургитов ближе к хризолитам (см. табл. I), а ромбический пироксен по оптическим данным относится к энстатиту. Содержание его в породах колеблется в пределах 5–10 %. В отличие от оливинитов и дунитов гарцбургиты более интенсивно серпентинизированы и постепенными переходами **связаны** с собственно серпентинитами.

Особое место в массиве занимают верлиты. Они расположены главным образом на контакте гипербазитов с прорывающими их габброидами и являются продуктами воздействия последних на сильно серпентинизированные разности дунитов. В результате образуются вторичные **клинопироксены**, развивающиеся как по основной существенно серпентинитовой матрице, так и по контактам с зернами **оливинов**, которые аналогичны оливинам из гарцбургитов и относятся к **хризолиту** (см. табл. I). Акцессорный минерал представлен хромшпинелидом, аналогичным по составу хромшпинелиду в дунитах (см. табл. 2, ан. I6).

В массиве развиты преимущественно апогарцбургитовые серпентиниты. Среди них выделяются антигоритовые, хризотилловые, лизардитовые и смешанного состава (хризотил-лизардитовые, лизардит-хризотил~~овые~~, антигорит-хризотил-лизардитовые, хризотил-

Состав оливинов из ультраосновных пород Среднетерсинского гипербазитового массива, вес. %

Компоненты	Номера образцов												
	67/82	80/82	120/82	1028/82	56/82	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	40,25	41,13	41,13	41,56	40,86	42,13	41,55	41,28	41,51	40,14	38,93	40,44	40,79
FeO	8,70	8,65	8,23	8,86	10,09	5,36	5,46	6,79	7,65	10,85	8,09	9,35	10,36
MnO	0,07	0,10	0,08	0,11	0,13	—	—	—	—	—	—	—	—
MgO	49,89	50,13	50,17	49,32	48,66	53,06	53,98	52,58	51,28	49,20	51,14	50,64	49,29
CaO	0,10	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01	—	0,01	—	0,02	0,01	0,05	0,01
NiO	0,07	0,32	0,34	0,34	0,20	0,24	0,25	0,29	0,29	0,31	0,31	0,22	0,16
Сумма	99,08	100,36	99,97	100,21	99,96	100,80	101,24	100,95	100,73	100,52	98,48	100,70	100,61
r	8,9	8,8	8,5	9,1	10,5	5,4	5,4	6,8	7,8	11,0	8,2	9,4	10,5

Количество ионов в пересчете на 4(0)

Si	0,991	1,000	1,002	1,022	1,003	1,003	0,988	0,990	1,000	0,985	0,967	0,984	0,966
Fe	0,179	0,176	0,168	0,180	0,208	0,107	0,108	0,137	0,155	0,223	0,169	0,190	0,211
Mn	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	—	—	—	—	—	—	—	—
Mg	1,832	1,815	1,820	1,789	1,780	1,882	1,911	1,878	1,840	1,800	1,892	1,836	1,794
Ca	0,003	0,001	0,001	0,001	0,001	—	—	—	—	0,001	—	0,001	—
Ni	0,001	0,006	0,006	0,006	0,004	0,005	0,005	0,006	0,006	0,006	0,006	0,004	0,003
Сумма катионов	3,007	2,999	2,998	2,999	2,998	2,997	3,012	3,011	3,001	3,015	3,034	3,015	3,004

Примечание. 67/82-1028/82, 1-3 - дуниты и оливиниты, 4-6 - гарцбургиты, 56/82, 7,8-верлиты; 1-8 - данные А.И.Гончаренко (Офиолитовая ассоциация..., 1982). Съемка проводилась на микрозонде ГХА-5А О.С.Хмельниковой и О.Н.Майоровой.

антигортитовые и т.д.) разновидности. Химический состав описанных пород приводится в табл. 3.

Наиболее широко распространены антигортитовые и хризотил-антигортитовые серпентиниты. Ре-ликты первичных пород в них, как правило, отсутствуют, и лишь в небольших количествах отмечаются пластинки бастита. В антигортитовых серпентинитах структура пластинчатая, микропластинчатая, микрочешуйчатая и листоватая. По размеру чешуек и пластинок они подразделяются на крупно-, средне-, мелко- и микрозернистые разновидности. Для описанных пород характерно обильное количество дисперсного магнетита (до 3-5 %), а

Таблица 2

Состав магнетитов и хромшпинелидов из ультраосновных пород
Среднетерсинского гипербазитового массива, вес. %

Компо- ненты	Но м е р а о б р а з ц о в											
	48	8Ix	8Im	I6	Im	68a	Ix	76	75	68	50	7
SiO ₂	-	-	-	-	-	0,06	-	0,07	0,06	0,06	0,06	0,07
TiO ₂	0,05	0,06	-	-	-	-	-	0,06	0,06	-	0,07	-
Al ₂ O ₃	18,17	19,07	-	18,69	-	10,77	15,26	6,18	12,01	10,70	5,25	4,91
Cr ₂ O ₃	43,11	44,22	1,25	43,67	1,36	56,36	49,86	57,87	53,26	55,61	61,20	62,34
Fe ₂ O ₃	9,25	6,08	67,84	6,76	67,99	3,06	4,49	6,34	5,23	1,80	4,60	4,97
FeO	18,05	19,97	30,03	20,56	31,06	18,52	22,00	23,18	19,33	25,58	22,64	18,46
MnO	0,17	0,18	0,08	0,20	0,12	0,20	0,26	0,21	0,21	0,31	0,23	0,20
MgO	10,85	9,52	0,95	9,00	0,42	9,57	7,89	6,37	9,30	4,90	6,72	9,26
CaO	-	-	-	-	0,05	-	-	-	-	-	-	-
NiO	0,12	0,06	-	0,08	-	-	0,09	0,15	0,12	0,09	0,16	0,13
Сумма	99,77	99,16	100,15	98,9	101,0	98,54	99,85	100,43	99,58	99,05	100,93	100,34

Компо- ненты	48	8Ix	8Im	I6	Im	68a	Ix	76	75	68	50	7
Количество ионов в пересчете на 4(0)												
Si	-	-	-	-	-	0,002	-	0,004	0,002	0,002	0,002	0,004
Ti	0,002	0,002	-	-	-	-	-	0,002	0,002	-	0,002	-
Al	0,686	0,723	-	0,713	-	0,427	0,592	0,252	0,469	0,435	0,214	0,196
Cr	1,088	1,126	0,037	1,119	0,041	1,494	1,296	1,575	1,392	1,516	1,660	1,671
Fe ³⁺	0,222	0,147	1,953	0,168	1,947	0,076	0,111	0,161	0,131	0,046	0,119	0,126
Fe ²⁺	0,481	0,538	0,960	0,558	0,987	0,517	0,604	0,668	0,535	0,737	0,649	0,524
Mn	0,004	0,006	0,002	0,006	0,004	0,006	0,008	0,006	0,006	0,008	0,004	0,006
Mg	0,515	0,456	0,053	0,435	0,023	0,477	0,387	0,327	0,459	0,253	0,342	0,467
Ca	-	-	-	-	0,002	-	-	-	-	-	-	-
Ni	0,002	0,002	-	0,002	-	-	0,002	0,004	0,002	0,002	0,004	0,004
Сумма катионов	3,0	3,0	3,005	3,001	3,004	2,999	3,0	2,999	2,998	2,999	2,998	2,998

Примечание. 48,81 - дуниты; I6 - верлит; 1,68,76,75,50,7,68a - хризотил-антигоритовые и антигоритовые серпентиниты; номера с индексами для образцов, в которых анализировались в одном зерне и магнетит (м), и хромшпинель (х). Съемка производилась на микросонде JXA-5A, анализ О.С.Хмельникова.

Таблица 3

Средний химический состав пород
Среднетерсинского гипербазитового массива, вес. %

Оксиды	Дуниты		Верлиты		Серпентиниты	
	$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	σ
SiO ₂	37,29	1,28	44,97	4,10	38,83	3,28
TiO ₂	0,03	0,02	0,04	0,01	0,04	0,03
Al ₂ O ₃	0,76	0,67	1,57	1,13	1,00	0,90
Fe ₂ O ₃	3,49	1,34	3,57	1,47	4,85	1,74
FeO	5,33	1,43	3,32	0,96	3,38	1,28
MnO	0,14	0,04	0,13	0,03	0,10	0,05
MgO	44,08	2,00	29,44	6,02	38,62	4,04
CaO	0,22	0,22	9,61	5,70	0,53	1,10
Na ₂ O	0,06	0,08	0,05	0,02	0,04	0,05
K ₂ O	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,02
П.п.п.	6,58	2,11	6,23	2,70	10,74	2,25
P ₂ O ₅	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01
Всего анализов	45		10		215	

также то, что акцессорные хромшпинелиды материнских пород почти всегда нацело замещены магнетитом. Лишь изредка в них можно видеть мелкие глазки реликтов хромпикотита, просвечивающие в красно-бурых тонах (см. табл. 2, ан. 1м, 1х).

Хризотил-антигоритовые серпентиниты в отличие от существенно антигоритовых разновидностей содержат участки, сложенные сноповидными агрегатами породообразующего **хризотила**. Структура этих пород всегда сложная и определяется обычно сочетанием нескольких разновидностей микроструктур и текстур. Например, структура волокнисто-пластинчатая, а текстура тонкополосчатая или структура параллельно-волокнистая в сочетании с листоватой, а текстура микрослоистая и т.д. Реликты первичных пород в хризотил-антигоритовых серпентинитах встречаются чаще, и одновременно здесь менее проявлен процесс вторичного образования магнетита и

более сохранной остается хромшпинель. Химический состав ее приведен в табл. 2. Характерной особенностью этих разновидностей пород является почти повсеместное присутствие в них микрожилков, мелких агрегатных скоплений и отдельных чешуек брусита, содержание которого иногда достигает 3–5 %. Здесь же обычно наблюдаются и мелкие волосовидные жилки, выполненные хризотил-асбестом.

Менее по сравнению с описанными серпентинитами, но достаточно широко, в массиве развиты хризотил-лизардитовые и лизардит-хризотилитовые разновидности, встречающиеся в виде линзовидных обособлений среди всех типов серпентинитов. Наиболее же широко они представлены в зонах перехода от слабо серпентинизированных дунитов к участкам сплошного развития существенно антигоритовых серпентинитов. Размеры площадей этих разновидностей варьируют в широких пределах от десятков до сотен квадратных метров, иногда достигая 1,5–2,0 кв. км. Структурно-текстурные особенности этих пород также сложные и определяются сочетанием таких структур, как петельчатой, ячеистой, волокнистой, решетчатой и т.д. Особо необходимо подчеркнуть, что именно с этими разновидностями серпентинитов пространственно связано большинство обнаруженных нами и предыдущими исследователями проявлений хризотил-асбеста.

Основными признаками рассматриваемых пород являются: довольно хорошая сохранность акцессорного хромшпинелида, частое присутствие реликтов оливина, небольшое количество дисперсного магнетита, почти постоянное присутствие брусита и наличие обильных микротрещин, по которым нередко развивается зеленый офит.

Собственно хризотилитовые и лизардитовые серпентиниты встречаются очень редко и практически не образуют самостоятельных выходов. Обычно они в виде пятен отмечаются среди хризотил-лизардитовых или хризотил-лизардит-антигоритовых разновидностей.

Серпентиниты массива нередко несут на себе следы более поздних вторичных изменений, среди которых наиболее часто проявляются карбонатизация и хлоритизация. Хотя в целом указанные процессы проявлены незначительно, в ряде случаев они приводят к образованию лиственитов и хлорититов. Это наблюдается главным образом в зонах разломов и вблизи контактов с интрузиями гранитоидного состава.

В ряде мест, особенно в Южном блоке массива, отмечается графитизация серпентинитов. Графит образует либо жилки небольшой мощности, либо пропитывает всю массу породы и сопровождается слабой карбонатизацией. На участках развития графитизации породы интенсивно раздроблены, вплоть до милонитов, в основную массу которых погружены осколки зерен оливинов и серпентинитов.

Средний химический состав серпентинитов приведен в табл. 3 и отражает, с одной стороны, вариации минерального их состава (от лизардита до антигорита), а с другой – неравномерность проявления в них вторичных изменений (большие значения дисперсий для Al_2O_3 , CaO и щелочей).

Исследуя особенности химизма серпентинитов Кузнецкого Алатау с целью определения их перспективности на хризотил-асбест, мы провели статистический анализ химического состава серпентинитов из месторождений Урала и Алтае-Саянской области и их сравнение с составом серпентинитов из массивов, не содержащих асбестовой минерализации (Велинский и др., 1982).

В результате было установлено, что рудные и безрудные серпентиниты по комплексу содержаний ряда окислов и их отношений значительно различаются между собой. Была найдена зависимость между этими признаками, которая выражается уравнением дискриминантной функции, рассчитанной для случая неравных матриц ковариации.

Уравнение имеет вид: $Z_0 = -19,95TiO_2 - 0,31Fe_2O_3 + 0,18MgO + 0,21H_2O - 2,25P_2O_5 - 4,50Cr_2O_3 - 1,75CO_2 + 2,09\Sigma FeO - 0,01h - 1,72F - 1,24MgO/SiO_2 - 1,29 = 0$,

где содержания окислов и $\Sigma FeO = 0,9Fe_2O_3 + FeO$ в вес. %, а

отношения h (степень окисленности) = $\frac{Fe_2O_3 \cdot 100}{Fe_2O_3 + FeO}$ и F (коэффициент

железистости) = $\frac{\Sigma FeO \cdot 100}{\Sigma FeO + MgO}$ – в молекулярных количествах; вели-

чина 1,29 является постоянной (свободный член).

Для пользования уравнением в него из химических анализов серпентинитов (при значении п.п.п., равном 9 % и более) необходимо подставить значения соответствующих окислов и их отношений и при Z_0 (дискриминатор) больше 0 объект относится к асбестоносным, а при $Z_0 < 0$ – к неасбестоносным. Необходимое количество

анализов для эффективной оценки объекта должно быть не менее 50, эмпирическая ошибка классификации составляет не более 10 %.

Как видно из уравнения, отрицательными факторами для образования хризотил-асбеста являются высокие содержания в серпентинитах Cr_2O_3 , TiO_2 , CaO , P_2O_5 и CO_2 , а также большие величины железистости (F) и степени окисленности (h). Благоприятными признаками для минерализации являются повышенные концентрации в породах MgO , H_2O при определенных количествах железа и нормированной (равной $1,48 \pm 0,05$) величине магний-кремниевое отношение.

Проверка описанной методики была произведена в Среднетерсинском массиве, где по профилям вкрест простирания тела было отобрано на полный силикатный анализ 215 проб. Составы серпентинитов по различным блокам массива даны в табл. 4, где для сравнения приведен средний химический состав эталонных асбестоносных серпентинитов, рассчитанный для месторождений Урала и Тувы (Велинский и др., 1982). Как видно из таблицы, серпентиниты массива весьма близки по составу к асбестоносным серпентинитам, что хорошо иллюстрируется нормативным составом пород.

С учетом этих данных по каждому первичному анализу, вошедшему в исследуемую совокупность, были рассчитаны значения Z_0 и по ним для всей площади массива построены изолинии дискриминатора (рис. 2).^{*} В результате выявлены участки, где химизм серпентинитов наиболее близок к химическому составу хризотил-асбеста. Эти площади оконтуриваются изолиниями со значениями дискриминатора Z_0 выше 4 (значения Z_0 хризотил-асбеста) и являются перспективными для нахождения здесь асбестовой минерализации (Велинский и др., 1982). Проведенные затем на оконтуренных площадях Центрального блока заверочные маршрутные и горные работы подтвердили сделанный прогноз и вскрыли объекты с хризотил-асбестом.

Средние химические составы рудных и безрудных серпентинитов сведены в табл. 5. Анализ таблицы показывает, что при сходстве тех и других с асбестоносными серпентинитами рудные разности ближе к последним по большинству показателей. В то же время между собой они заметно отличаются по содержанию отдельных окислов и, что особенно наглядно, по величине дисперсий. Это хорошо позволяет различать выделяемые разности и сравнивать их с составами эталонных серпентинитов (см. табл. 4).

^{*} См. вклейку, стр. 50-51.

Таблица 4

Средний химический состав серпентинитов Среднетерсинского массива
(Кузнецкий Алатау), вес. %

Оксиды	Центральный блок n = 60		Северный блок n = 87		Ивановский блок n = 68		Среднее, n = 215		Среднее по асбестоносным серпентинитам, n = 104	
	$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	σ
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	38,84	2,30	39,17	4,62	38,38	2,44	38,83	3,28	38,91	1,34
TiO ₂	0,05	0,04	0,04	0,04	0,02	0,01	0,04	0,03	0,02	0,03
Al ₂ O ₃	1,12	1,67	0,81	0,54	1,13	0,67	1,00	0,90	0,92	0,83
Fe ₂ O ₃	4,90	2,15	3,81	1,49	6,14	1,70	4,85	1,74	4,41	1,85
FeO	3,49	1,02	3,71	1,33	2,86	1,43	3,38	1,28	2,06	1,20
MnO	0,10	0,07	0,10	0,06	0,10	0,03	0,10	0,05	0,09	0,05
MgO	38,34	3,67	38,51	4,89	39,00	3,29	38,62	4,04	39,83	1,67
CaO	0,85	1,77	0,26	0,58	0,60	1,19	0,53	1,10	0,31	0,42
Na ₂ O	0,02	0,04	0,07	0,09	0,02	0,02	0,04	0,05	0,06	0,10
K ₂ O	0,01	0,05	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,05
Cr ₂ O ₃	0,25	0,09	0,56	0,60	0,69	0,38	0,51	0,39	0,28	0,19
P ₂ O ₅	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03
CO ₂	0,43	0,73	0,52	1,07	0,62	0,55	0,53	0,81	0,19	0,27
S	0,03	0,02	0,02	0,03	0,04	0,05	0,03	0,03	0,01	0,02
H ₂ O	10,78	1,91	10,51	1,79	9,94	2,57	10,41	2,07	12,72	1,64
П.п.п.	11,24	2,14	11,03	2,08	10,60	2,57	10,74	2,25	12,90	1,70
F	7,75	2,07	7,29	1,86	7,56	1,66	7,50	1,86	7,68	2,40
h	38,31	12,10	32,17	12,80	53,31	19,25	40,57	14,64	52,95	17,59
MgO/SiO ₂	1,48	0,18	1,45	0,21	1,53	0,19	1,48	0,20	1,53	0,09

Нормативный состав

Ol	54,0	56,0	57,4	53,3	55,1
Opх	35,0	35,0	29,3	36,7	35,8
Grх	2,9	0,9	1,8	2,3	-
Carb	1,1	1,4	1,8	1,4	0,6
Mt	5,5	5,3	7,0	4,7	7,0
Crsp	1,5	1,4	2,8	1,6	1,5

В целом асбестоносные серпентиниты Среднетерсинского массива являются почти полными аналогами серпентинитов из месторождений хризотил-асбеста и характеризуются высокой магнезиальностью, близким к хризотил-асбесту значением MgO/SiO₂ и малым содержанием вредных компонентов, в первую очередь таких, как TiO₂, Cr₂O₃, CO₂ и CaO.

Наряду с изучением химизма пород, составляющих Среднетерсинский гипербазитовый массив, исследованы и особенности распре-

ления в них малых элементов (табл.6). Как следует из таблицы, концентрации их в породах весьма близки к кларковым содержаниям. Однако, при разбуровке серпентинитов на рудные и безрудные разности выявилось, что по геохимическим показателям они также различаются между собой (табл.7).

Наиболее показательны различия по содержаниям Pb, Cu, Na и Sc. При этом рудные серпентиниты значительно очищены от первых трех элементов и на порядок обогащены скандием. Эти данные свидетельствуют, по нашему мнению, о метасоматической природе асбестообразования, так как метасоматоз, как известно, сопровождается очищением матрицы от элементов-примесей. Выявленные различия носят значимый характер (абсолютные величины средних значений отличаются между собой не менее чем на порядок) и могут служить дополнительным критерием при поисках хризотил-асбеста.

Таким образом, детальное исследование вещественного состава гипербазитов Среднетерсинского массива позволило установить, что слагающие его серпентиниты характеризуются рядом специфических особенностей, по которым они являются перспективными для нахождения месторождения хризотил-асбеста. Это, наряду с отмеченным, вытекает и из очень близкой аналогии геологической обстановки массива по отношению к таким хорошо известным асбестоносным объектам, как Баженовское и Верхне-Тагильское месторождения на Урале (Вопросы ..., 1976). По всем отмеченным характеристикам массив является благоприятным для прогноза месторождений асбеста (Критерии ..., 1978), и на нем необходимы детальные поиски с постановкой буровых и дополнительных детальных геофизических работ. Одновременно необходимо подчеркнуть, что особенности вещественного состава серпентинитов массива могут быть использованы в качестве эталона для прогнозной оценки на хризотил-асбест других гипербазитовых массивов и не только Кузнецкого Алатау, но и сопредельных регионов Алтае-Саянской складчатой области.

В заключение авторы считают своим приятным долгом выразить искреннюю признательность руководству ИГО "Запсибгеология" за их активную поддержку и помощь в проведении исследований и благодарность сотрудникам Объединения Д.П.Николаеву и М.В.Тайдакову за участие в полевых работах.

Таблица 5

Химический состав рудных и безрудных серпентинитов, вес. %

Окислы	Центральный блок				Северный блок			
	Рудные, n=25		Безрудные, n=35		Рудные, n=16		Безрудные, n=71	
	$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	σ
SiO ₂	38,41	1,90	39,14	2,52	39,28	1,44	39,15	5,07
TiO ₂	0,03	0,03	0,07	0,05	0,02	0,02	0,04	0,04
Al ₂ O ₃	0,73	0,62	1,39	2,09	0,68	0,63	0,84	0,51
Fe ₂ O ₃	5,51	2,11	4,47	2,09	4,06	1,06	3,75	1,57
FeO	3,30	0,86	3,62	1,12	3,24	0,85	3,81	1,40
MnO	0,10	0,04	0,11	0,09	0,10	0,06	0,10	0,06
MgO	39,13	2,67	37,78	4,20	41,17	2,31	37,92	5,12
CaO	0,24	0,53	1,28	2,18	0,08	0,11	0,30	0,64
Na ₂ O	0,02	0,03	0,03	0,05	0,09	0,15	0,06	0,08
K ₂ O	0,02	0,08	-	-	-	-	0,01	0,01
Cr ₂ O ₃	0,24	0,08	0,25	0,09	0,38	0,13	0,60	0,65
P ₂ O ₅	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
CO ₂	0,22	0,20	0,57	0,91	0,08	0,13	0,62	1,16
S	0,02	0,02	0,03	0,03	0,01	0,01	0,02	0,03
H ₂ O	11,03	1,66	10,60	2,07	10,02	1,33	10,62	1,87
F	7,66	1,78	7,84	2,28	6,48	1,06	7,48	1,96
h	42,22	11,81	35,53	11,69	36,63	9,22	31,17	13,32
MgO/SiO ₂	1,52	0,13	1,44	0,21	1,56	0,13	1,43	0,21

Окислы	Ивановский блок				Среднее по массиву			
	Рудные, $n=17$		Безрудные, $n=51$		Рудные, $n=58$		Безрудные, $n=157$	
	$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	σ
SiO ₂	38,01	2,11	38,51	2,55	38,53	1,87	38,94	3,68
TiO ₂	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,04	0,03
Al ₂ O ₃	1,19	0,98	1,12	0,54	0,85	0,73	1,05	0,87
Fe ₂ O ₃	6,73	1,68	5,95	1,68	5,47	1,69	4,62	1,72
FeO	2,94	1,50	2,83	1,43	3,18	1,04	3,45	1,35
MnO	0,10	0,04	0,10	0,02	0,10	0,05	0,10	0,05
MgO	39,94	2,66	38,69	3,44	39,93	2,57	38,14	4,37
CaO	0,33	0,53	0,70	1,33	0,22	0,41	0,65	1,21
Na ₂ O	0,02	0,01	0,02	0,02	0,04	0,06	0,04	0,05
K ₂ O	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,04	0,01	0,01
Cr ₂ O ₃	0,50	0,23	0,75	0,40	0,35	0,14	0,57	0,44
P ₂ O ₅	0,03	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01
CO ₂	0,33	0,23	0,71	0,59	0,21	0,19	0,64	0,92
S	0,02	0,02	0,05	0,05	0,02	0,02	0,03	0,04
H ₂ O	9,49	2,18	10,09	2,69	10,3	1,72	10,44	2,18
F	7,73	1,49	7,51	1,73	7,34	1,50	7,57	1,96
h	53,59	18,79	53,22	19,58	44,01	13,14	39,3	14,99
MgO/SiO ₂	1,57	0,18	1,51	0,20	1,54	0,14	1,46	0,21

Таблица 6

Содержание малых элементов по типам пород в гипербазитах Среднетерсинского массива, %

Эле- менты	Серпентиниты, n =84		Перидотиты, n =20		Дуниты, n =55		Средние мировые значения для ультраосновных пород
	$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	σ	
Pb	$1 \cdot 10^{-4}$	$3,7 \cdot 10^{-4}$	$6 \cdot 10^{-5}$	$2,2 \cdot 10^{-4}$	$1,1 \cdot 10^{-4}$	$4,2 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-5}$
Mn	$2,2 \cdot 10^{-1}$	$1,3 \cdot 10^{-1}$	$2,3 \cdot 10^{-1}$	$1,1 \cdot 10^{-1}$	$2,7 \cdot 10^{-1}$	$1,2 \cdot 10^{-1}$	$1,5 \cdot 10^{-1}$
Ti	$1,7 \cdot 10^{-2}$	$8,3 \cdot 10^{-2}$	$5,6 \cdot 10^{-2}$	$9,2 \cdot 10^{-2}$	$5,6 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-2}$
Cr	$5,3 \cdot 10^{-1}$	$3,7 \cdot 10^{-1}$	$6,2 \cdot 10^{-1}$	$3 \cdot 10^{-1}$	$6,4 \cdot 10^{-1}$	$3,4 \cdot 10^{-1}$	$2 \cdot 10^{-1}$
Ni	$6 \cdot 10^{-1}$	$3,2 \cdot 10^{-1}$	$4,8 \cdot 10^{-1}$	$3,5 \cdot 10^{-1}$	$8,1 \cdot 10^{-1}$	$2,9 \cdot 10^{-1}$	$2 \cdot 10^{-1}$
V	$3 \cdot 10^{-3}$	$3,8 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$1,9 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-3}$
Zn	$6,1 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$6,6 \cdot 10^{-3}$	$2,8 \cdot 10^{-3}$	$7,3 \cdot 10^{-3}$	$4,6 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$
Zr	$4,2 \cdot 10^{-4}$	$1,7 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-5}$	$2,2 \cdot 10^{-4}$	$1,1 \cdot 10^{-4}$	$5,7 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-3}$
Cu	$1,7 \cdot 10^{-3}$	$5,7 \cdot 10^{-3}$	$3,3 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^{-2}$	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$6,8 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$
Sc	$2,2 \cdot 10^{-4}$	$6,2 \cdot 10^{-4}$	$2,9 \cdot 10^{-3}$	$3,9 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-4}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-4}$
Co	$6,7 \cdot 10^{-2}$	$4,7 \cdot 10^{-2}$	$7 \cdot 10^{-2}$	$2,5 \cdot 10^{-2}$	$7 \cdot 10^{-2}$	$2,4 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-2}$
Na	$3 \cdot 10^{-2}$	$1,6 \cdot 10^{-2}$	$6 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$1,4 \cdot 10^{-2}$	-

Таблица 7

Содержание малых элементов
в рудных и безрудных серпентинитах, %

Элементы	Рудные, n = 30		Безрудные, n = 132	
	$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	σ
Pb	$6,6 \cdot 10^{-6}$	$2,5 \cdot 10^{-5}$	$1,16 \cdot 10^{-4}$	$4,1 \cdot 10^{-4}$
Mn	$2,7 \cdot 10^{-1}$	$1,5 \cdot 10^{-1}$	$2,3 \cdot 10^{-1}$	$1,17 \cdot 10^{-1}$
Ti	$1,9 \cdot 10^{-2}$	$5,9 \cdot 10^{-2}$	$2,0 \cdot 10^{-2}$	$8 \cdot 10^{-2}$
Cr	$5,9 \cdot 10^{-1}$	$4 \cdot 10^{-1}$	$5,9 \cdot 10^{-1}$	$3,4 \cdot 10^{-1}$
Ni	$6,5 \cdot 10^{-1}$	$3,4 \cdot 10^{-1}$	$6,6 \cdot 10^{-1}$	$3,4 \cdot 10^{-1}$
V	$2,7 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$2,6 \cdot 10^{-3}$	$3,3 \cdot 10^{-3}$
Zn	$6,1 \cdot 10^{-3}$	$2,7 \cdot 10^{-3}$	$6,7 \cdot 10^{-3}$	$3,8 \cdot 10^{-3}$
Zr	$2 \cdot 10^{-4}$	$7,6 \cdot 10^{-4}$	$2,7 \cdot 10^{-4}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$
Cu	$7,7 \cdot 10^{-4}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$2,1 \cdot 10^{-3}$	$7,6 \cdot 10^{-3}$
Sc	$1,3 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$3,7 \cdot 10^{-4}$	$1,4 \cdot 10^{-3}$
Co	$7,4 \cdot 10^{-2}$	$2,5 \cdot 10^{-2}$	$6,7 \cdot 10^{-2}$	$4 \cdot 10^{-2}$
Na	$2,3 \cdot 10^{-3}$	$4,3 \cdot 10^{-3}$	$2,1 \cdot 10^{-2}$	$1,3 \cdot 10^{-1}$

Литература

Велинский В.В., Вартанова Н.С., Банников О.Л. Петрохимические критерии асбестонности гипербазитов. - В кн.: Петрохимия. Аспекты петрологии и **металлогенеза**. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1982, с. 90-114.

Волохов И.Н., Иванов В.М., Пругов В.П. Усинский габбро-пироксенит-дунитовый интрузивный комплекс Кузнецкого Алатау. - В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т. I. М.: Наука, 1969, с. 216-234.

Вопросы методики поисков, разведки и промышленной оценки месторождений хризотил-асбеста. Свердловск, 1976. 168 с.

Коновалова О.Г., Прусевич Н.А. Дунит-гарцбургитовые массивы Кузнецкого Алатау и Салаира. Новосибирск: Наука, 1977. 166 с.

Критерии прогноза месторождений асбеста и талька. Совет экономической взаимопомощи. Белград, 1978. 51 с.

Офиолитовая ассоциация Кузнецкого Алатау /Тончаренко А.И., Кузнецов П.П., Симонов В.А., Чернышев А.И. Новосибирск: Наука, 1982. 104 с.

Пинус Г.В., Кузнецов В.А., Волохов И.М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. Изд-во АН СССР. М.: 1958. 295 с.

Пругов В.П. Среднетерсинский габо-пироксенит-дунитовый плутон (Кузнецкий Алатау). – В кн.: Магматические формации Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1971, с. 44–61.

Сибилев А.К. Петрология и асбестоносность офиолитов (на примере Идзюмского массива в Западном Саяне). Новосибирск: Наука, 1980, 216 с.

Ф.П.Леснов, В.Г.Цимбалист

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ И ЗОЛОТА В БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВЫХ АССОЦИАЦИЯХ МОНГОЛИИ

Базит-гипербазитовые ассоциации на территории Монголии образуют ряд протяженных, разнонаправленных и разновозрастных поясов. Они приурочены к зонам глубинных разломов, разграничивающих многочисленные блоки, на которые расчленена эта часть Центрально-Азиатского складчатого пояса. Совместно с вулканогенными и терригенными породами, плагиогранитными интрузивами, дайковыми сериями и другими образованиями сложные базит-гипербазитовые тела образуют офиолитовые ассоциации. Изучению ультраосновных и габброидных пород Монголии в последние годы уделялось значительное внимание. Выявлены основные закономерности структурного положения слагаемых ими тел, их морфология, внутреннее строение и вещественный состав (Пинус и др., 1976, 1979а, 1981; Леснов, 1981в; Леснов и др., 1977; Леснов, Агафонов, 1980) выяснены некоторые особенности их генезиса (Пинус и др., 1979б, 1980; Леснов, 1979, 1981а,б).

В процессе комплексного изучения вещественного состава пород базит-гипербазитовых ассоциаций Монголии впервые были получены данные о закономерностях распределения в них фоновых содержаний элементов платиновой группы (ЭПГ) – платины, палладия, рутения, родия, а также золота. Для определения содержаний благородных металлов в работе использован атомно-абсорбционный ме-

тод (Цимбалист и др., 1978). Навеска пробы полностью переводилась в раствор последовательной обработкой кислотами и окислительным спеканием нерастворимого в кислотах остатка. Благородные металлы отделялись от матрицы и концентрировались экстракцией. В качестве группового экстрагента использовался 0,5-мольный раствор алкиланилина в толуоле. Концентрация элементов в органических растворах-экстрактах замерялась на спектрофотометре фирмы "Перкин-Эльмер", модель 503 с графитовым атолизатором HGA-74 и дейтериевым корректором фона. Коэффициент вариации результатов определений, по которому оценивалась их воспроизводимость, составил 15-40 %. В общей сложности проанализировано 100 проб различных типов пород из 12 базит-гипербазитовых плутонов, отличающихся структурным положением, размерами, петрографическим составом и другими признаками: Наранский плутон (59 анализов), Тайширинский (5), Шишхидгольский (4), Их-хаджумский (4), Ихэдуланский (4), Армакгольский (6), Хутульский (2), Алагульский (1), Дэоленский (2), Улахидский (5), Уланхудукский (3), Баянлэгский (5). При обобщении полученных аналитических данных (см. таблицу) выявлены следующие закономерности в распределении ЭПГ и золота в породах базит-гипербазитовых ассоциаций Монголии.

Содержание платины во многих исследованных породах - около 10 мг/т, что значительно ниже кларка ультраосновных пород (Виноградов, 1962), 200 мг/т. Наиболее высокое содержание элемента (58 мг/т) обнаружено в пробе рудного хромита из Наранского плутона. По средним содержаниям платины породы гипербазитовых массивов (дуниты, гарцбургиты, лерцолиты и их серпентинизированные разности), а также породы переходных зон, развитых на контакте гипербазитовых массивов и прорывающих интрузивов габброидов (верлиты, диопсидиты, вебстериты, энстатититы), существенно не отличаются. Вместе с тем в Наранском плутоне вебстериты характеризуются более высокими концентрациями платины по сравнению с другими типами пород. В вебстеритах выявлена обратная корреляционная зависимость содержаний платины от содержаний алюминия и натрия. Габбро-нориты Наранского плутона содержат в два-три раза меньше платины по сравнению с прорываемыми ими гипербазитами. Судя по средним величинам, наиболее богаты этим элементом дуниты. Серпентинизация гипербазитов приводит

к частичному снижению концентрации платины. В отличие от базит-гипербазитовых ассоциаций других регионов (Crocket, 1979), в рудных хромитах из ассоциаций Монголии не были выявлены заметно повышенные содержания этого элемента.

Палладий, как и платина, во всех исследованных типах пород содержится в количествах, заметно уступающих кларку ультраосновных пород (Виноградов, 1962) – 120 мг/т. Средние содержания этого элемента снижаются в ряду лерцолит-дунит-вебстерит-верлит-серпентинит. В одной из проб гарцбургитов установлена наиболее высокая концентрация палладия (190 мг/т), хотя в среднем эти породы обеднены данным элементом. Рудные хромиты также характеризуются низкими содержаниями палладия. Обращает на себя внимание относительно повышенная концентрация этого элемента в габбро-норитах, а также плагиогранитах. В дунитах, лерцолитах, вебстеритах и габбро-норитах содержания палладия превышают содержания платины, в то время как в гарцбургитах, верлитах и серпентинитах фиксируются обратные соотношения. К сказанному добавим, что в вебстеритах Наранского плутона установлена положительная корреляция содержаний палладия и закиси железа.

Содержание рутения в большинстве типов пород – около 20 мг/т. Наиболее высокие его содержания установлены в единичных пробах вторичных оливин-серпентиновых пород (50 мг/т) и диабазов из вмещающих вулканогенных толщ (59 мг/т). Заметное обогащение рутением наблюдается в рудных хромитах, в то время как верлиты обеднены этим элементом. Промежуточные значения установлены в вебстеритах, дунитах, гарцбургитах и лерцолитах. В вебстеритах Наранского плутона выявлена отрицательная корреляционная зависимость между содержаниями рутения и кремнезема.

Золото в ультраосновных породах имеет кларк 5 мг/т, в основных – 4 мг/т. (Виноградов, 1962). Полученные данные свидетельствуют, что в породах гипербазитовых тел (гарцбургиты, дуниты, серпентиниты, лерцолиты) содержания золота близки или несколько меньше кларка. В то же время в породах переходных зон базит-гипербазитовых плутонов, особенно в верлитах содержание этого элемента выше кларка. Та же тенденция отмечена и для рудных хромитов. В вебстеритах содержания золота обнаруживают положительную корреляцию с содержаниями титана и трехвалентного

Средние содержания элементов платиновой группы и золота
в породах базит-гипербазитовых ассоциаций Монголии, мг/т

Породы	Количество анализов	Pt	Pd	Ru	Rh	Au	Сумма ЭПГ и Au	Pt/Pd
Дуниты	4	18,2	19,7	21,0	2,5	3,5	64,9	0,92
Гарцбургиты	11	11,2	6,9	16,1	2,8	5,9	42,9	1,62
Лерцолиты	3	17,2	29,5	16,0	2,9	3,3	68,9	0,58
Верлиты	11	11,1	10,1	4,1	1,3	11,9	38,5	1,10
Вебстериты	13	13,9	19,3	19,5	3,4	7,3	69,4	0,72
Серпентиниты	9	10,9	8,9	13,2	1,9	6,3	41,2	1,20
Хромиты рудные	29	8,3	8,2	25,9	8,0	8,5	58,9	1,01
Габбро- нориты	7	5,5	16,7	21,7	3,2	24,3	71,4	0,34
Диабазы	4	8,5	7,7	26,0	6,3	26,4	74,9	1,11
Плагιο- граниты	5	4,2	17,0	16,8	2,2	14,4	54,6	2,47
Амфибо- литы	1	11,0	22,0	18,0	6,0	7,8	64,8	0,50
Магнетиты рудные	2	8,4	4,5	9,2	2,3	1,1	25,5	1,87

железа. Что касается основных пород (габбро-нориты, диабазы из вмещающих толщ), то в них содержания золота существенно превышают кларк.

Сумма содержаний проанализированных пяти элементов в ультраосновных породах определяется прежде всего количествами платины, палладия и рутения. Она последовательно возрастает в ряду верлиты - серпентиниты - гарцбургиты - вебстериты - дуниты - лерцолиты. В габбро-норитах сумма содержаний элементов имеет приблизительно то же значение, что и в породах гипербазитовых массивов, однако ведущими компонентами здесь являются палладий, рутений и золото.

Породы исследованных базит-гипербазитовых плутонов Монголии в целом характеризуются пониженными по сравнению с кларками содержаниями ЭПГ. Вместе с тем для некоторых плутонов (На-

ранский, Тайпилинский, Их-хаджумский, Улахидский) характерны относительно повышенные фоновые содержания проанализированных элементов.

Литература

Виноградов А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. - Геохимия, 1962, № 7, с. 555-571.

Леснов Ф.П. О базит-гипербазитовых ассоциациях Монголии. - В кн.: Геология и магматизм Монголии. М.: Наука, 1979, с. 156-157.

Леснов Ф.П. Полигенные базит-гипербазитовые плутоны как особый тип магматогенных образований складчатых областей. - В кн.: Петрология литосферы и рудоносность. Л.: Изд. ВСЕГЕИ, 1981а, с. 206-207.

Леснов Ф.П. Полигенные базит-гипербазитовые плутоны складчатых областей. - В кн.: Эволюция офиолитовых комплексов. (Тез. докл. Всесоюз. симпозиума). Свердловск, 1981б, с. 6-8.

Леснов Ф.П. Структурно-генетические взаимоотношения гипербазитов и габброидов в офиолитовых поясах Монголии. - В кн.: Вопросы магматизма и металлогении Монгольской Народной Республики. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1981в, с. 62-71.

Леснов Ф.П., Агафонов Л.В. Материалы к геологии и петрологии Баянхонгорского базит-гипербазитового пояса в Центральной Монголии. - В кн.: Петрология гипербазитов и базитов Сибири, Дальнего Востока и Монголии. Новосибирск: Наука, 1980, с. 27-54.

Леснов Ф.П., Меляховецкий А.А., Баярхуу Ж. Шинхидгольский гипербазитовый массив (Северная Монголия). - В кн.: Материалы по генетической минералогии и петрологии. Новосибирск: Наука, 1977, с. 74-83.

Пинус Г.В., Агафонов Л.В., Леснов Ф.П. Взаимоотношения членов офиолитовых ассоциаций Центрально-Азиатского складчатого пояса. - Геол. и геофиз., 1979б, № II, с. 10-20.

Пинус Г.В., Агафонов Л.В., Леснов Ф.П. Строение офиолитовых ассоциаций Монголии и возможный механизм их образования. - Геол. и геофиз., 1980, № II, с. 25-36.

Пинус Г.В., Агафонов Л.В., Кузнецов П.П., Леснов Ф.П. Петрология гипербазитов Баянлагского пояса (Южная Монголия). - В кн.: Вопросы генетической петрологии. Новосибирск: Наука, 1981, с. 180-194.

Пинус Г.В., Велинский В.В., Леснов Ф.П. и др. Гипербазитовые пояса Центральной Азии и некоторые общие вопросы петрологии гипербазитов. - В кн.: Проблемы петрологии. М.: Наука, 1976, с. 94-105.

Пинус Г.В., Леснов Ф.П., Агафонов Л.В., Баярхуу Ж. Альпинотипные гипербазиты Монголии и их металлогения. - В кн.: Геология и магматизм Монголии. М.: Наука, 1979а, с. 145-155.

Цимбалист В.Г., Мельникова Р.Д., Андросова Н.В., Васильева А.А., Гиндин Л.М. Определение благородных металлов в природных материалах методом беспламенной атомно-абсорбционной спектрофотометрии. - В кн.: Физические методы анализа и геохимии. Новосибирск, Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1978, с. 78-94.

Crocket I.H. Platinum-group elements in mafic and ultramafic rocks: a survey. - Canad. Miner., 1979, v. 17, p. 391-402.

Л.В.Агафонов, С.И.Ступаков

ПЕТРОЛОГИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ БАЗИТОВЫХ, УЛЬТРАБАЗИТОВЫХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД КЕРУЛЕНСКОЙ ЗОНЫ РАЗЛОМОВ

Керуленская зона разломов (шовная зона) расположена в средней части Керуленского блока, ограничивающего с востока Центрально-Монгольскую складчатую систему (Зоненшайн, 1972). Она ориентирована в восток-северо-восточном направлении и имеет протяженность около 150 км. Данные по геологическому строению и стратиграфии этого района приведены в работах В.А.Амантова (1966), Л.П.Зоненшайна (1972), В.А.Благоднарова и др. (Геология..., 1973), И.П.Палея и З.А.Журавлевой (1978). По этим данным, в строении Керуленской зоны разломов участвуют разновозрастные метаморфические, эффузивно-осадочные и интрузивные образования, временные взаимоотношения между которыми часто затуше-

ваны сложной тектонической обстановкой. Наиболее древние—верхнепротерозойские образования, слагающие основание Керуленского блока, представлены хлорит—серицитовыми сланцами с реликтами псаммитовых структур, кварцитами, песчаниками, зеленокаменно—измененными эффузивами и известняками, слагающими маломощные пачки и небольшой протяженности линзы (Геология..., 1973). Метаморфизм этих отложений отвечает зеленосланцевой фации. Верхнепротерозойские образования подразделяются на три толщи: нижнюю, состоящую из кварцитов и кварцитовидных песчаников; среднюю, характеризующуюся присутствием среди кремнистых сланцев прослоев и линз известняков; и верхнюю, представленную графитсодержащими сланцами. Общая мощность этих отложений составляет 4400 м. На метаморфизованных породах протерозоя с размывом и несогласием залегают вендкембрийские отложения (Амантов, 1966; Дуранте, Филиппова, 1973), представленные двумя комплексами: нижним терригенно—карбонатным и верхним вулканогенным. В составе терригенно—карбонатной толщи присутствуют песчаники, алевролиты, известняки, гравелиты и конгломераты. В известняках обнаружены археоциаты и онколиты вендкембрийского возраста. В подчиненном количестве отмечаются зеленокаменно—измененные базальтовые и андезитовые лавы и их пирокластический материал. Мощность толщи 800—1000 м. Вулканогенная толща общей мощностью около 2000 м сложена базальтовыми, андезит—базальтовыми и андезитовыми порфиритами, туфами и туфобрекчиями с горизонтами кремнисто—туфогенных сланцев, кварцитов, известняков. С терригенно—карбонатными отложениями вулканические породы повсеместно связаны постепенными переходами (Амантов, 1966; Благонравов, 1973). Ряд исследователей (Палей, Журавлева, 1978) считают, что вулканогенные породы имеют более древний возраст, чем терригенно—карбонатные. По их мнению, вулканы и ассоциирующие с ними гипербазиты шарьированы на терригенную толщу, однако это противоречит наблюдаемым стратиграфическим соотношениям названных толщ.

Венд—кембрийские отложения перекрываются молассовидными конгломератами и песчаниками предположительно среднекембрийского возраста, среди которых найдены гальки широко распространенных в Керуленской зоне серпентинитов, габброидов и диоритов (Амантов, 1966). Метаморфические и осадочно—вулканогенные обра-

зования интрузируются гранитоидами каменноугольного и юрского (?) возраста (Геологическая карта..., 1971). Все они в той или иной мере перекрываются несогласно лежащими юрскими отложениями кислых эффузивов.

Изученный район находится в центральной части Керуленской шовной зоны и протягивается в юго-западном направлении от сомо-на Мурэн на 50 км (рис. 1). В пределах этого района распространены метаморфизованные верхнепротерозойские и венд-кембрийские осадочно-вулканогенные образования. Интрузивные породы представлены ультрабазитами, габброидами и гранитоидами. Анализы химических составов пород изученного района приведены в табл. I.

Верхнепротерозойские метаморфические породы сохранились в центральной части района в виде блока 10х4 км, представляющего собой провес кровли на крупном гранитоидном массиве. Они сложены главным образом амфиболитами с подчиненным количеством кварцитов (редко железистых), графитсодержащих мраморов и кристаллических сланцев, иногда микроплочатых. Среди амфиболитов участками отмечаются гранито-гнейсы. В контакте с гранитами метабазиты и кристаллические сланцы изменяются с образованием гранат-эпидот-актинолит-хлоритовых скарнов, в которых гранат, представленный андрадитом, явно преобладает. Мелкие останцы верхнепротерозойских образований в виде ксенолитов встречаются среди гранитов, а также среди габброидов, где они подвергаются контактовому метаморфизму с образованием двупироксеновых и кордиерит-гиперстеновых роговиков. Наиболее широко роговики распространены в районе г. Ават-Обо. Метаморфические породы секутся дайками гранитоидов, диабазов и лабрадоровых порфиритов. Обобщенные парагенезисы наиболее распространенных верхнепротерозойских пород представлены: 1) гнейсы - биотит + кварц + плагиоклаз $\pm$ мусковит; 2) кристаллические сланцы - биотит + кварц + плагиоклаз $\pm$ гранат $\pm$ мусковит $\pm$ кордиерит $\pm$ амфибол; 3) амфиболиты - роговая обманка + плагиоклаз $\pm$ кварц $\pm$ эпидот $\pm$ мусковит. Часто в этих парагенезисах присутствует магнетит, а также продукты низкотемпературного изменения, хлорит и серицит, иногда присутствуют сфен и апатит. В многочисленных жилах кварц-полевошпатового и кварц-эпидотового составов и в скарнах встречаются гидроокислы меди в виде зелени, реже халькопирит. Конкретные минеральные парагенезисы, приведенные в примечании к таблице химических составов пород Керуленской шовной зоны,

Таблица I

Химический состав метаморфических, интрузивных, аффузивных и дайковых пород Керуленской шовной зоны, вес. %

Компо- ненты	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	68,10	67,40	59,80	57,00	61,50	49,70	69,10	48,40	51,00	52,70	57,00	55,90	47,50	45,40	49,00
TiO ₂	0,60	0,70	0,95	0,98	0,58	1,12	0,53	0,69	0,83	0,73	0,75	0,70	0,72	0,65	1,28
Al ₂ O ₃	14,31	15,80	17,2	17,2	15,29	23,10	13,80	15,86	16,43	16,06	16,05	16,17	14,77	15,46	14,70
Fe ₂ O ₃	0,77	2,95	1,47	4,11	3,58	2,77	0,85	5,12	2,24	2,70	2,83	4,06	4,40	3,79	1,90
FeO	3,36	2,00	5,00	5,67	2,81	5,84	3,93	5,29	8,11	7,29	4,84	5,17	6,84	8,20	8,47
MnO	0,04	0,10	0,05	0,08	0,17	0,14	0,11	0,19	0,21	0,24	0,08	0,24	0,14	0,17	0,15
MgO	3,27	0,96	3,86	5,35	4,38	5,43	1,91	5,80	4,48	3,79	3,08	3,91	8,40	9,03	8,77
CaO	2,27	1,24	1,34	1,34	1,13	1,65	2,69	12,10	8,07	10,45	6,86	5,79	10,96	11,27	12,72
Na ₂ O	3,25	3,40	1,27	2,00	2,00	1,23	4,75	3,55	4,13	2,00	4,63	3,63	1,92	1,00	1,87
K ₂ O	1,82	2,33	6,00	2,00	4,00	3,88	0,14	0,52	0,67	1,29	1,14	1,43	1,14	0,52	0,18
P ₂ O ₅	0,16	0,19	0,22	0,14	0,43	0,20	0,19	0,28	0,44	0,26	0,39	0,34	0,24	0,14	0,07
Cr ₂ O ₃	Не обн.	Не обн.	0,024	0,048	Не обн.	0,06	0,03	0,03	0,03	0,03	Не обн.	Не обн.	0,04	0,04	0,06
NiO	"	"	Не обн.	0,018	"	0,04	0,02	Не обн.	Не обн.	Не обн.	"	"	Не обн.	0,03	Не обн.
H ₂ O ⁻	0,20	0,30	0,24	0,44	0,24	0,20	0,12	0,10	0,24	0,08	0,12	0,16	0,18	0,24	0,12
П.п.п.	2,03	3,02	2,28	3,46	3,63	4,26	1,53	2,18	3,00	2,21	2,03	2,51	2,88	3,81	0,96
Сумма	100,18	100,39	99,70	99,84	99,74	99,62	99,70	100,11	99,88	99,83	99,76	100,01	100,13	99,75	100,25
SO ₃	0,01	Не обн.	Не обн.	0,78	0,11	0,06	Не обн.	0,10	0,06	0,10	Не обн.	Сл.	0,11	0,03	Не обн.
H ₂ O ⁺	0,80	2,70	2,16	2,56	2,26	2,10	0,30	0,80	1,06	0,82	1,08	0,74	1,22	3,06	0,88
CO ₂	0,05	Не обн.	0,21	Не обн.	Не обн.	0,05	0,05	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,26	0,05	0,05	Не обн.	Не обн.

Примечание. Анализы I-34, 36-41 - выполнены А.В. Сухаренко; анализы 35,42-58 - выполнены М.И. Зеркаловой на квантometре "I500-B". 3062 - Би + Кв + Пл; 3060-2 - Кв + Би + Му + Сер; 3101-3 - Кв + Би + Пл + Мт; 3100 - Кв + Би + Корд + Пл + Сер + Мт; 3081-3 - Кв + Би + Пл + Мт; 3080-3 - Кв + Би + Му + Сер + Пл + Ап + Мт; 3062-3 - Пл + Ант + Кв + Мт; 3081 - РО + Эп + Пл + Кв + Сер + Сф + Мт; 3077-1 - РО + Пл + Эп + Мт; 3062-5 - РО + Пл + Эп + Сер + Мт; 3062-2 - РО + Пл + Сер + Кв + Сф + Пл; 3060-3 - РО + Пл + Кв + Мт; 3060 - РО + Пл + Мт; 3077-2 - Эп + РО + Кв + Му + Мт; 3082-4 - Пл + Гип + Кпр + Мт; 3082-10 - Пл + Гип + Кпр + РО + Мт; 3082-12 - Пл + Гип + Кпр + РО + Мт; 3082-5 - Пл + Гип + Кпр + РО + Мт; 3085-3 - Корд + Гип + Пл + Мт; 3083-14 - Пл + Гип + Кпр + РО + Мт; 3083-9 - Пл + Гип + Кпр + Мт; 3083-7 - Ол.

Компо- ненты	I6	I7	I8	I9	20	2I	22	23	24	25	26	27	28	29	30
SiO ₂	49,80	52,80	48,80	48,00	47,40	48,40	41,90	40,00	38,20	37,60	43,50	46,20	45,30	49,90	54,50
TiO ₂	1,55	1,09	1,47	1,13	1,34	1,29	0,13	0,27	0,14	0,06	0,28	1,18	0,21	1,08	0,65
Al ₂ O ₃	14,80	17,70	13,84	21,70	15,25	14,20	16,30	5,30	5,71	8,45	13,10	17,40	14,25	17,30	19,29
Fe ₂ O ₃	3,10	1,15	2,20	1,80	1,59	2,19	2,32	5,00	7,13	8,32	2,42	1,01	1,86	0,89	0,79
FeO	8,20	7,30	8,79	13,20	8,99	8,20	5,73	10,60	5,29	2,78	7,60	9,08	7,67	7,20	6,00
MnO	0,17	0,10	0,16	0,15	0,17	0,18	0,08	0,17	0,14	0,10	0,10	0,12	0,11	0,12	0,03
MgO	6,69	4,98	8,38	10,04	9,92	9,44	18,44	18,16	29,16	27,09	20,46	11,60	17,55	9,37	5,20
CaO	11,58	8,48	13,24	1,24	11,48	12,00	8,38	3,62	3,41	3,51	6,93	9,82	10,03	10,98	8,58
Na ₂ O	2,50	4,00	1,46	0,29	1,33	1,66	1,47	0,55	0,50	0,34	1,07	2,00	0,64	1,74	3,60
K ₂ O	0,18	0,29	0,16	0,31	0,27	0,16	0,10	0,10	0,04	0,21	0,14	0,27	0,14	0,27	0,69
P ₂ O ₅	0,16	0,35	0,13	0,02	0,11	0,02	0,025	0,015	0,09	0,01	0,03	0,025	0,025	0,01	0,16
Cr ₂ O ₃	0,06	0,03	0,07	0,08	0,04	0,06	0,096	0,034	0,31	0,18	0,07	0,06	0,03	0,07	0,014
NiO	Не обн.	0,18	Не обн.	0,037	Не обн.	Не обн.	0,12	0,18	0,17	0,10	0,09	0,04	0,10	Не обн.	Не обн.
H ₂ O ⁺	0,14	0,24	0,20	0,16	0,18	0,20	0,28	0,36	0,44	0,42	0,36	0,18	0,32	0,11	0,18
П.п.п.	0,88	1,13	1,06	2,04	2,16	2,15	5,03	5,46	8,58	11,00	4,29	1,24	2,04	1,04	0,60
Сумма	99,81	99,65	99,96	100,19	100,23	100,15	100,39	99,82	99,76	100,16	100,44	100,22	100,27	99,96	100,33
SO ₃	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,02	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,09	Не обн.	0,01	0,24	Не обн.	0,06	Не обн.
H ₂ O ⁺	0,66	0,96	1,20	1,64	Не обн.	0,20	5,02	5,04	6,66	9,08	3,74	0,92	1,78	0,89	0,12
CO ₂	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,26	0,05	Не обн.	0,10	0,58	0,26	0,31	0,31	Не обн.	Не обн.	Не обн.

+ Пл + PO + Гер + Мт; 3083-5 - Ол + Пл + PO + Мт; 3083-1 - Ол + Пл + PO + Мт; 3083-6 - Серп + Пл + Мт + Сос; 3083-15 - Ол + PO + Пл + Мт + Сос; 3084-4 - Пл + Ол + Кпр + PO + Мт; 3082-1 - Ол + Пл + Кпр + PO + Мт; 3084-3 - Опр + Кпр + Пл + Амф + Мт; 3082-13 - Пл + Опр + Кпр + Амф + Мт; 3084-2 - Опр + Кпр + Пл + Амф + Мт; 3083-16 - Пл + Опр + Кпр + Амф + Мт; 3083-10 - Пл + PO + Тр + Сос + Мт; 3083-8 - Пл + PO + Тр + Сос + Мт; 3057-5 - Эп + Хл + PO + Пл + Сос + Мт; 3083-3 - Серп + Хл + Мт; 3083-2 - Серп + Хл + Мт; 3083-12 - Ол + Опр + Тр + Серп + Мт; 3083-4 - Ол + Тр + PO + Плеон + Мт; 3076-2 - Кпр + Хл + Тр + Мт; 3052-3 - Би + Хл + Серп + Мт; 3066-5 - Пл + PO + Хл + ТиМт + Кв + Сос (лабрадорский фидит); 3965-5 - Пл + PO + Хл + ТиМт + Кв + Сос (лабрадорский порфирит); 3086-1 - Кпр + Серп + Хл + Мт + Шп (базальт); 3066-3 - Пл + Акт +

Компо- ненты	3I	32	33	34	35	36	37	38	39	40	4I	42	43	44	45
SiO ₂	52,00	53,80	45,40	46,30	47,00	35,60	35,90	45,50	38,00	50,80	43,00	51,00	53,00	39,00	49,00
TiO ₂	0,6I	0,84	0,18	0,13	1,84	0,12	0,2I	0,35	0,08	0,10	0,99	1,98	2,08	1,09	0,10
Al ₂ O ₃	16,40	17,22	19,80	24,60	15,50	0,78	1,90	2,10	4,27	2,08	21,75	18,30	16,60	16,60	14,40
Fe ₂ O ₃	0,70	1,02	0,97	0,75	5,01	11,10	9,56	4,75	13,64	2,73	11,59	3,34	5,47	2,73	3,09
FeO	7,56	6,65	5,14	2,93	7,45	3,96	4,54	8,10	3,48	5,02	4,70	6,60	4,66	5,40	5,92
MnO	0,11	0,16	0,06	0,05	0,26	0,11	0,14	0,17	0,19	0,12	0,23	0,21	0,22	0,28	0,22
MgO	10,53	6,69	11,30	5,65	7,05	34,83	35,00	27,44	30,64	16,90	6,17	4,30	4,70	11,55	9,60
CaO	8,89	8,03	10,24	11,89	10,10	He обн.	0,31	5,70	2,17	19,86	1,55	8,15	4,00	15,60	12,80
Na ₂ O	2,10	3,50	1,92	3,00	2,22	0,04	0,05	0,32	0,39	0,25	3,60	3,40	3,90	0,26	1,00
K ₂ O	0,25	0,41	0,38	0,63	0,25	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	2,50	1,23	1,31	0,53	1,46
P ₂ O ₅	0,025	0,22	0,025	0,015	-	0,015	0,025	0,01	0,015	0,015	0,14	-	-	-	-
Cr ₂ O ₃	0,096	0,02	0,089	0,09	"	0,30	0,29	0,40	0,03	0,13	0,068	"	"	"	"
NiO	0,04	0,04	0,058	Сл.	"	0,20	0,24	0,13	0,10	0,04	He обн.	"	"	"	"
H ₂ O ⁺	0,13	0,12	0,16	0,20	"	0,58	0,42	0,36	0,28	0,12	0,18	"	"	"	"
П.п.п.	0,94	1,17	4,79	3,99	3,58	12,56	11,87	4,71	6,56	1,91	3,41	2,18	4,68	7,42	2,50
Сумма	100,38	99,89	100,51	100,23	100,26	100,25	100,51	100,09	99,87	100,13	99,88	100,69	100,62	100,46	100,09
SO ₃	He обн.	0,03	He обн.	0,02	-	Сл.	He обн.	He обн.	0,02	0,08	0,03	-	-	-	-
H ₂ O ⁺	0,77	He обн.	4,44	2,30	"	10,72	11,60	4,37	4,82	0,08	3,32	"	"	"	"
CO ₂	He обн.	0,05	0,42	0,26	"	0,47	0,21	He обн.	0,05	0,05	0,10	"	"	"	"

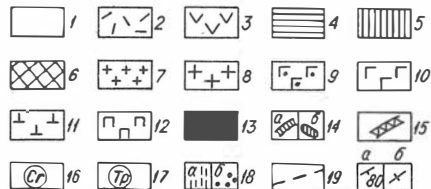
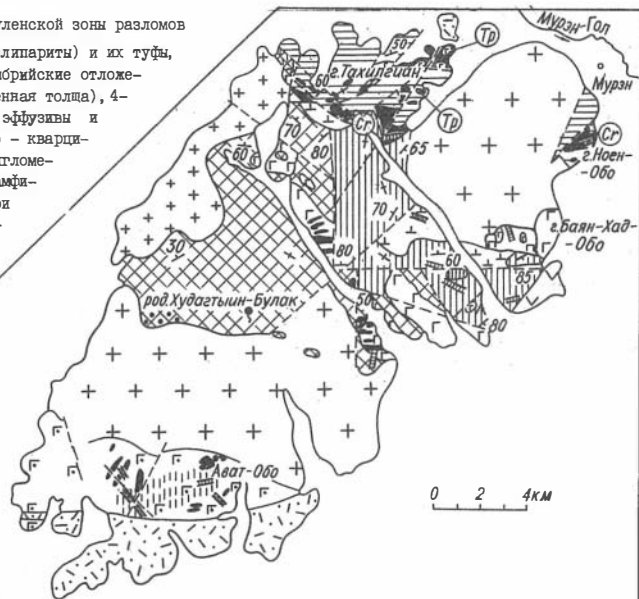
+ Хл + Эп + Карб + Сос (диабазовый порфирит); 3066-4 - Пл + Акт + Хл + Эп + Ка + Сос (диабазовый порфирит); 3069-I - Акт + Пл + Эп + Хл + Сос (диабазовый порфирит); 3070 - Эп + Пл + Хл + Сос (диабаз афировый); 3057-I - Пл + Хл + Ка + Сос (плагио раниит); 3057 - Акт + Хл + Пл + Сф (слабо ороговикованный диабаз); 3057-2 - Пл + Ка + Мг + Хл (андезит); 3057-3 - Пл + Акт + Хл + Тимт + Сос (диабазовый порфирит); 3057-4 - Пл + Акт + Эп + Хл + Мт + Сос (диабаз); 3058 - Пл + Эп + Ка + Акт + Хл + Мт + Сос (диабаз афировый); 3058-I - Пл + Эп + Хл + Аб + Ка + Сос (диабазовый порфирит); 3058-2 - Пл + Эп + Ка + Хл + Тимт + Сос (диабаз); 3086-2 - Акт + Эп + Хл + ХрШп + Сос (туф диабазового порфирита); 3102 - Хл + Сер + Пл + Мт (сланец аподиабазовый).

КОМПОНЕНТЫ	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58
SiO ₂	47,00	54,00	53,00	66,00	53,00	58,00	51,00	53,00	45,00	50,00	46,00	50,00	50,00
TiO ₂	0,38	0,38	0,42	0,28	0,17	1,32	3,42	1,08	1,74	1,75	3,42	0,79	0,80
Al ₂ O ₃	13,70	13,12	16,40	14,20	16,40	18,30	14,30	14,05	18,60	16,00	14,85	13,00	15,20
Fe ₂ O ₃	3,47	2,45	5,62	1,32	1,54	7,05	8,00	3,50	7,35	6,85	10,90	0,26	5,11
FeO	6,12	6,36	3,21	2,12	4,69	0,68	3,63	5,18	2,68	3,41	4,91	7,99	3,63
MnO	0,34	0,25	0,30	0,22	0,25	0,06	0,18	0,22	0,21	0,25	0,26	0,29	0,42
MgO	12,60	7,00	6,55	4,50	8,20	0,70	5,70	6,50	4,70	4,90	6,50	12,80	5,50
CaO	10,50	10,90	7,75	3,30	11,40	3,00	4,55	6,60	12,20	9,20	4,85	12,00	8,20
Na ₂ O	1,67	2,38	3,00	4,00	1,42	3,78	4,17	4,50	3,80	3,90	3,80	1,17	2,18
K ₂ O	1,77	1,46	1,00	0,48	0,36	2,50	0,50	0,40	0,16	0,09	0,36	0,44	0,66
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr ₂ O ₃	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"
NiO	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"
H ₂ O ⁻	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"
П.п.п.	2,78	2,24	3,60	4,72	3,36	4,60	5,24	5,42	2,68	3,88	4,74	1,80	9,24
Сумма	100,33	100,54	100,85	101,14	100,79	99,99	100,69	100,45	99,12	100,23	100,59	100,54	100,94
SO ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
H ₂ O ⁺	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"
CO ₂	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"

1,2 - ейсн (обр. 3062 и 3060-2); 3-7 - кристаллические сланцы (обр. 3110-3, 3100, 3081-3, 3080-3, 3062-3); 8-14 - амфиболиты (обр. 3081, 3077-1, 3062-5, 3062-2, 3060-3, 3060, 3077-2); 15-21 - роговики (3082-4, 3082-10, 3082-12, 3082-5, 3085-3, 3083-14, 3083-9); 22-26 - троктолиты (обр. 3083-7, 3083-5, 3083-1, 3083-6, 3083-15); 27,28 - оливиновые габбро (обр. 3084-4, 3081-1); 29-32 - габбро-нориты (обр. 3084-3, 3082-13, 3084-2, 3083-16); 33-35 - габбро (обр. 3083-10, 3083-8, 3057-5); 36,37 - серпентиниты (обр. 3083-3, 3083-2); 38 - лерцолит (обр. 38); 39 - верлит (обр. 3083-4); 40 - диопсидит (обр. 3076-2); 41-44 - породы из даек (обр. 3052-3, 3066-5, 3065-5, 3086-1); 45-49 - породы гипабиссальных интрузий (обр. 3066-3, 3066-4, 3069-1, 3070, 3057-1); 50-58 - аффузивы (обр. 3057, 3057-2, 3057-3, 3057-4, 3058, 3058-1, 3058-2, 3086-2, 3102).

Рис. I. Геологическое строение центральной части Керуленской зоны разломов

I - современные рыхлые отложения; 2 - кислые эффузивы (липариты) и их туфы, конгломераты, гравелиты, песчаники ($J?$); 3-5 - венджеморийские отложения ($V-C_1$): 3 - основные эффузивы и их туфы (вулканогенная толща), 4 - алевролиты, песчаники, гравелиты, известняки, основные эффузивы и их туфы (терригенно-вулканогенная, переходная толща); 5 - кварциты, алевролиты, олигомиктовые песчаники, гравелиты, конгломераты и известняки (терригенно-карбонатная толща); 6 - амфиболиты, кристаллические сланцы, гнейсы, редкие прослои кварцитов и линзы мраморов ($PR_3?$); 7 - граниты калишпатовые (J_{2-3}); 8 - гранодиориты, граниты, плагiogраниты, кварцевые диориты (C); 9-10 - габброиды ($V-C_1$): 9 - габбро, габбро-нориты; 10 - измененные, амфиболизированные габбро; 11 - гипабиссальные интрузии диабазовых порфиритов; 12 - пироксениты; 13 - серпентиниты, плагиоферидотиты, троктолиты; 14 - дайки (a) и мелкие штоки (б) кислых пород; 15 - дайки основных пород; 16 - рудопровявления хромитов; 17 - тремолиты; 18 - контактово-метаморфизованные породы; а - роговики, б - скарны; 19 - разломы; 20 - элементы залегания: а - наклонные, б - вертикальные



соответствуют эпидот-амфиболитовой фации низкотемпературного регионального метаморфизма.

Верхнепротерозойские образования перекрываются венд-кембрийскими, резко отличными по степени метаморфизма, отложениями. Соотношения между ними в данном районе везде тектонические. Венд-кембрийские отложения по литологическому составу нами условно подразделены на три толщи: нижнюю – терригенно-карбонатную, среднюю – терригенно-вулканогенную и верхнюю – вулканогенную. Терригенно-карбонатная толща сложена кварцитами, алевролитами, олигомиктовыми песчаниками, гравелитами и конгломератами, серой и светло-зеленой окраски. В ограниченных количествах в этой толще встречаются маломощные прослои известняков и кислых эффузивов. В составе песчаников преобладает кварц с незначительной примесью плагиоклаза, граната, сфена, рудного минерала. Цемент хлоритовый, хлорит-серицитовый. В конгломератах и гравелитах обломки представлены только кремнистым материалом; цемент-кварц-хлорит-серицитовый. В случае прорыва терригенной толщи дайками лабрадоровых или диабазовых порфиритов в конгломератах наблюдаются жилки и шпирообразные выделения амфибол-эпидотового или амфиболового состава. Отсутствие в конгломератах и гравелитах эффузивных пород указывает на более древний вендкембрийский возраст терригенно-карбонатной толщи. Это подтверждается и данными В.А.Амантова (1966), полученными при изучении венд-нижнекембрийского комплекса пород в районе сомона Идэрмэг. Этот комплекс содержит базальные конгломераты с галькой и дресвой только верхнепротерозойских пород – кварцитов, микрослюдистых и пазинитовых сланцев, вероятным источником последних являются верхнепротерозойские амфиболиты. В двух случаях терригенно-карбонатные отложения рвутся гипабиссальными или близповерхностными интрузиями диабазовых порфиритов, которые характеризуются полнокристаллической структурой, наличием зон закалки и ксеногенных обломков амфиболитов и кварцитов в периферийных частях, и рвущими интрузивными контактами с вмещающими породами. Контактное воздействие проявилось очень слабо, что, по-видимому, связано с малоглубинностью этих интрузий и большим содержанием в их составе воды, из-за чего, возможно, в них отсутствуют и реликты клинопироксена.

Терригенно-вулканогенная, переходная толща сложена алевролитами, песчаниками, гравелитами и известняками. Встречаются

маломощные прослои конгломератов, содержащих гальки только кремнистых пород. Цемент хлорит-серицитовый. По составу они сходны с конгломератами терригенной толщи. Наряду с перечисленными породами примерно половину объема этой толщи занимают вулканиды-диабазы, диабазовые порфиры, иногда сильно рассланцованные, андезиты, туфы и туфобрекчии, сложно перемежающиеся с терригенными членами. Среди туфов и туфобрекчий присутствуют обломки песчаников, аналогичных песчаникам терригенной толщи, и обломки ультраосновных пород - хромшпинелидов и серпентинитов. В районе г.Ноен-Обо туфы и туфобрекчии, переслаивающиеся с песчаниками, залегают непосредственно на серпентинитах. Появление первых гипербазитовых обломков в переходной толще, свидетельствует о том, что гипербазиты протрудировали вмещающие породы и вышли на дневную поверхность к началу формирования терригенно-вулканогенных отложений. Именно ко времени формирования терригенно-вулканогенной толщи приурочены все выходы серпентинитов. Терригенные отложения и гипербазиты рвутся многочисленными дайками дибазов, дибазовых и лабрадоровых порфиритов, которые являются корнями эффузивов, слагающих верхнюю вулканогенную толщу.

Вулканогенная толща в данном районе обнажается в 2 км к югу от г.Баян-Хад-Обо и вблизи г.Унэгэг-Обо. В ее строении участвуют дибазы, дибазовые порфиры, иногда миндалекаменные, андезиты, серые, участками брекчированные, известняки и резко подчиненные по объему кварциты и кремнисто-туфогенные сланцы. Строение толщи можно показать на примере разреза, расположенного между дорогой, идущей в аймачный центр Ундэр-Хан и горой Обот-Ула (с юга на север):

Мощность, м

1. Пачки амфиболизированных и хлоритизированных дибазов (3057), иногда контактово-метаморфизованных (с юга) лейкократовыми кварц-калишпатовыми гранитами. Дибазы часто характеризуются роговиковой структурой. По микрокристаллическому агрегату хлорит-полевошпатового состава развиваются мелкие зерна и скопления актинолита. Рудный минерал представлен магнетитом - 300
2. Серые известняки мраморизованные - 10
3. Пластовое тело (дайка) рыжих плагиогранитов (3057-1), хлоритизированных и карбонатизированных. В карбонатных жилах отмечается лимонитизированный пирит - 30

4. Миндалекаменные андезитовые порфириды. Зерна сдвойникового плагиоклаза, слегка кальцитизированного и серпентинизированного, погружены в плохо раскристаллизованную массу, состоящую из мельчайших лейст плагиоклаза и хлорита интерсертальной структуры (3057-2) - 20

5. Пачки темно-серых тонкокристаллических диабазовых порфиров, незначительно карбонатизированных. Порфировые вкрапленники представлены плагиоклазом и актинолитом. Основная масса сложена мелкозернистым агрегатом плагиоклаза, актинолита, хлорита и густой рудной вкрапленности (3057-3). Среди порфиров встречаются небольшой мощности до 20-30 м пластовые тела или дайки плагиогранитов - 500

6. Диабазы зеленокаменно-измененные, местами хорошо раскристаллизованные и переходящие в микрогабро офитовой структуры (3057-4) с обильной рудной вкрапленностью. Внутри шток диаметром 50 м (3057-4) сильно соскjuritизированного, хлоритизированного и эпидотизированного крупнозернистого габро, насыщенного вкрапленностью магнетита. Ороговикования диабазов в контакте не наблюдается - 150

7. Темно-серые тонкозернистые афировые кальцитизированные диабазы офитовой структуры с вкрапленностью ильменита (3058) - 200

8. Эпидотизированные и хлоритизированные диабазовые порфириды, пронизанные тонкими жилками альбита (3058-1) - 150

9. Зеленокаменно-измененные диабазы (3058-2) - 100

10. Кварциты серые - 10

11. Зеленокаменно-измененные диабазы, аналогичные предыдущим - 20

12. Серые брекчированные известняки, состоящие из обломков мраморизованных (гранобластовых) мелкозернистых известняков, сцементированных тонкозернистой карбонатной массой - 200

13. Вишнево-зеленые лабрадоровые порфириды с крупными таблитчатой формы кристаллами плагиоклаза, замещающегося сыпью эпидота, хлорита и кальцита. Основная масса микролитовой структуры сечется мелкими жилками хлорит-эпидотового состава - 100

Общая мощность разреза - 1790

Простирание слоев широтное, падение субвертикальное. В скобках приведены номера проанализированных образцов.

Самые молодые по возрасту юрские образования, преимущественно распространенные в южной части района представлены кислыми эффузивами и их туфами, переслаивающимися с конгломератами, гравелитами и песчаниками. Интрузивные образования в пределах изученного района представлены гипербазитами, габброидами и гранитоидами. Среди последних выделяются калишпатовые граниты, плагиограниты и гранодиориты. Граниты, расположенные к северу от г.Ават-Обо, состоят из мелко-средне-зернистого агрегата кварца, пелитизированного калишпата и плагиоклаза, резко подчиненного первым. Встречаются двуслюдяные разности.

Гипербазиты и габброиды были предметом специального изучения, поэтому остановимся на их характеристике.

Ультраосновные породы данного района подразделяются нами на две формационные группы. Первая представлена альпинотипными гипербазитами, распространенными в северо-восточной части, в районе гор Тахилгийн и Ноен-Обо, среди терригенно-вулканогенных пород средней (переходной) венд-кембрийской толщи. Продукты их разрушения фиксируются в туфах основного состава, лежащих непосредственно на серпентинитах, что свидетельствует о более древнем возрасте последних по сравнению с венд-кембрийскими вулканитами. В изученном районе нами обнаружено 22 серпентинитовых тела общей площадью около 5 кв. км, не исключено, что фактически их больше. Это в основном крутопадающие пластинообразные тела, имеющие в плане линзовидную форму и залегающие как согласно, так и несогласно простиранию вмещающих пород. Они приурочены к системе разломов северо-западного простирания, отражением которой является широкая долина соответствующего простирания между г.Бор-Ундэр и г.Баян-Хад-Обо, разграничивающая терригенные отложения и граниты.

Вторая группа ультраосновных пород представлена дифференциатами габброидной магмы – плагиоперидотитами, расположенными в виде линз и полос с размытыми контактами среди габбро и габбро-норитов. Как правило, они в разной степени серпентинизированы и амфиболизированы, плагиоклаз соскритизирован. Габброиды также сильно изменены, за исключением массива г.Ават-Обо, который сложен преимущественно свежими разностями.

Габброиды внедрились позднее альпинотипных гипербазитов, о чем свидетельствует наличие в последних даек и штоков родингитизированных габбро.

В изученном районе закартировано еще несколько линзовидных тел клинопироксенитов (см. табл. I), также, вероятно, являющихся дифференциатами габброидной магмы. Эти пироксениты характеризуются интенсивной хлоритизацией и амфиболизацией, но даже при полной их хлоритизации сохраняется равномерно-зернистая исходная структура породы. При амфиболизации клинопироксен пироксенитов замещается зеленой роговой обманкой, которая в свою очередь замещается тремолит-актинолитом. Несмотря на интенсивное изменение, первичный состав пироксенитов устанавливается по структурно-текстурным особенностям и наличию реликтов клинопироксена в амфиболе. Слабоизмененные диопсидиты ограниченно встречаются только в самом крупном пироксенитовом теле вблизи г.Баян-Хад-Обо. Здесь же среди пироксенитов встречаются многочисленные дайки и апофизы гранитов, габбро и диабазов, а также жилы и зоны мономинеральных амфиболовых и крупнозернистых тремолит-клиноцоизитовых пород.

Альпинотипные гипербазиты представлены исключительно серпентинитами лизардитового, антигоритового и смешанного (лизардит-антигоритового) состава поперечно-волокнистой, конвертообразной и решетчатой микроструктуры. В некоторых телах серпентинитов отмечаются жилки офита и микрожилки хризотил-асбеста. Очень часто встречается магнетит.

На контакте с гранитами (северо-западное тело) серпентиниты изменяются с образованием тальк-тремолит-форстерит-антигоритовой породы. Непосредственно в контакте это крупнозернистые (до пегматоидных) породы, состоящие из тремолита, талька, форстерита и мелкой сыпи магнетита с очень редкими реликтами хромшпинелидов. Форстерит образует крупные неправильной формы, реже удлиненно-призматические кристаллы, в которых полностью отсутствуют какие-либо признаки пластических деформаций, часто разбиты тонкими петлями, выполненными магнетитом, среди которого наблюдаются единичные пластинки антигорита. Кроме отмеченных минералов, встречаются антофиллит и мелкие зерна магнезического карбоната. По мере приближения к гранитам в серпентинитах появляются удлиненные, иногда в виде спутанно-волокнистых агрегатов, игольчатые с расщепленными концами зерна тремолита, а хромшпинелид интенсивно замещается магнетитом. При удалении от гранитов в серпентинитах среди основной массы крупнозернистого

антигорита появляются пластинчатые выделения талька. Иногда скопления талька образуют гнезда, в которых полностью сохраняются акцессорные темно-коричневые зерна хромшпинелидов.

Серпентиниты во многих местах прорываются разными по мощности и простиранию дайками и штоками диабазов, диабазовых порфиров и габбро. Дайковые породы сильно изменены и в отдельных телах представлены родингитами клинопироксен-гранатового, везувиан-хлорит-гранатового, хлорит-гранатового и мономинерального хлоритового состава. Родингиты встречаются как в виде отдельных будинированных тел, так и в коренном залегании. Эндоконттакт родингитов обычно сложен миноминеральной хлоритовой породой. В серпентинитах на контакте с родингитами появляются новообразования широкопризматического и игольчатого тремолита, количество которого прямо коррелируется с мощностью родингитовых жил. В отдельных случаях тремолит составляет основной объем породы, соответствуя по минеральному составу тремолититам, отдельные разности которых имеют спутанно-волокнистую структуру нефрита. Качество нефрита из-за присутствия переменного количества хлорита невысокое. Наиболее крупное жильное проявление тремолититов расположено вокруг штока родингитизированных габбро северного тела (рис. 2) серпентинитов. Жилы, как правило, невыдержанной мощности. В пережимах жил тремолититы сильно рассланцованы. Макроскопически они легко определяются по коричневой гладкой коре выветривания. Тремолититы встречены также к югу от отмеченного пункта и в районе г.Ноен-Обо. Не исключено, что при более детальных геолого-поисковых работах будут найдены новые проявления тремолититов и, возможно, нефритов хорошего качества. Минеральный состав тремолититов изменяется главным образом по соотношению минералов-примесей: хромшпинелида и хлорита. Последний часто присутствует в ассоциации с магнетитом. Реже в тремолититах отмечается антигорит и тальк.

Среди серпентинитов в районе г.Ноен-Обо и к югу от г.Тахилгин встречены развалы сливных и густовкрапленных хромитовых руд. В разных местах среди серпентинитов наблюдаются небольшие участки, сложенные лиственитами, тальк-карбонатного и кварц-карбонатного состава.

Плагиперидотиты в составе дифференцированных габброидов картируются в виде линзовидных полос и представлены плагиоклаз-содержащими дунитами, гарцбургитами, лерцолитами и верлитами.

Наиболее часто встречаются плагиолерцолиты и плагиоверлиты, остальные представлены единичными образцами. Наряду с главными пороодообразующими минералами – оливином, клино- и ортопироксенами, и плагиоклазом почти во всех породах присутствует лучистый тремолит–актинолит, развивающийся по всем отмеченным минералам, в том числе, и по бурому амфиболу – паргаситу, присутствующему в некоторых плагиоперидотитах. Оливин в разной степени серпентинизирован. Серпентин, чаще всего антигорит, как правило, заполнен микрожилками и хлопьеобразными выделениями магнетита. В сильно измененных вторичными процессами плагиоперидотитах в ассоциации с антигоритом и тремолитом часто присутствует широкотаблитчатый бесцветный хлорит – клинохлор. Плагиоклаз замещается соскритом, среди которого диагностируются карбонат, серицит. Иногда по плагиоклазу развиваются эпидот и клиноцоизит, реже – гидрогранат. Ортопироксен по периферии и трещинкам замещается тальком. Присутствуют реликты темно-зеленой шпинели, активно замещающейся магнетитом. В нескольких случаях в плагиолерцолитах отмечен биотит. Из наиболее свежих перидотитов – лерцолита и верлита, выполнены химические анализы, которые показывают высокую степень окисленности железа и присутствие в них десятых долей процента окиси никеля. Железистость лерцолита составила 17,8, а верлита – 14,3 мол. %.

Плагиоперидотиты, как уже говорилось, являются дифференциатом габброидной интрузии. Наиболее типичный пример такой дифференцированной интрузии представляет собой габброидный массив г.Ават-Обо. Этот массив ориентирован в широтном направлении и вытянут на расстоянии около 13 км при максимальной ширине 5 км в западной части, постепенно сужаясь к востоку до 200 метров. С востока и запада он перекрыт четвертичными отложениями. В районе г.Хаптуга габброиды вновь обнажаются из-под четвертичных отложений, свидетельствуя о продолжении массива к западу. В южном контакте массив перекрыт эффузивно-осадочными отложениями юры (?). Вблизи горы Хух-Ундырь юрские отложения сохраняются непосредственно на габброидах. Северная граница массива на всем протяжении проходит по контакту с розовыми разномасштабными калишпатовыми гранитами, рвущими габброиды. Отмечаются дайки и апофизы гранитов среди габброидов в различных участках массива.

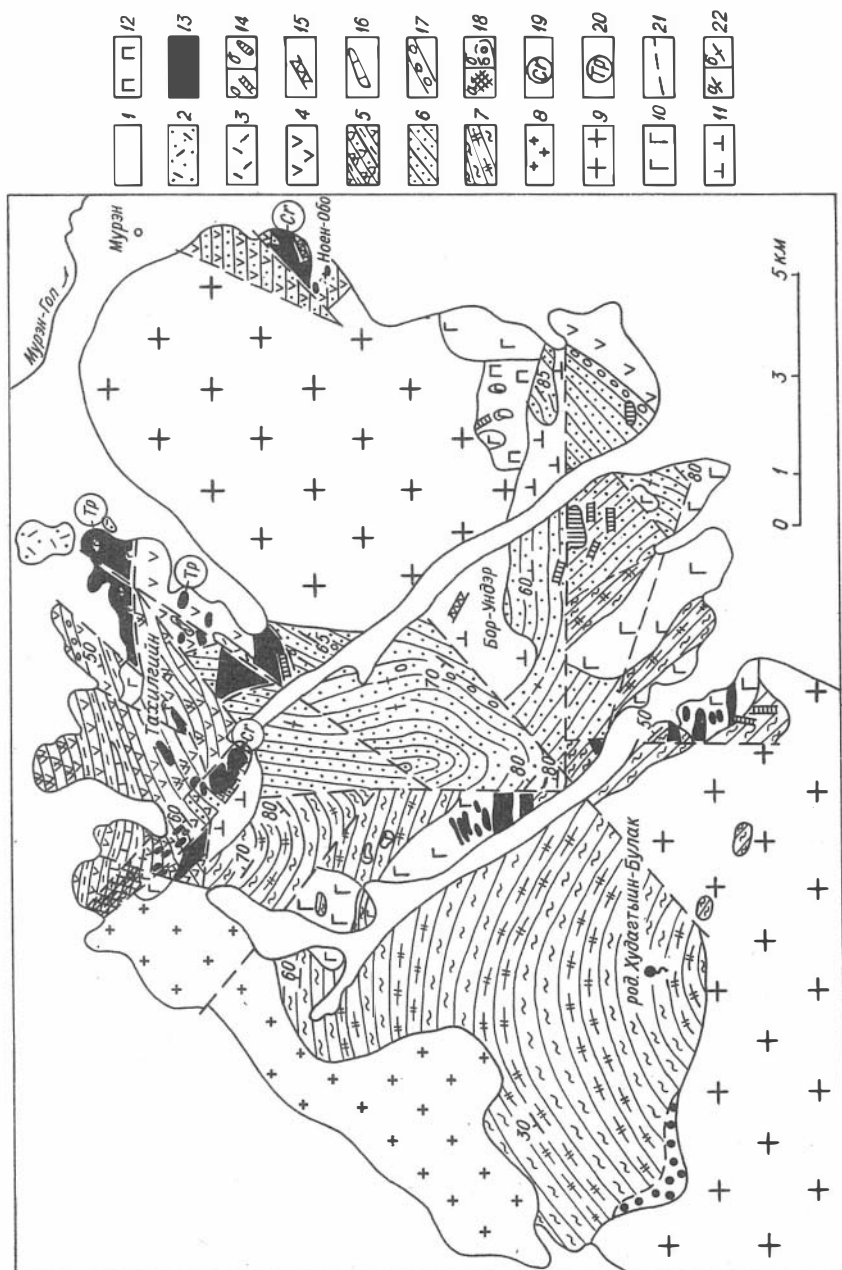


Рис.2. Геолого-структурное положение ультрабазитов в северо-восточной части изученного района

I - современные рыхлые отложения; 2 - юрские (I) липариты и их туфы, конгломераты, гравелиты, песчаники; 3-6 - венд-кембрийские отложения ($V-f_1$): 3-4 - вулканогенная толща кислых (3) и основных эффузивов; 5 - терригенно-вулканогенная толща: диабазы, диабазовые порфириты, кварциты, песчаники, сланцы, гравелиты, конгломераты, известняки; 6 - терригенно-карбонатная толща: кварциты, алевролиты, песчаники, гравелиты, известняки; 7 - верхнепротерозойские образования ($PR_3?$): амфиболиты, кристаллические сланцы, гнейсы, редкие прослои кварцитов и линзы мраморов; 8 - граниты калишпатовые (J_{2-3}); 9 - гранодиориты, граниты, плагиограниты, кварцевые диориты (C); 10 - измененные, амфиболизированные габбро ($V-f_1$); 11 - гипабиссальные интрузии диабазовых порфиритов; 12 - пироксениты; 13 - серпентиниты; 14 - дайки (а) и мелкие штоки (б) кислых пород; 15 - дайки основных пород; 16 - линзы известняков; 17 - конгломераты; 18 - контактово-метаморфизованные породы: а - роговики, б - скарны; 19 - рудопроявления хромитов; 20 - тремолититы; 21 - разломы; 22 - элементы залегания: а - наклонные, б - вертикальные

Наряду с дайками кислого состава, встречаются ма-ломощные дайки диабазов, преимущественно северо-западного простирания.

Массив сложен в основном габбро-норитами и в меньшей мере габбро, троктолитами, норитами и плагиоперидотитами. Петрографические различия этих пород располагаются в виде полос концентрически вокруг г. Ават-Обо, на вершине которой картируются ксеногенные блоки серпентинитов (рис. 3). При полевых исследованиях четко выделяются меланократовые породы (плагионеридиты, троктолиты и серпентиниты) и зоны амфиболизации, тяготеющие к разрывным нарушениям. Остальные различия надежно диагностируются только при петрографическом изучении. Во всех случаях контактовые взаимоотношения меланократовых слоев с более дейкордовыми сопровождаются постепенными переходами, связанными лишь с изменением количественного соотношения минералов. По оптическим

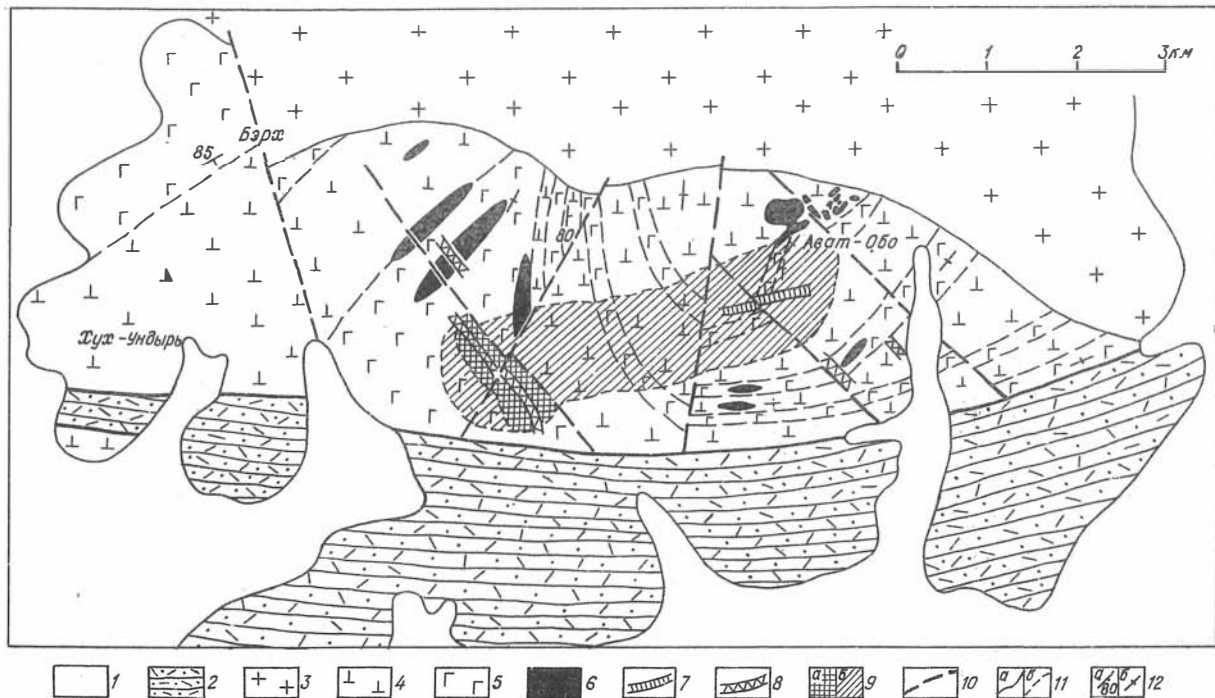


Рис.3. Геологическая схема габброидного массива г.Ават-Обо

1 - современные рыхлые отложения; 2 - лейкопириты и их туфы, туфопесчаники, песчаники, гравелиты, конгломераты (7); 3 - крупнозернистые розовые калишлатовые граниты; 4 - габбро-нориты, нориты; 5 - габбро, оливковое габбро; 6 - серпентиниты, плагиоперидотиты, троктолиты; 7 - дайки гранитного состава; 8 - дайки диабазов; 9 - участки распространения роговиков: а - кордиеритовых, б - двупироксеновых; 10 - разрывные нарушения; 11 - геологические границы: а - резкие, б - постепенные; 12 - элементы полосчатости: а - наклонные, б - вертикальные

характеристикам состав породообразующих минералов, слагающих эти слои, за исключением плагиоперидотитов и троктолитов, одинаковый. Следует отметить, что к периферии массива интенсивней проявляется амфиболизация пород, иногда сопровождающаяся рассланцеванием. В амфиболизированных габброидах наблюдается трахитоидность, обусловленная струйчатым распределением амфибола. Падение полосчатости и трахитоидности в массиве субвертикальное, вертикальное. Характер полосчатости в габброидах, особенности химизма породообразующих минералов, в частности высокая железистость оливина, присущая базальтоидам, указывают на возникновение всей гаммы петрографических типов пород массива в результате кристаллизационной дифференциации расплава основного состава. Однако постепенные переходы между отдельными типами пород, скрытая расслоенность и отсутствие мономинеральных пород, в том числе и высокомагнезиальных, свидетельствуют о слабом проявлении кристаллизационной дифференциации.

Ксеногенные блоки серпентинитов сложены преимущественно антигоритом с подчиненным ему лизардитом. Очень редко отмечаются тонкие просечки хризотил-асбеста. Реликты первичных минералов, в том числе и аксессуарных, в серпентинитах не сохраняются. Вторичные минералы представлены магнетитом, иногда гидрогетитом. В виде бесформенных выделений присутствует магнезит. Отмечаются отдельные зерна тремолита и хлорита. Химанализы (см. табл. I) показывают, что серпентиниты г.Ават-Обо имеют высокомагнезиальный состав (средняя железистость 12 мол. %) и высокое, по сравнению с габброидами и плагиоперидотитами, содержание никеля и хрома. По этим параметрам они близки к серпентинитам альпинотипных гипербазитов, что и позволяет считать их ксенолитами альпинотипных гипербазитов, разделенных жилообразными телами амфиболовых габбро и габбро-норитов. По периферии ксенолитов в виде реакционных кайм разной мощности развиваются троктолиты, реже плагиоперидотиты, наличие которых обусловлено воздействием габброидного расплава на серпентиниты.

Троктолиты — это сильно измененные породы. Оливин серпентинизирован, а плагиоклаз замещен соссоритом и гидрогранатом в ассоциации с карбонатом, иногда клиноцоизитом. Наиболее характерна для них такситовая структура, обусловленная неравномерным распределением плагиоклаза. Их такситовость особенно подчер-

кивается гипергенными процессами, при которых участки, сложенные серпентинизированным оливином, наиболее активно выветриваются, а плагиоклазсодержащие – образуют положительные разнообразной конфигурации формы рельефа на корке выветривания троктолитов. Наряду с оливином и плагиоклазом в троктолитах встречается светло-бурый амфибол – паргасит, образующий иногда крупные порфировые выделения, содержащие пойкилитовые включения оливина. В этих участках порода обладает шрисгеймитовой структурой. В отличие от других пород массива в троктолитах акцессории представлены шпинелидами, имеющими в зависимости от степени замещения магнетитом светло-коричневую, бурую и желтую окраску. В изобилии присутствует магнетит, слагающий микрожилки и неправильной формы выделения в антигорите. Большой объем магнетита в породе обуславливает высокую окисленность железа в анализах троктолитов. Кроме того, в отдельных образцах встречаются низкотемпературные бурые окислы и гидроокислы железа.

По химизму (см. табл. I) троктолиты занимают промежуточное положение между габброидами и плагиомерцолитами. Так, содержание магния и железа в них приближается к количеству этих компонентов в плагиоперидотитах. Соответственно близка и железистость троктолитов – 16,3 мол. %. С другой стороны, в некоторых из них содержание глинозема и щелочей близко к габбро-норитам, габбро и оливиновым габбро, описание которых приводится ниже.

Габбро-нориты – обычно среднезернистые породы, состоящие из плагиоклаза, моноклинного и ромбического пироксенов и магнетита. В большинстве образцов отмечаются порфировидные неправильной формы выделения постмагматического темно-бурого амфибола, располагающегося в интерстициях и своей конфигурацией подчеркивающего форму межзернового пространства. В ассоциации с ним обычно присутствуют ксеноморфные зерна магнетита, а иногда в нем видны пойкилитовые включения плагиоклаза. Реже амфибол замещает моноклинный пироксен. Как примесь в габбро-норитах встречается оливин и еще реже биотит. Количественный минеральный состав габбро-норитов подвержен значительным колебаниям, особенно в отношении плагиоклаза и ромбического пироксена. В разностях, бедных плагиоклазом, как правило, появляется оливин. Габбро-нориты являются наиболее свежими породами массива, что находит отражение в низких значениях кристаллизационной воды в

химических анализах пород. Низкотемпературные изменения габбро-норитов проявляются в незначительной соскритизации плагиоклаза, замещении амфибола и клинопироксена лучистым актинолитом, иногда совместно с хлоритом. Очень редко оливин замещается антигоритом, а ромбический пироксен-тальком. Составы породообразующих минералов оливинового габбро-норита, по данным рентгеноспектрального анализа, приведены в табл. 2. Оливин по железистости занимает промежуточное положение между хризолитом гиалосидеритом. Характерной особенностью его состава является наличие в нем заметных содержаний титана и хрома и отсутствие никеля. Ромбический пироксен не анализировался, однако оптические свойства минерала ($N_g = 1,695$; $N_p = 1,683$) указывают на принадлежность его к бронзиту, содержащему около 35 мол. % ферросилитового компонента. В шлифе он плеохроирует от нежно-кремового по N_p до светло-зеленого по N_g . Некоторые зерна содержат тонкие ламелли моноклинного пироксена и обнаруживают косое погасание до 5° . Моноклинный пироксен представлен низкоглиноземистым салитом с незначительной примесью титана, хрома и натрия. Алюминий в клинопироксене занимает главным образом тетраэдрическую позицию. Амфибол по соотношению суммарного количества щелочей, Al^{IV} и $Al^{VI} + Ti$ (Дир и др., 1965) относится к титанистому паргаситу. Его железистость близка к железистости оливина, а алюминий, как и в клинопироксене, располагается, преимущественно в четверной координации. Плагиоклаз в габбро-норитах изменяется от № 60 до № 70, несколько повышаясь по основности в разностях, содержащих оливин. Химические составы, приведенные в табл. I, показывают, что габбро-нориты характеризуются низким содержанием титана и малыми потерями при прокаливании. Колебания натрия указывают на переменное количество плагиоклаза в этих породах. В обогащенных плагиоклазом образцах фиксируются повышенные содержания калия. Железистость габбро-норитов в среднем составляет 34,6 мол. %. В небольших объемах, в виде прослоев среди габбро-норитов, отмечаются нориты. Это наиболее свежие породы, состоящие из плагиоклаза и ромбического пироксена с аксессуарным магнетитом. В качестве примеси в их присутствуют редкие зерна оливина и моноклинного пироксена.

Габбро — занимают второе место среди пород по распространенности в массиве. Среди них наблюдаются все переходы — от

Таблица 2

Химический состав минералов из габброидов, вес. %

Компо- ненты	Оливиновое габбро (7158)				Оливиновый габбро-норит (3084-8)		
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	37,25	51,55	40,38	—	36,63	50,77	41,46
TiO ₂	He обн.	0,61	3,94	1,98	0,06	0,71	3,68
Al ₂ O ₃	"	2,56	12,40	0,86	He обн.	2,91	12,85
Cr ₂ O ₃	0,06	He обн.	0,08	0,91	0,05	0,24	0,14
Fe ₂ O ₃	—	—	—	64,90	—	—	—
FeO	29,22	7,83	11,22	29,70	26,83	7,47	11,02
MnO	0,25	0,19	0,08	—	0,33	0,18	0,12
MgO	32,19	14,59	13,00	0,12	35,05	14,62	12,86
CaO	0,07	21,14	11,44	—	He обн.	21,47	11,62
Na ₂ O	—	0,51	2,66	—	—	0,48	2,40
K ₂ O	"	He обн.	0,88	—	"	He обн.	0,90
NiO	0,06	"	He обн.	—	He обн.	"	He обн.
H ₂ O	—	—	2,00	—	—	—	2,02
Сумма	99,10	99,25	98,08	98,47	98,95	98,85	99,07

Кристаллохимические коэффициенты

Si	1,011	1,925	6,068	—	0,987	1,907	6,146
Al ^{IV}	—	0,075	1,932	—	—	0,093	1,854
Al ^{VI}	—	0,042	0,271	0,042	—	0,036	0,390
Ti	—	0,018	0,442	0,058	0,001	0,020	0,410
Cr	0,001	—	0,018	0,028	0,001	0,007	0,016
Fe ³⁺	—	—	—	1,878	—	—	—
Fe ²⁺	0,664	0,245	1,409	0,955	0,605	0,235	1,366
Mn	0,006	0,007	0,009	—	0,006	0,006	0,014
Mg	1,303	0,812	2,908	0,007	1,410	0,819	2,842
Ca	0,002	0,857	1,842	—	—	0,864	1,845
Na	—	0,036	0,777	—	—	0,035	0,690
K	—	—	0,181	—	—	—	0,170
Ni	0,001	—	—	—	—	—	—
OH	—	—	2,000	—	—	—	2,000
Fe·100%	33,76	23,16	32,64	—	30,02	22,30	32,46
Fe+Mg							

Примечание. 1,5 — оливин; 2,6 — моноклинный пироксен; 3,7 — амфибол; 4 — магнетит. H₂O⁺ — согласно стехиометрии.

габбро- через оливиновое габбро до троктолитов. Габбро – наиболее измененные вторичными процессами породы. В большинстве образцов они сложены плагиоклазом и амфиболом, в последнем иногда сохраняются реликты клинопироксена. В отдельных случаях по ксеноморфному амфиболу, имеющему состав паргасита, развивается лучистый амфибол, который судя по плеохроизму в светло-зеленых тонах, отвечает актинолиту. Плагиоклаз, по сравнению с темно-цветными минералами – клинопироксеном и оливином, менее подвержен вторичным изменениям. Он замещается соссюритом, клиноцоизитом и гидрогранатом. Иногда среди вторичных продуктов изменения появляются карбонат и хлорит. В плагиоклазах свежих разностей габброидов очень хорошо заметна зональность. Изучение последней на микроанализаторе свидетельствует о прямой зональности – от центра к периферии зерна основность уменьшается (соответственно от № 65 до № 55). По элементам-примесям четкой зональности не обнаружено (табл. 3). В оливиновых габбро оливин по железистос-

Таблица 3

Состав плагиоклаза по профилю зерна из оливинового габбро по данным частичного анализа (обр. 7158), вес. %

Компоненты	3	2	I	Центр	4	5	6
TiO ₂	Н.о.	0,02	0,05	0,05	0,06	0,05	0,05
FeO	0,10	0,08	0,11	0,13	0,16	0,14	0,13
CaO	11,27	10,22	11,49	12,96	11,64	11,76	11,32
Na ₂ O	5,05	5,55	4,95	3,82	4,60	4,45	5,03
K ₂ O	0,16	0,20	0,18	0,14	0,17	0,15	0,18
Анортит	54,72	49,80	55,57	64,75	57,70	58,80	54,47
Альбит	44,40	49,02	43,37	34,46	41,31	40,30	44,44
Ортоклаз	0,88	1,18	1,06	0,79	0,99	0,90	1,09

П р и м е ч а н и е. Диаметр зерна 8,3 мм, интервалы точек от края 3-0,02; 2-1,2; 1-2,0; центр 3,3; 4-5,0; 5-6,4; 6-8,1.

ти отвечает гялосидериту и в противоположность оливину габбро-норитов стерилен по титану, но содержит кальций и никель (см. табл. 2). Как правило, он серпентинизирован. Серпентин – анти-

горит обычно забит прожилками магнетита и развивается по оливи-ну в виде петель. Моноклинный пироксен представлен салитом, амфибол — паргаситом. В магнетите оливинного габбро проявляется в ограниченных пределах изоморфизм титана, алюминия и хрома. Химические составы габбро и оливиновых габбро (см. табл. I) показывают, что первые затронуты значительно сильнее вторичными изменениями (высокие п.п.п.), чем последние, а железистость их соответственно составляет 32,4 и 26,4 мол. %. Общим для этих разностей является низкая титанистость. Колебания составов, по-видимому, обусловлены переменным содержанием плагиоклаза.

Габброидный массив г.Ават-Обо, представляет собой интерес не только как пример дифференцированной интрузии. В его пределах присутствуют разные контактово-метаморфизованные породы. Следует подчеркнуть, что ороговикование подверглись главным образом верхнепротерозойские образования, сохранившиеся от эрозии в виде ксенолитов различной величины. Наиболее широко роговики распространены в зоне, протягивающейся к западу от г.Ават-Обо на 5 км при ширине 1-1,5 км (см. рис. 3).

Макроскопически роговики представляют собой тонкозернистые массивные породы темно-серые до черных, иногда пльчатой или полосчатой текстуры, наследуемой от исходных кристаллических сланцев или амфиболитов. Полосчатость роговиков обусловлена чередованием мономинеральных гиперстеновых, кордиеритовых и кварцевых прослоев, мощность которых колеблется от долей мм до 50 см. Чаще роговики имеют равномерно-зернистое строение. В шлифах они характеризуются микрогранобластовой структурой. В основной массе роговиков появляются отдельные порфириовидные неправильной формы выделения плагиоклаза и светло-бурого амфибола. В ассоциации с последним обычно присутствует магнетит. Среди роговиков преобладают двупироксеновые разности, сложенные плагиоклазом, гиперстеном, моноклинным пироксеном и магнетитом. Содержание последнего колеблется в значительных пределах, достигая иногда 10 % по объему. Количественное соотношение других порообразующих минералов тоже меняется, однако преобладающим минералом является плагиоклаз. Встречаются роговики и других парагенезисов: Опр + Кпр + Кв + Амф + Мт; Пл + Гип + Кпр + Амф + Мт; Пл + Кпр + Кв + Мт; Пл + Амф + Кпр + Мт; Пл + Опр + Кпр + Би + Мт; Пл + Гип + Кв + Мт. Некоторые разности подверглись

вторичным низкотемпературным изменениям с образованием хлорита, актинолита, эпидота и соскурита, которые замещают первичные минералы. Менее распространены кордиерит-гиперстеновые роговики, залегающие среди двупироксеновых роговиков (рис. 4). Макроскопически это массивные, очень мелкозернистые с раковистым изломом черные породы, слагающие линзовидные крутопадающие тела с простиранием до 50 м. Чаше их протяженность составляет от пер-
 вых метров до 10–15 м при ширине 1–5 м. Всего насчитывается около 30 тел кордиеритсодержащих роговиков. Они локализуются на площади 1 х 0,4 км в западной части зоны распространения контактово-метаморфизованных пород. В южной части линзы этих роговиков ориентированы в субмеридиональном направлении, а далее к северу их простирание меняется на северо-западное. В шлифах кордиерит-гиперстеновые роговики характеризуются микрогранобластовой структурой со струйчатым распределением слегка вытянутых мелких кристаллов гиперстена. Таблитчатые зерна плагиоклаза, как правило, имеют размер, в три-четыре раза превышающий размер зерен кордиерита. В количественном отношении резко преобладает кордиерит, его содержание в породах достигает 80–90% по объему. Наиболее распространенный парагенезис – Корд + Гип + Пл + Мт + Ил. Магнетит присутствует в виде крупных по сравнению с зернами кордиерита неправильных выделений в интерстициях минералов, а ильменит в виде тонких пластинок – внутри кордиерита. Наряду с указанным парагенезисом встречаются: Корд + Гип + Гер + Пл + Би + Мт + Ил; Корд + Гип + Гер + Пл + Би + Мт + Ил; Корд + Гип + Би + Мт + Ил; Корд + Гип + Пл + Кв. Как правило, для каждой линзы характерен свой парагенезис, в котором кордиерит, гиперстен, магнетит и ильменит присутствуют всегда,

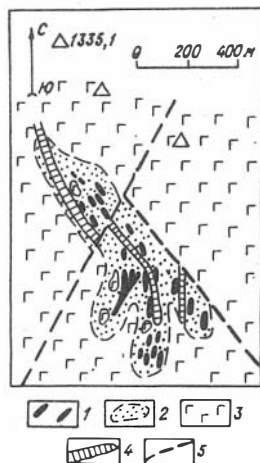


Рис. 4. Схема распространения кордиеритовых роговиков

1 – линзы кордиеритсодержащих роговиков; 2 – двупироксеновые роговики; 3 – габброиды; 4 – дайка диабазов; 5 – тектонические нарушения

а плагиоклаз, кварц, биотит и шпинель переменные фазы. Различный парагенезис этих роговиков, по-видимому, отражает неоднородность химического состава исходной метаморфизуемой породы. Низкотемпературные продукты замещения в кордиеритовых роговиках представлены серицитом, тальком, соссюритом, хлоритом, эпидотом и изотропными продуктами желтого цвета, замещающими кордиерит. Как примесь в кордиеритсодержащих роговиках встречаются циркон и сфен.

При петрографическом изучении контактово-метаморфизованных пород отчетливо видно, что в двупироксеновых роговиках в направлении к кордиеритовым постепенно исчезает моноклинный пироксен, и в контакте присутствуют лишь гиперстен, плагиоклаз и магнетит. Макроскопически такая зональность не наблюдается.

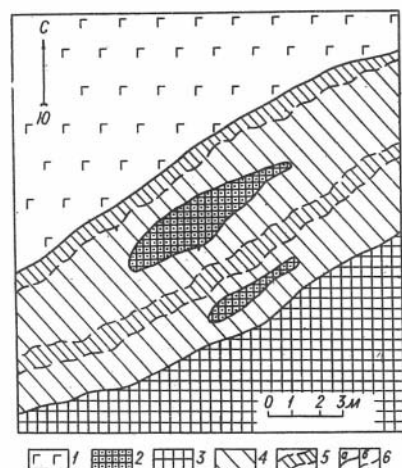


Рис.5. Метаморфическая зональность роговиков в контакте с габбро-норитами

1 - габбро-нориты; 2 - кордиеритовые роговики; 3 - двупироксеновые роговики; 4 - ортопироксен-плагиоклазовые породы без клинопироксена; 5 - ортопироксен-плагиоклазовые породы с клинопироксеном; 6 - границы: а - резкие, б - постепенные

Контакты между роговиками обоих типов резкие. Изредка, когда кордиеритовые роговики находятся в непосредственной близости габброидов, хорошо наблюдается метаморфическая зональность от габбро-норитов до кордиерит-гиперстеновых роговиков, которая показана на рис. 5. Здесь непосредственно в контакте с габбро-норитом (Пл + Опр + Кпр + Амф + Мт, Опр > Кпр) располагается зона мощностью около 1 м ортопироксен-плагиоклазовых пород с незначительной примесью моноклинного пироксена и магнетита. Порода среднезернистая (размер зерен Опр = 0,5 см) характеризуется необычной структурой. Более крупные выделения ромби-

ческого пироксена — бронзита заполнены мелкими (0,05–0,1 мм) разноориентированными кристалликами плагиоклаза — андезина. Последний находится и в интерстициях между зернами ортопироксена. Клинопироксен распределен неравномерно, образуя неправильной формы шпильки или линзочки, минеральный состав которых отвечает либо габбро-нориту, либо плагиоклазсодержащему вебстериту. Далее в сторону кордиеритовых роговиков идет зона ортопироксен-плагиоклазовых пород с размытой границей. мощностью около 1 м, с такой же структурой, как и в породах первой зоны, но обогащенных плагиоклазом и без моноклинного пироксена. Между ними и кордиеритовыми роговиками (Корд. + Гип + Пл + Би + Мт + Ил, мощностью около 2 м) резкая граница. С противоположной стороны зональность симметрично повторяется. Далее еще одна линзочка кордиеритовых роговиков, от которой через зону 1,5 м, сложенную ортопироксен-плагиоклазовыми породами, пошли двупироксеновые роговики (Пл + Опр + Кпр + Мт).

В двух образцах двупироксеновых роговиков, составы породообразующих минералов которых приведены в табл. 4, содержатся орто- и клинопироксен и магнетит. Кроме того, в одном из них присутствует плагиоклаз-андезин, а в другом кварц и бурый амфибол. Ромбический пироксен характеризуется сильным плеохроизмом, по N_r от светло-коричневого до коричневого, по N_g от светло-зеленого до сине-зеленого. Обычно имеет высокое двупреломление и косое погасание до 70° . Зерна ортопироксена часто ориентированы в одном направлении и образуют полосчатые скопления. Химический состав ромбических пироксенов характеризуется низким содержанием алюминия, титана и хрома, но имеет несколько повышенное содержание марганца по сравнению с магнезиальными ортопироксенами (Породообразующие пироксены..., 1971). По составу ортопироксен отвечает гиперстену, но в парагенезисе с кварцем железистость возрастает, и ортопироксен приближается к феррогиперстену. Моноклинные пироксены роговиков в небольших количествах содержат титан, алюминий, марганец, хром и натрий. Причем, последний содержится только в парагенезисе с плагиоклазом, а с кварцем — отсутствует. Алюминий в моноклиновых пироксенах располагается главным образом в четверной координации. По железистости клинопироксен отвечает салиту. В отличие от моноклиновых пироксенов габброидов, они менее титанистые и глиноземистые, но более же-

Таблица 4

Химический состав минералов из двушпиксеновых роговиков, вес. %

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	54,56	52,01	He обн.	51,12	51,42	48,21
TiO ₂	0,29	0,33	0,84	0,16	0,11	0,07
Al ₂ O ₃	1,64	1,57	0,95	0,69	1,50	7,57
Cr ₂ O ₃	He обн.	He обн.	0,74	0,11	0,19	0,07
Fe ₂ O ₃	-	-	65,65	-	-	-
FeO	22,07	10,43	31,20	28,35	11,16	16,42
MnO	0,51	0,29	He обн.	0,91	0,11	0,30
MgO	21,29	13,93	"	17,00	15,22	12,47
CaO	0,69	21,27	-	0,91	19,62	11,16
Na ₂ O	He обн.	0,38	"	He обн.	He обн.	0,89
K ₂ O	"	He обн.	"	"	"	0,58
H ₂ O ⁺	-	-	-	-	-	2,03
Сумма	101,05	100,21	99,38	99,25	99,33	99,77

Кристаллохимические коэффициенты

Si	1,998	1,948	-	1,984	1,942	7,119
Al ^{IV}	0,002	0,052	-	0,016	0,058	0,881
Al ^{VI}	0,069	0,017	0,046	0,016	0,010	0,436
Ti	0,008	0,009	0,023	0,005	0,002	0,008
Cr	-	-	0,023	0,003	0,005	0,008
Fe ³⁺	-	-	1,898	-	-	-
Fe ²⁺	0,676	0,327	1,002	0,920	0,352	2,028
Mn	0,016	0,009	-	0,030	0,002	0,038
Mg	1,162	0,778	-	0,983	0,856	2,745
Ca	0,027	0,854	-	0,038	0,795	1,766
Na	-	0,023	-	-	-	0,253
K	-	-	-	-	-	0,109
OH	-	-	-	-	-	2,000
Fe·100%						
Fe+Mg	36,78	29,59	-	48,34	29,14	42,49

Примечание. Обр. 7120 - (Опр-Кпр-Пл-Мт), Обр. 3085-4 - (Опр-Кпр-Кв-Амф-Мт). Fe₂O₃ и H₂O⁺ - расчетные, согласно стехиометрии; 1 - ромбический пироксен, 2 - моноклинный пироксен, 3 - магнетит (обр. 7120); 4 - ромбический пироксен, 5 - моноклинный пироксен, 6 - амфибол (обр. 3085-4).

лезистые. Амфиболы в роговиках окрашены в светло-бурый и бурозеленый цвет, в отличие от коричневой или коричневатобурой окраски амфиболов в габброидах, и по составу соответствуют роговой обманке (Дир и др., 1965). По сравнению с амфиболами габброидов они практически не содержат титана, значительно меньше в них алюминия и щелочей. Железистость, напротив, выше. Плаггиоклаз в роговике (обр. 7120) представлен андезином (№ 46). Изучение его состава на микроанализаторе показало отсутствие в нем зональности по всем компонентам, за исключением железа. Содержание последнего в краевых частях выше в два раза, чем в центре (табл. 5). Вероятно, такое распределение железа обусловлено кинетикой роста плаггиоклаза — медленное зародышеобразование и быстрое до-растание периферии зерен. В отличие от плаггиоклазов интрузивных пород, в которых оптическая зональность проявляется весьма хорошо, в плаггиоклазах роговиков ее можно наблюдать лишь в отдельных кристаллах. Массовые замеры составов плаггиоклаза в двупироксеновых роговиках свидетельствуют, что максимальная основность приходится на лаборатор

Таблица 5

Химический состав плаггиоклаза в роговике по профилю зерна (обр. 7120), вес. %

Компоненты	1	2	3	4
SiO ₂	56,70	56,55	56,52	56,45
TiO ₂	0,02	0,02	0,01	0,01
Al ₂ O ₃	26,77	26,67	26,50	26,48
FeO	0,20	0,13	0,10	0,18
CaO	9,55	9,52	9,55	9,54
Na ₂ O	5,87	6,03	5,92	5,93
K ₂ O	0,34	0,37	0,37	0,36
Сумма	99,45	99,29	98,96	98,95
Si	2,562	2,560	2,566	2,565
Al	1,425	1,423	1,418	1,418
Fe	0,008	0,005	0,004	0,007
Ca	0,462	0,462	0,465	0,464
Na	0,514	0,530	0,521	0,523
K	0,020	0,021	0,021	0,021
Альбит	51,61	52,32	51,74	51,88
Анортит	46,39	45,61	46,18	46,03
Ортоклаз	2,00	2,07	2,08	2,09

Примечание. 1,4 — край. 2,3 — центральная часть. Диаметр зерна 0,2 мм, интервалы точек от края 1—0,02; 2—0,06; 3—0,11; 4—0,18.

(№ 60) с разбросом от андезина (№ 40) до начальных номеров битовнита. Поэтому распределение составов смещено от максимума в сторону кислых плагиоклазов (рис. 6). Замеры плоскостей двойникования плагиоклазов выявили максимально распространенный альбитовый закон. В отличие от габброидов, где в плагиоклазах также преобладает альбитовый закон двойникования, в роговиках на долю других законов приходится 16 %, а в габброидах 39 %. Причем в габбро второй по распространенности закон двойникования – периклиновый, а в роговиках – альбит-карлсбадский (табл.6).

В кордиеритсодержащих роговиках (Корд + Гип + Пл + Мт + Ил) состав плагиоклаза отвечает олигоклаз-андезину (№ 25-40). На микрозонде были проанализированы кордиерит, ортопироксен, ильменит и магнетит, составы которых приведены в табл. 7. В кордиеритах, практически, отсутствуют титан, кальций, калий и хром. В ограниченных количествах обнаружены марганец и натрий. Железистость колеблется от 28,56 до 34,66 мол. %. Ромбический пироксен в этих роговиках, в противоположность двупироксеновым разностям – более глиноземистый и имеет большую железистость, соответствующую феррогиперстену.

По данным химических

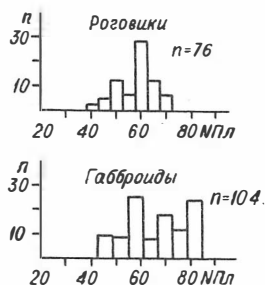


Рис.6. Распределение основности плагиоклазов из роговиков и габброидов

Таблица 6

Распределение законов двойникования в плагиоклазах габброидов (n = 100) и роговиков (n = 76)

Закон двойникования	Символ	%
Габброиды		
Альбитовый	(010)	61
Периклиновый	010	14
Альбит-карлсбадский	001	12
	(010)	
Карлсбадский	001	10
Манебахский	(001)	2
Эстерель	100	1
Роговики		
Альбитовый	(010)	84
Альбит-карлсбадский	001	8
	(010)	
Периклиновый	010	4
Карлсбадский	001	4

Таблица 7

Химический состав минералов из кордиерит-гиперстеновых роговиков, вес. %

Компо- ненты	3085-3						3085-2		
	I	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	49,2I	47,6I	48,32	48,48	He обн.	He обн.	48,56	48,70	48,05
TiO ₂	He обн.	He обн.	0,0I	0,13	49,24	0,48	He обн.	0,0I	0,24
Al ₂ O ₃	33,40	32,67	33,14	4,13	He обн.	1,57	32,37	33,17	3,84
Cr ₂ O ₃	0,07	He обн.	He обн.	0,20	0,30	3,38	He обн.	He обн.	0,23
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	2,20	62,50	-	-	-
FeO	6,77	7,3I	7,15	29,33	47,75	30,89	8,34	7,59	31,0I
MnO	0,08	0,04	0,09	0,44	0,48	0,12	0,08	0,07	0,39
MgO	9,47	9,28	9,74	16,75	He обн.	He обн.	8,8I	9,08	15,10
CaO	He обн.	He обн.	0,02	0,17	-	-	He обн.	0,05	0,2I
Na ₂ O	0,13	0,10	0,09	He обн.	"	"	0,14	0,16	He обн.
H ₂ O ⁺	1,50	1,50	1,50	-	-	-	1,50	1,50	-
K ₂ O	He обн.	He обн.	0,0I	He обн.	-	-	He обн.	0,02	He обн.
Сумма	100,63	99,5I	100,07	99,63	99,97	98,94	99,80	100,35	99,07

Кристаллохимические коэффициенты

Si	4,985	4,994	4,943	1,880	-	-	5,00I	4,968	1,890
Al ^{IV}	1,015	1,006	1,057	0,120	-	-	0,999	1,032	0,110
Al ^{VI}	2,97I	2,948	2,939	0,069	-	0,074	2,927	2,967	0,068
Ti	-	-	-	0,004	0,947	0,014	-	-	0,007
Fe ³⁺	-	-	-	-	0,043	1,808	-	-	-
Cr	0,006	-	-	0,006	0,006	0,102	-	-	0,007
Fe ²⁺	0,57I	0,624	0,615	0,95I	1,022	0,994	0,716	0,650	1,020
Mn	0,007	0,004	0,006	0,015	0,011	0,002	0,007	0,006	0,013
Mg	1,428	1,419	1,488	0,968	-	-	1,350	1,386	0,886
Ca	-	-	-	0,007	-	-	-	0,006	0,009
Na	0,026	0,020	0,025	-	-	-	0,029	0,03I	-
Fe·100%	28,56	30,54	29,24	49,56	-	-	34,66	31,93	53,52
Fe+Mg									

Примечание. 1,2,3,7,8 - кордиерит; 4,9 - гиперстен; 5 - ильменит; 6 - магнетит; Fe₂O₃ - расчетное.

анализов (см. табл. I), амфиболиты и роговики, исключая кордиеритовые, имеют близкие составы по многим компонентам, в том числе и по общей железистости (амфиболиты - 50 мол. %, роговики - 43). Наибольшая разница между этими породами устанавливается только по содержанию калия и по потерям при прокаливании, значения которых выше в амфиболитах. Однако эти различия в химизме амфиболитов и роговики не имеют принципиального значения, поскольку изменяется только количественное соотношение минера-

Таблица 8

Нормативный состав амфиболитов, по Cl_{FW}

Номера образцов	Ап	Ил	Ор	Аб	Ан	Мт	Дл	Гип	Ол	Неф.	Кв	NP1
3081	0,6	1,2	2,6	27,1	25	4,3	30,7	-	6,1	2,4	-	48
3077-1	1,1	1,2	3,7	36,1	23,9	1,8	11,5	17,4	3,3	-	-	40
3062-5	0,5	1,2	7,5	17,2	30,1	2,3	18,5	14,00	-	-	8,7	64
3062-2	0,9	1,2	6,5	39,8	19,1	2,3	10,9	10,2	-	-	9,1	32
3060-3	0,8	1,1	7,9	29,7	21,6	3,2	2,2	16,6	-	-	16,9	42
3060	0,3	1,2	6,3	16,3	26,9	3,7	23,9	15,4	6,0	-	-	54
3077-2	0,3	1,1	3,2	8,5	34,6	3,2	18,1	28,7	2,3	-	-	75

лов роговиков. Пересчет амфиболитов на нормативный минеральный состав (табл. 8) подтверждает возможность образования по ним выше рассмотренных двупироксеновых роговиков. По приведенным расчетам присутствует нормативный оливин, но фактически в роговиках он не встречен. Нормативный состав плагиоклаза амфиболитов отвечает модальному составу плагиоклаза роговиков. Таким образом, исходя из парагенезисов, состава минералов и химического состава роговиков – условия контактового метаморфизма отвечают фации пироксеновых роговиков. При этом, двупироксеновые роговики возникли по метабазитам, аналоги которых представлены амфиболитами, а кордиеритсодержащие разности за счет прослоев метapelитов, которые могут сопоставляться по составу с некоторыми кристаллическими сланцами (см. табл. I).

На основании вышеизложенного следует подчеркнуть, что в Керуленской зоне разломов ультраосновные породы представлены двумя формационными группами – альпинотипными гипербазитами и дифференциатами габброидной магмы – плагиоперидотитами.

Альпинотипные гипербазиты, сложенные лизардитовыми, антигоритовыми и лизардит-антигоритовыми серпентинитами, приурочены к зоне разломов северо-западного простирания и имеют с вмещающими породами рамы тектонические контакты. Они протрудировали верхнепротерозойские метаморфические и венд-кембрийские терригенно-карбонатные образования к началу формирования переходной терригенно-вулканогенной толщи венд-кембрийского возраста, о чем свидетельствуют найденные обломки хромшпинелидов и серпентинитов в отложениях этой толщи. Протрузивный характер альпинотипных гипербазитов допускает возможность проникания их и в более верхние структурные этажи.

Плагиперидотиты формируют линзовидные полосы с постепенными контактами среди габбро и габбро-норитов и являются ультраосновными дифференциатами магмы основного состава. Серпентиниты, слагающие г.Ават-Обо являются ксеногенными обломками альпинотипных гипербазитов, вынесенных на поверхность габброидами, в контакте с которыми образовалась реакционная зона троктолитов. Габброиды внедрились позднее альпинотипных гипербазитов, что подтверждается наличием в гипербазитах даек и штоков родингитизированных габбро. В контакте габброидов с верхнепротерозойскими породами по последним возникли контактовые роговики, представленные двупироксеновыми и кордиерит-гиперстеновыми разностями. Двупироксеновые роговики сформировались по амфиболитам, а маломощные прослои метапелитов среди последних превратились в кордиерит-гиперстеновые роговики. Оцененные температуры образования по двупироксеновым геотермометрам (Wood, Banno, 1973; Devlis, Boyd, 1966) для двух образцов составили $800-886^{\circ}$ и $867-890^{\circ}\text{C}$, что соответствует метаморфизму фации пироксеновых роговиков (Ревердатто, 1970). В вулканогенной толще венд-кембрийского возраста ороговикование не наблюдается, поэтому формирование вулканитов указывает на верхний возрастной предел внедрения габброидной интрузии.

Авторы благодарят А.П.Кривенко за участие в полевых работах и за ряд замечаний при обсуждении рукописи.

Литература

Амантов В.А. Первая находка отложений нижнего кембрия в Восточной Монголии. - В кн.: Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М.: Недра, 1966, с. 13-15.

Благонравов В.А. Верхний докембрий - нижний кембрий. - В кн.: Геология МНР, т.1. Стратиграфия. м.: Недра, 1973, с. 62-98.

Геологическая карта Монгольской Народной Республики. I : I 500 000. Под ред. Маринова Н.А. М., 1971.

Геология Монгольской Народной Республики. Т.1. Стратиграфия. М., 1973. 583 с.

Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т.2. М.: Мир, 1965. 405 с.

Дуранте М.В., Филиппова И.Б. Центральная и Северо-Восточная Монголия. - В кн.: Геология МНР. Т.І. Стратиграфия. М.: Недра, 1973, с. 90-96.

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

Палей И.П., Журавлева З.А. Новые данные о строении Керуленской шовной зоны (МНР). - Бюл. МОИП. Отд. геол., 1978, № 3, с. 38-41.

Породообразующие пироксены /Добрецов Н.А., Кочкин Ю.Н., Кривенко А.П., Кутюлин В.А. М.: Наука, 1971. 454 с.

Ревердатто В.В. Фации контактового метаморфизма. М.: Недра, 1970. 271 с.

Davis B.T.C., Boyd F.R. The join $Mg_2Si_2O_6 - CaMgSi_2O_6$ at 30 pressure and its application to piroxenes from kimberlites. - J. Geophys. Res., 1966, v.71, N 14, p. 3567-3576.

Wood B.I., Banno S. Garnet - orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationship in simple and complex systems. - Contrib. Miner. Petrol., 1973, v. 42, p. 109-124.

И.В.Завьялова, Л.В.Агафонов, С.И.Ступаков

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ТОЛЩИ МЕЖДУРЕЧЬЯ ДЗАБХАН-ГОЛ-ХУНГУЙ-ГОЛ,
ВМЕЩАЮЩИЕ ХУТУЛЬСКИЙ ГИПЕРБАЗИТОВЫЙ МАССИВ (Монголия)

Междуречье Хунгуй-Гол и Дзабхан-Гол в структурном плане представляет собой восточную часть так называемой Озерной структурно-фациальной зоны каледонид. В геологическом строении междуречья принимают участие докембрийские метаморфические породы (гранито-гнейсы, амфиболиты, кристаллические сланцы и др.), соответствующие докембрийским породам на севере зоны - хр. Хан-Хухэй (Метаморфические..., 1977), на юге - хр. Ихе-Дарион и хр. Хасагту-Ула (Докембрийские..., 1981), и венд-кембрийские метаморфизованные терригенно-вулканогенные образования. Широко представлены разновозрастные интрузии кислого, основного и ультраосновного состава.

В целом Озерная зона, по мнению Л.П.Зоненшайна (1972), заполнена эвгеосинклинальными отложениями позднего рифея и раннего и среднего кембрия, представленными в основном зеленокаменно-измененными эффузивами, кремнистыми сланцами и известняками. Почти со всех сторон зона ограничена крупными тектоническими нарушениями, к которым и приурочены тела ультраосновных пород. Так, в изученном междуречье Хутульский гипербазитовый массив пространственно тяготеет к зоне Дзабханского глубинного разлома.

Другие авторы (Палей, 1979; Дергунов и др., 1980) считают, что Озерная зона является зоной формирования океанической коры венд-кембрийского времени. При заложении структур, выполненных офиолитовыми комплексами, и в их дальнейшем развитии основная роль, как считает И.П.Палей (1979), принадлежала интенсивным горизонтальным движениям и Хутульский массив является ни чем иным, как субгоризонтальной слабо нарушенной пластиной ультраосновных пород, совмещенной с метаморфической толщей вторичными горизонтальными перемещениями.

А.Б.Дергунов (1980) описываемое междуречье выносит за пределы Озерной зоны в Дзабханскую зону байкалид, в которой выделяет три структурных этапа. Нижний – метаморфизованные карбонатные породы, кварциты кристаллические, нередко гранатовые сланцы, амфиболиты и гнейсы. Средний – вулканиты кислого и среднего состава, слабодислоцированные и почти неметаморфизованные. Верхний ($V-C_1$) – карбонатные и терригенные породы. Эти толщи разбиваются на блоки множеством крутопадающих и субмеридиональных разломов, ограничивающих субгоризонтально лежащие пластины гипербазитов (в данном случае Хутульский массив) и базальтоидов, являющихся останцами крупного покрова, что слабо согласуется с общей направленностью тектонических давлений.

По материалам, полученным в 1980 г. при изучении Хутульского гипербазитового массива и пород вмещающей рамы, авторами для этого района выделены три толщи (рис. 1): нижняя (R_1) – гранито-гнейсы, кристаллические сланцы, кварцсодержащие амфиболиты с прослоями мраморов и кварцитов; средняя (R_2) – кварциты с прослоями амфиболитов и кристаллических сланцев, графитизированные мраморы; верхняя ($V-C_1$) – метаморфизованные мергелистые известняки, темно-серые и черные кварциты, зеленокаменно-измененные диабазы и их туфы, филлитовидные сланцы. Ультраосновные

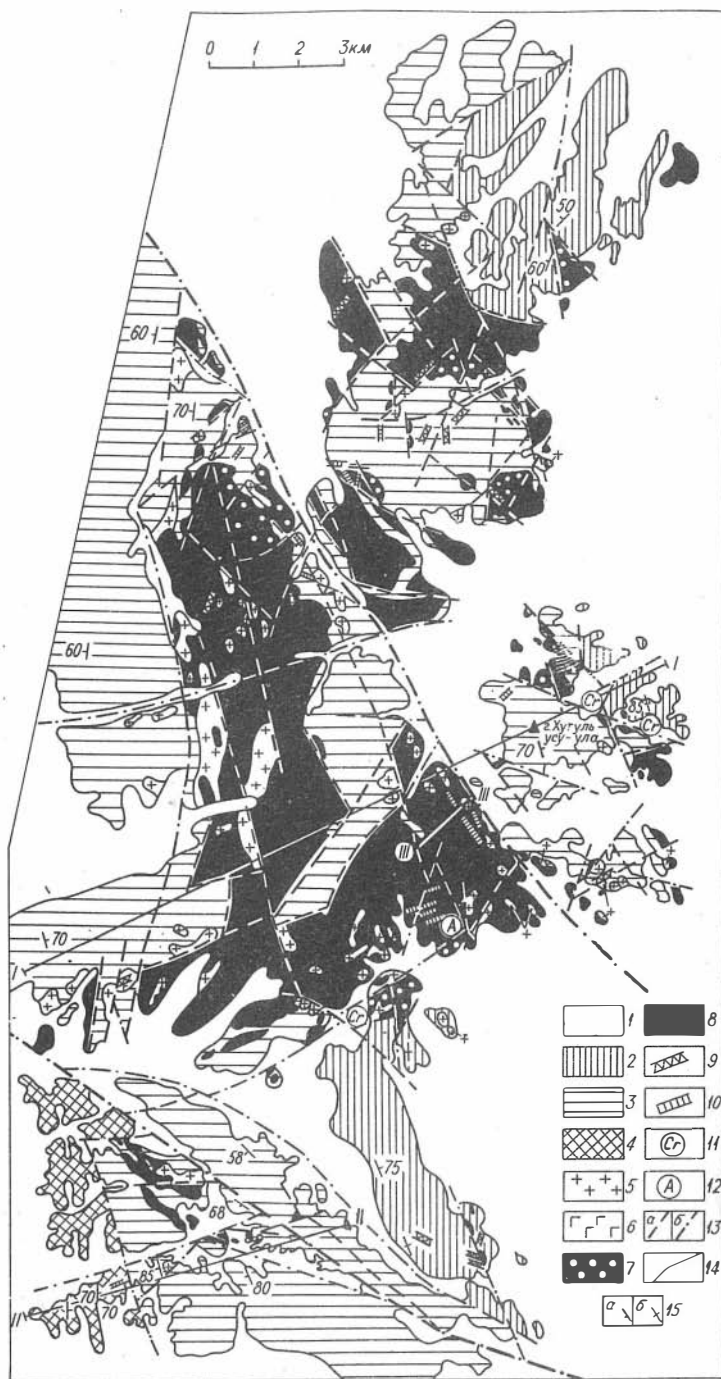
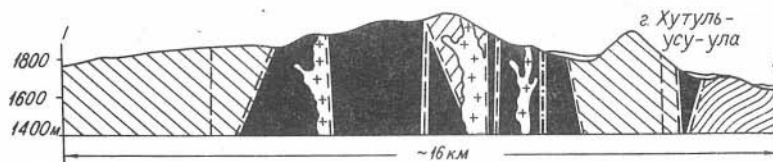


Рис. I. Схематическая геологическая карта Хутульского гипербазитового массива. Составили Г.В.Линус, Л.В.Агафонов, Ф.П.Леснов, С.И.Ступаков, И.В.Завьялова, Д.Дорж, 1980 г.

I - четвертичные отложения. 2 - венд-кембрий: метаморфизованные мергелистые известняки, темно-серые и черные кварциты, зеленокаменно-измененные диабазы и их туфы, филлитовидные сланцы. 3 - рифей-II: графитистые мраморы, содержащие обломки кристаллических сланцев и амфиболитов; кварциты, в том числе голубые, с подчиненным количеством прослоев амфиболитов. 4 - рифей-I: гранито-гнейсы, кристаллические сланцы, кварцсодержащие амфиболиты с подчиненным количеством прослоев графитовых мраморов и кварцитов. 5 - граниты O-S: биотитовые, биотит-роговообманковые; лейкократовые микроклин-микропертитовые граниты, плагиограниты и гранит-порфиры. 6 - габбро амфиболовое. 7 - лиственизированные серпентиниты. 8 - гипербазиты нерасчлененные (серпентинизированные дуниты, гарцбургиты, серпентиниты). 9 - дайки диабазов. 10 - дайки лейкократовых гранитов. II - рудопоявление хромитов. 12 - рудопоявление хризотил-асбеста. 13 - тектонические нарушения - разломы: а) установленные; б) предполагаемые. 14 - геологические границы. 15 - элементы залегания: а) наклонные; б) вертикальные



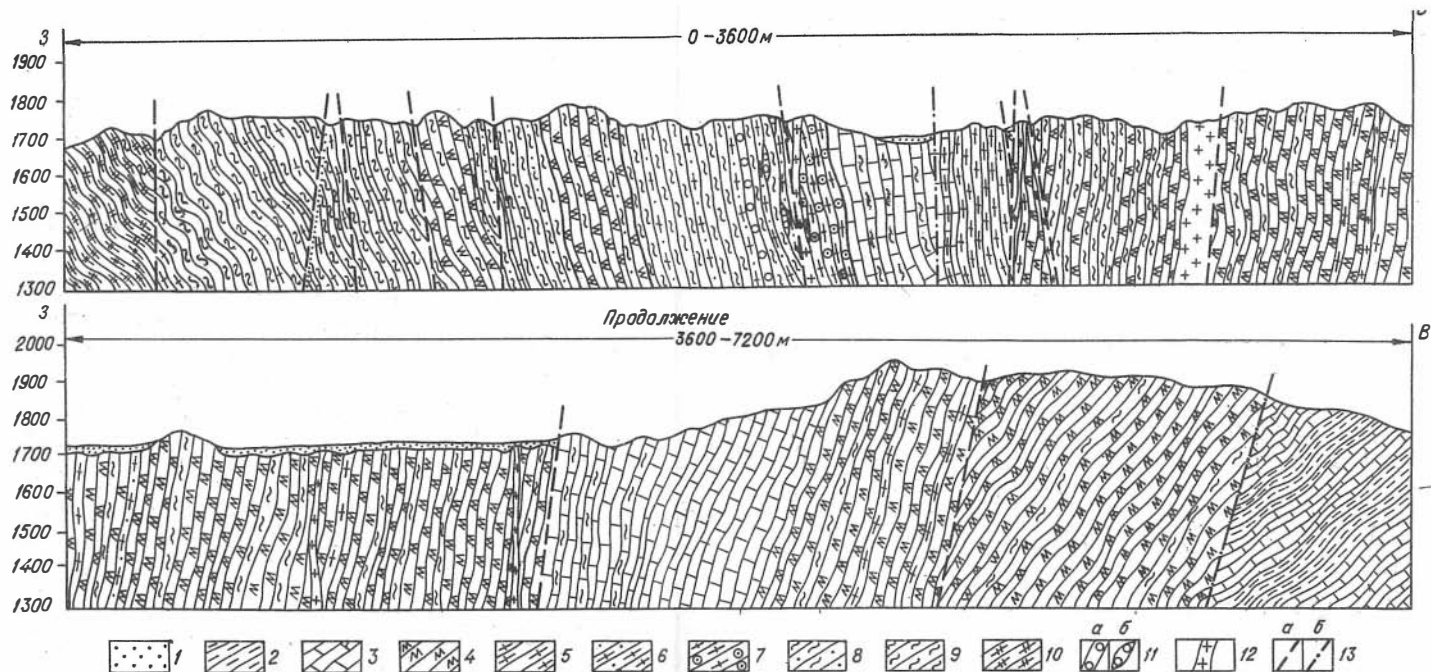


Рис.2. Разрез (II-II) рифейских метаморфитов южной части Хутульского гипербазитового массива

I - четвертичные отложения. 2 - хлоритовые, хлорит-серицитовые сланцы (V_{-1}). 3 - мраморы. 4 - кварциты, кварцито-сланцы. Кристаллические сланцы: 5 - мусковитовые, биотит-мусковитовые, мусковит-биотитовые. 6 - гранатовые. 7 - гранат-ставролитовые-биотитовые, гранат-ставролит-роговообманковые, ставролит-роговообманковые. 8 - гранатовые амфиболиты. 9 - амфиболиты, амфиболовые сланцы. 10 - гранито-гнейсы, плаггиогнейсы. II - кварц-карбонатные породы: а) прослоя; б) линзы. 12 - дайки кислого и среднего составов. 13 - разломы: а) установленные; б) предполагаемые

породы Хутульского массива имеют крутые, в основном тектонические контакты с вмещающими породами, которые свидетельствуют о протрузивном характере гипербазитов. Кроме того, во вмещающих мраморах (R_2) южного обрамления массива найдены единичные обломки пироксенитов, что позволяет говорить о существовании гипербазитовых тел еще в довендское время, а это явно не подтверждает высказывания И.П.Палея (1979), А.Б.Дергунова и др. (1980) о возникновении океанической коры в венд-кембрийское время.

Таким образом, междуречье Дзабхан-Гол и Хунгуй-Гол является еще одним примером, доказывающим существование докембрийских пород в пределах Озерной зоны, и подтверждением того, что фундаментом отложений как Озерной зоны, так и других каледонских и раннекаледонских структур является кора континентального типа.

Метаморфические породы докембрия по литологии и геолого-структурному положению нами подразделены на два комплекса и условно отнесены к R_1 и R_2 . Ниже приводится описание разреза (рис. 2) метаморфических пород к юго-западу от массива.

Нижнерифейские образования (снизу вверх)

Мощность, м

1. В нижней части разреза вскрываются чередующиеся между собой светло-серые мелкозернистые и розовато-серые среднезернистые слюдистые гранито-гнейсы - $Kв+Mk+Pl+Mu^{+}Bi^{+}Эп$ с многочисленными согласными маломощными жилками (до 10 см) существенно полевошпатового и кварцевого составов. В верхней (восточной) части разреза гранито-гнейсов отмечается 30-сантиметровый горизонт амфиболитов ($PO+Pl+Kв+Эп+Хл$) 250

2. Выше следует мощный выход черных амфиболитов и меланократовых амфиболовых сланцев ($PO+Kв+Pl+Руд+Эп^{+}Ка^{+}Хл$) с редкими 1-2-метровыми прослоями светлых слюдистых ($Bi+Pl+Kв+Руд^{+}Хл^{+}Эп^{+}Ка$) и слюдисто-карбонатных ($Ка+Kв^{+}Bi^{+}Му$) сланцев. В верхней части пачки появляются тонкие прослои полосчатых кварцитов. Все породы интенсивно пронизаны маломощными до 0,3-0,4 м (реже до 1 м) кварцевыми жилами и секутся дайками сиенит-порфиров и спессартитов мощностью 1-2 м 700

3. Кварциты белые, розовато-белые сливные и рассланцован-

Мощность, м
ные (участками слюдистые) с единичными метровыми горизонтами амфиболитов 120

4. Пачка гранатосодержащих амфиболитов (Р0+Пл+Кв+Гр+Руд, акцессорный апатит) с двумя горизонтами по 0,3 м карбонат-мусковит-кварцевых сланцев 210

5. Кварциты 200

6. Амфиболиты (Р0+Кв+Пл[±]Би+Руд) с 5-метровыми прослоями гранат-биотит-мусковит-плаггиоклаз-кварцевых кристаллических сланцев и прослоями от нескольких см до 2 м и линзочками 2х8 м кварц-карбонатных пород. Породы секутся субширотной двухметровой измененной дайкой кислого состава (Кв+Пл+Сер+Хл+Руд).. 440

7. Пачка кристаллических сланцев со ставролитом. В начале пачки отмечается чередование тонких прослоев темных амфиболовых (Р0+Ст+Гр+Би+Му+Пл+Кв+Руд) и светлых слюдистых (Ст+Гр+Би+Му+Пл+Кв+Граф) сланцев. В последних присутствуют единичные зерна турмалина и окатанные зерна циркона, что свидетельствует об их терригенном происхождении. Породы нередко содержат порфировласты крупных (до 1-1,5 см) зерен ставролита и граната среди тонкочешуйчатой слюдистой основной ткани. Выше по разрезу мощность амфиболовых пород возрастает. Среди них появляются разности с куммингтонитом - Р0+Кум+Пл+Кв+Руд, затем с антофиллитом и куммингтонитом (Р0+Ст+Гр+Ант+Кум[±]Би+Пл+Кв+Руд), еще выше с жедритом и куммингтонитом (Р0+Ст[±]Гр+Жед+Кум+Пл+Кв+Руд). Завершается пачка горизонтом черных полосчатых кварцитов. Сланцы секутся 30-метровой дайкой спессартита 120

8. Мраморы с прослоями амфиболитов (Р0+Пл+Кв+Би+Руд+Эп+Цо+Ка) мощностью до 1 м 340

Нижнерифейские образования здесь срезаются тектоническим нарушением северо-западного простирания и сменяются отложениями верхнего рифея.

Верхнерифейские образования (снизу вверх)

9. Пачка мусковит-плаггиоклаз-кварцевых сланцев 130

10. Кварциты белые, серые, однородные и полосчатые темно-серые до черных (Кв+Пл+Му[±]Би+Эп+Хл+Мт) с горизонтами сильно рассланцованных пород (Кв+Му+Би+Пл+Руд+Эп+Хл). Кварциты содержат пропластки амфиболовых сланцев (Р0+Пл+Кв+Сф) и секутся дву-

Мощность, м
 мя дайками граносиенит-порфиров (вкрапленники - $PO+Pl$; основная масса - $PO+Pl+Mk+Kv+Эп+Би+Орт+Сф+Руд$), одна мощностью 1 м, другая - 5 70

11. Амфиболовые сланцы ($PO+Kv+Pl+Гр+Эп+Ап+Руд$) с 3-5-метровыми горизонтами рассланцованных кварцитов ($Kv+Му+Руд$), среди которых выделяются 1-3-сантиметровые прожилки слюдитов ($Му+Би+Kv+Хл+Сф+Ап+Ц+Руд$) 360

12. Мощная толща кварцитов и кварцито-сланцев ($Kv+Му^{+}Би^{+}Гр^{+}Pl^{+}Mk^{+}Ka+Руд$) с 30-60-метровыми в начале и с 10-12 до 1-3-метровых в конце толщи горизонтами амфиболитов и амфиболовых сланцев ($PO+Pl+Kv^{+}Би+Эп^{+}Сф+Эп^{+}Цо^{+}Хл+Руд$). Встречаются отдельные горизонты гранат-амфиболовых ($PO+Pl+Kv+Гр+Сф+Цо+Эп$) и амфибол-эпидитовых ($PO+Kv+Эп+Му$) сланцев, а также гранат-слюдистых плагиоклазовых сланцев ($Kv+Би+Му+Гр+Pl$). К последним приурочена зона диафоритов ($Pl+Kv+Гр+Му+Сер+Хл+Эп+Ок. Fe$). Толща прорывается серией даек преимущественно кислого состава мощностью от 0,3 до 5 м. В начале толщи дайки настолько интенсивно интродуцируют вмещающие кварциты, что слагают целое поле площадью 160х120 м 1950-2000

13. Мраморы с единичными горизонтами амфиболитов 700

14. Кварциты с отдельными маломощными горизонтами амфиболитов и слюдистых кристаллических сланцев 1170

Завершается разрез пачкой переслаивающихся хлоритовых, хлорит-серицитовых сланцев ($Хл+Сер+Kv+Pl^{+}Ka^{+}Mt$) и мраморизованных известняков, относящихся к венд-кембрийским образованиям 410

Общая мощность пород разреза около 7200 м.

Приведем краткую геологическую характеристику метаморфических толщ данного разреза.

Нижнерифейская толща вскрывается на западном фланге южного обрамления массива и представлена дислоцированными в складки, рассланцованными, сильно метаморфизованными породами (амфиболитами, кристаллическими сланцами, гранито-гнейсами, кварцитами, мраморами), которые имеют субмеридиональное простирание (СВ $10-20^{\circ}$ до СВ $350-330^{\circ}$), восточное падение под углом $40-50^{\circ}$ (иногда до $80-85^{\circ}$) в восточном направлении и мощность - 2,350-2,400 м.

Толща этих пород участками сильно пронизана маломощными полевошпатовыми и кварцевыми жилками, рассечена дайками граносиенит-порфиров и спессартитов, сильно измененными дайками основного состава и разбита на блоки разломами в основном субмеридионального простирания. Западный (нижний) контакт ее скрыт четвертичными отложениями, а восточный (верхний) имеет тектонический характер. По составу толща существенно амфиболитовая. Гранито-гнейсы встречены лишь в самых низах разреза и отделены от амфиболитов тектоническим нарушением. Среди амфиболитов выделяется две пачки кварцитов (в 120 и 200 м), пачка ставролитовых кристаллических сланцев (120 м), маломощные прослои мраморов, кварц-карбонатных и слюдистых сланцев. Заканчивается разрез нижнерифейских образований пачкой мраморов (150 м). Минеральные ассоциации этих пород приведены в табл. I.

Верхнерифейские образования являются главной составной частью (77 %) вмещающей рамы Хутульского массива и представлены рассланцованными и дислоцированными в складки породами (кварциты, кварцито-сланцы и кристаллические сланцы, мраморы и амфиболиты) СЗ простирания от 330–345° до 300–305° с падением к западу и юго-западу (в отличие от нижнерифейской толщи) под углом 80–85°, выходящимся в восточном направлении до 58–60°. Мощность около 4800–4900 м. Толща интродуцирована дайками сиенит-порфиров, спессартитов, кварцевыми и маломощными аплитовыми жилками и разбита на блоки сериями в основном крутопадающих разломов.

Контакт с нижнерифейскими образованиями тектонический а наличие в отдельных местах, в основном среди карбонатных пород, обломков амфиболитов и кристаллических сланцев свидетельствует о том, что формирование верхнепротерозойской толщи сопровождалось эрозионно-денудационным разрушением более ранних образований. По набору пород толща является карбонатно-кварцевой с явным преобладанием кварцитов и кварцито-сланцев. Среди них присутствуют лишь маломощные пачки и единичные горизонты амфиболитов и слюдистых кристаллических сланцев. В табл. I приведены парагенезисы этих пород.

Практически все гипербазитовые тела Хутульского массива находятся среди верхнерифейских пород и имеют с ними тектонические контакты. Вблизи контактов в карбонатных породах в добав-

ление к минералам, участвующим в парагенезисах, появляются единичные зерна клинопироксена.

Венд-кембрийские отложения в изученном районе распространены ограниченно. Они представлены терригенно-вулканогенной толщей пород, собранных в линейные складки субмеридионального простирания с крутыми, близкими к вертикальным, углами падения, сложенной мергелистыми известняками, темноокрашенными кварцитами, полимиктовыми песчаниками, филитовидными сланцами, зелено-каменно-измененными диабазами и их туфами. Породы прорываются дайками диабазов, реже габброидами и базальтовыми порфиритами. Венд-кембрийские отложения имеют тектонические контакты с рифейскими образованиями и по степени метаморфизма отвечают условиям зеленосланцевой фации.

Петрография докембрийских метаморфических пород

Гранито-гнейсы

Толща гранито-гнейсов сложена перемежающимися полосами пород — светло-серых мелкозернистых (мощностью в 4–10 м) и розовато-серых средне-, крупнозернистых (в 1–3 м) с согласными и секущими многочисленными тонкими (1–3 см) жилками белого и розового полевого шпата и кварца (до 25 см), с редкими прослоями амфиболитов.

Под микроскопом гранито-гнейсы обнаруживают неоднородность в структуре и составе. Вблизи полевошпатовых жилок породы микрополосчаты за счет слоев и линзочек разного состава: мелкозернистого существенно кварц-биотит-плагиоклазового и более крупнозернистого лейкократового кварц-микроклинового. Биотит и плагиоклаз сильно изменены. Биотит хлоритизирован, плагиоклаз альбитизирован, соскритизирован, содержит обильные зерна минералов эпидот-цоизитовой группы. Микроклин очень свежий, в мелких и крупных резко ксеноморфных зернах с микроклиновой решеткой. Проникает в интерстиции зерен, образует порфиробласты с включениями соседних минералов, обнаруживает признаки замещения зерен кварц-биотит-плагиоклазовой породы.

По мере удаления от лейкократовых жил и вблизи контакта с амфиболитами, гнейсы обнаруживают более однородное строение и

Таблица I

Минеральные ассоциации докембрийских метаморфических пород

Толща R ₁	Толща R ₂
<u>Гранито-гнейсы</u>	<u>Амфиболиты, амфиболовые сланцы</u>
Пл+Кв+Би+Сф+(Хл, Эп, Цо, Сос.+Ап) ¹⁾	РО+Пл+Кв+Руд+(Эп, Сф, Мт+Ап)
Пл+Мк+Кв+Му+(Би _{зн} , реликт)	РО+Пл+Кв+Сф+([±] Хл, Цо)
Пл+Мк+Кв+Би+Му+(Эп, Цо, Аб, Хл+Ап, Сф)	РО+Пл+Кв+Би+Сф+(Эп)
<u>Амфиболиты, амфиболовые сланцы</u>	РО+Пл+Кв+Гр+(Эп)
РО+Пл+Кв+Руд+(Хл, Сф, Эп, Ка+Ап)	РО+Кв+Пл+Гр+Сф+(Эп, Цо)
РО+Пл+Кв+Ка+(Хл, Цо)	<u>Диафториты</u>
РО+Пл+Кв+С+(Ап)	Эп+РО+Кв+Му
РО+Пл+Кв+Мт+Би	<u>Кристаллические сланцы, кварцито-сланцы</u>
РО+Пл+Кв+Гр+Руд+(Ап, Сф)	Кв+Пл+Му+Би _{зн} , реликт+(Хл, Му, Мт, Сер, Эп+Ц, Ап+Сф, Руд)
РО+Пл+Кв+Кум+Руд	Кв+Би+Му+Пл+Мк+(Хл, Сер, Эп+Ц, Ап, Руд)
РО+Ст+Кв+Пл+Гр+Би+Ант+Жед+Кум+Руд	Пл+Кв+Гр+Би+(Хл, Эп, Му, Ка, Сос+Ц, Ап)
<u>Кристаллические сланцы</u>	Кв+Би+Пл+Му+Гр+(Хл, Му, Мт, Сер, Ка+Ц, Ап)
Би+Пл+Кв+Ка+(Му, Хл, Цо, Мт+Ц, Ап, Тур, Руд)	<u>Диафториты</u>
Ка+Кв+Би+(Му+Ап)	Кв+Му+Пл+(Би _{зн} , реликт; Хл, Мт, Сер, Эп, Ка+Ц, Ап)
Ка+Кв+Му+Пл+(Ап)	Пл+Кв+(Би _{зн} , реликт; Хл, Ок, Fe, Му, Сер, Эп, Ка, Сос)
Кв+Пл+Му+Гр+(Хл+Ц, Руд)	<u>Кварциты</u>
Би+Му+Пл+Кв+Гр+РО+(Ка+Ц, Ап; Руд)	Кв+Му; Кв+Му+Граф; Кв+Ка+Гр+(Хл)
Кв+Ст+Би+Му+Гр+Пл+Дис+Граф+(Ц, Ар, Тур)	<u>Мраморы</u>
<u>Кварциты</u>	Ка+Пл+Кв+Тр+Тур+Цо+Граф+(Сер, Ар)
Кв+Му [±] (Ц, Тур, Руд); Кв+Аб+Би+(Ц, Руд)	Ка+Пл+Кв+Му+Граф+(Ар)
<u>Мраморы</u>	Ка+Пл+Кв+Му+Тр+Граф+Сф+(Хл+Ц, Ап)+
Ка+Кв+Тр+Му+(Сф, Ц)	+обломки пород

Примечание. Основные минералы перечислены в порядке количественного убывания; в скобках помещены вторичные и акцессорные минералы.

состав, отвечающий обычному плагиогнейсу: биотит (до 8 %), кварц (30–40 %), плагиоклаз (40 %), сфен (2 %). Плагиоклаз менее изменен, но биотит сильно хлоритизирован. Структура породы лепидогранобластовая, текстура гнейсовидная за счет субпараллельной ориентировки удлиненных зерен кварца, плагиоклаза, чешуек слюды. Встречены переходные разности между полосчатыми гранито-гнейсами и плагиогнейсами, в которых микроклин образует редкие порфиобласты с извилистыми (амёбовидными) очертаниями замещающих гранобластовую ткань плагиогнейсов.

Таким образом, следует заметить, что, по крайней мере, часть гранито-гнейсов, особенно вблизи полевошпатовых жил, образовалась вследствие микроклинизации плагиогнейсов.

Метабазиты

К метабазитам отнесены основные и близкие к ним породы, представленные амфиболовыми сланцами, амфиболитами, гранатовыми амфиболитами и редкими ставролит-амфиболовыми породами (с жедритом, антофиллитом, куммингтонитом).

Амфиболовые сланцы и амфиболиты характеризуются одинаковым набором главных минералов ($PO + Pl + Kz + Mt + Cф$), различаясь макроскопически степенью насыщения лейкократовым материалом, структурой и текстурой пород.

К амфиболовым сланцам отнесены темно-зеленые (до черных) меланократовые тонкозернистые однородные породы с содержанием лейкократового материала до 3–10 %, редко до 20 %. К амфиболитам – более крупнозернистые и лейкократовые, как правило, полосчатые породы с переменным содержанием калиевых минералов (20–50 %). В количественном отношении амфиболовые сланцы преобладают над амфиболитами как в толще R_1 , так и в толще R_2 .

В отложениях R_1 мощность отдельных горизонтов амфиболовых сланцев иногда достигает 200 м, но более распространены горизонты мощностью 2–7 м. У амфиболитов, наоборот, преобладают тонкие пропластки (0,3–1–3, редко до 5 м). Горизонты амфиболитов залегают как среди амфиболовых сланцев, так и среди других метаморфитов толщи (кварцитов, мраморов). В поле можно наблюдать постепенные и резкие переходы между тонкозернистыми амфиболовыми сланцами и средне-, крупнозернистыми полосчатыми амфи-

болитами с переменным содержанием лейкократового материала. В ряде случаев отмечается четкая приуроченность амфиболитов к участкам амфиболовых сланцев с тектоническими нарушениями, с жилками кварца (0,3-0,4 м мощностью) и полевошпатовыми жилками (в 1-3 см). На контакте с последними в амфиболовых сланцах иногда образуются крупнозернистые мономинеральные амфиболовые породы ("горнблендиты"). Среди амфиболовых сланцев встречаются также (вблизи кварцевых жил) "петматоидные" образования - линзовидные выделения длиной 1-5 мм из укрупненных зерен кварца и вытянутых призм амфибола, согласно ориентированных с гнейсовидностью вмещающего сланца.

Типичные амфиболовые сланцы почти мономинеральны, с устойчивым парагенезисом $Рс + Pl + Kfs \pm Mt \pm Ser \pm Ep$. Породы равномерно-зернистые, однородные, плотные, тонкозернистые с гнейсовидной текстурой (встречаются S-образные текстуры) и нематобластовой, гранонематобластовой структурами.

Амфибол представлен сине-зеленой роговой обманкой (90-95 %) с плеохроизмом: по Ng - сине-зеленый, Nm - зеленый, Np - светло-бурый. Образует мелкие вытянутые призмочки (до 0,2-0,5 мм длиной), субпараллельно ориентированные, в интерстициях которых зажат тонкозернистый агрегат (зерна мельче 0,1 мм) из округлых зернышек плагиоклаза (олигоклаза) и кварца, находящихся в непостоянных соотношениях, а также мелкие зерна (или их скопления до 0,3 мм) рудного минерала-магнетита. В ряде сланцев появляются сфен, эпидот (от знаков до 1-3 %), неравномерно распределенные в породе, приуроченные к роговой обманке и плагиоклазу, и хлорит, замещающий роговую обманку.

Между амфиболовыми сланцами и амфиболитами существуют переходные породы (по количеству силикатных минералов и крупности зерна) с тонкополосчатым строением.

Для амфиболитов, в отличие от сланцев, характерна полосчатость, обусловленная чередованием тонких (в 2-5 мм) слоев темных существенно амфиболовых и светлых лейкократовых. Амфиболовые полосы состоят из вытянутых призматических зерен роговой обманки (0,3-0,5 до 5-10 мм), лейкократовые слои (часто они переходят в узкие линзы до 3-10 мм) сложены тонкозернистым роговикоподобным (в 0,02-0,05 мм) или гранобластовым (до 0,1-0,3 мм) материалом из плагиоклаза и кварца, аналогичным мате-

Таблица 2

Состав минералов из докембрийских метаморфических пород, вес. %

Окислы	А м ф и б о л ы					Биотиты	
	602I/I	6023/5	6024/9	6025/I	6025	6024/9	6032/3
SiO ₂	44,40	40,46	41,87	42,12	41,90	36,43	34,44
TiO ₂	0,50	0,47	0,29	0,25	0,30	2,12	2,50
Al ₂ O ₃	11,98	13,06	17,97	18,04	16,62	17,65	16,86
FeO	15,81	26,77	18,28	15,07	16,08	18,38	28,57
MnO	0,23	0,13	0,29	0,12	0,22	0,05	0,06
MgO	10,84	3,93	6,59	9,16	9,06	10,42	4,46
CaO	11,10	10,39	10,63	9,63	10,41	0,03	0,08
Na ₂ O	1,60	1,82	1,69	1,60	1,41	0,30	0,08
K ₂ O	0,31	0,59	0,42	0,21	0,31	9,31	9,06
ZnO	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	96,77	97,62	98,03	96,20	96,31	94,69	96,11

Кристаллохимические коэффициенты и железистость

Si	6,633	6,359	6,230	6,259	6,641	— 2,774	2,726
Ti	0,056	0,055	0,032	0,027	0,038	0,122	0,149
Al	2,110	2,419	3,151	3,161	3,106	1,584	1,573
Al ^{IV}	1,367	1,641	1,770	1,741	1,359	1,226	1,274
Al ^{VI}	0,743	0,778	1,381	1,420	1,747	0,358	0,299
Fe	1,976	3,520	2,274	1,872	2,134	1,170	1,891
Mn	0,029	0,018	0,036	0,015	0,029	0,003	0,004
Mg	2,415	0,920	1,461	2,027	2,144	1,183	0,526
Ca	1,777	1,750	1,694	1,532	1,763	0,002	0,007
Na	0,464	0,554	0,488	0,461	0,438	0,044	0,012
K	0,060	0,118	0,080	0,039	0,057	0,905	0,915
$f = \frac{Fe}{Fe+Mg}$	45,00	79,28	60,88	48,01	49,88	49,72	78,24

риалу сланцев. Редко встречаются массивные однородные амфиболиты с равномерным распределением минералов.

Амфиболиты являются более разнообразными породами, чем сланцы, не только по структурно-текстурным особенностям, но и

Окислы	Ставролиты			Г р а н а т ы			
	6024/9	6025/I	6025	6032/3	6024/9	6024/II	6025/I
SiO ₂	27,90	27,94	27,14	37,30	38,28	38,45	38,16
TiO ₂	0,52	0,49	0,46	0,11	0,08	0,20	0,22
Al ₂ O ₃	53,96	52,73	53,37	20,51	21,13	20,89	20,11
FeO	14,03	12,82	13,13	35,94	30,55	32,96	31,72
MnO	0,16	—	0,16	1,84	0,94	0,95	1,74
MgO	1,62	1,07	0,90	1,17	3,50	1,89	3,71
CaO	—	—	—	4,09	4,56	5,39	4,44
Na ₂ O	0,05	—	—	—	0,09	—	—
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	—
ZnO	—	0,84	0,60	—	—	—	—
Сумма	98,24	95,89	95,76	100,96	99,13	100,73	100,10

Кристаллохимические коэффициенты и железистость

Si	3,871	3,966	3,859	3,009	3,051	8,054	3,044
Ti	0,063	0,051	0,051	0,007	0,005	0,012	0,013
Al	8,843	8,818	8,947	1,950	1,984	1,955	1,889
Al ^{IV}	—	—	—	1,950	1,984	1,955	1,889
Al ^{VI}	—	—	—	—	—	—	—
Fe	1,627	1,518	1,554	2,425	2,036	2,190	2,114
Mn	0,017	—	0,017	0,126	0,064	0,064	0,117
Mg	0,337	0,222	0,171	0,141	0,416	0,223	0,441
Ca	—	—	—	0,353	0,390	0,450	0,379
Na	0,017	—	—	—	0,015	—	—
K	—	—	—	—	—	—	—
$f = \frac{\text{Fe}}{\text{Fe}+\text{Mg}}$	82,84	87,24	90,09	94,51	83,03	90,76	83,50

минеральному составу. Наряду с распространенным здесь, как и в амфиболовых сланцах, парагенезисом $\text{PO}+\text{Пл}+\text{Кв}+\text{Мт}+\text{Сер}+\text{Эп}$ встречаются парагенезисы с карбонатом, биотитом, гранатом, сфеном, куммингтонитом (см. табл. I).

Окислы	Г р а н а т ы						Плагги- оклаз
	Зональность граната (обр.6023/5)						
	Среднее	край		центр	край		602I/I
		I	2	3	4	5	
SiO ₂	37,72	37,90	38,35	37,13	38,16	37,59	62,13
TiO ₂	0,22	0,20	0,23	0,23	0,23	0,21	-
Al ₂ O ₃	20,19	20,20	20,16	20,12	20,25	20,20	22,64
FeO	29,87	33,09	28,60	27,66	29,14	30,85	-
MnO	3,78	1,99	4,87	5,00	4,20	2,82	0,12
MgO	0,56	0,74	0,48	0,47	0,51	0,60	-
CaO	8,26	7,36	8,68	8,86	8,40	7,99	4,28
Na ₂ O	-	-	-	-	-	-	9,06
K ₂ O	-	-	-	-	-	-	0,06
ZnO	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	100,69	101,48	101,37	99,47	100,89	100,26	98,29

Кристаллохимические коэффициенты и железистость

Si	3,036	3,032	3,053	3,018	3,049	3,030	2,796
Ti	0,013	0,012	0,014	0,014	0,014	0,013	-
Al	1,910	1,904	1,892	1,924	1,908	1,920	1,201
Al ^{IV}	1,910	1,904	1,892	1,924	1,908	1,920	-
Al ^{VI}	-	-	-	-	-	-	-
Fe	2,005	2,214	1,904	1,880	1,948	2,080	0,004
Mn	0,237	0,135	0,328	0,342	0,285	0,193	-
Mg	0,067	0,088	0,056	0,057	0,061	0,072	-
Ca	0,710	0,630	0,741	0,771	0,719	0,690	0,006
Na	-	-	-	-	-	-	0,790
K	-	-	-	-	-	-	0,004
f = $\frac{Fe}{Fe+Mg}$	99,80	96,18	97,14	97,06	96,96	96,65	-

Структуры амфиболитов гран-нематобластовые, нематобластовые (для мономинеральных слоев), текстуры полосчатые, гнейсоидные, встречаются S-текстуры.

Примечание. Обр. 6032/3 - слюдисто-кварцевый сланец (Кв+Би+Му+Гр+Пл) из метаморфитов R₂; остальные образцы - из толщи R₁: 6021/1 - амфиболит (Р0+Пл+Кв+Руд), 6023/5 - гранатовый амфиболит (Р0+Пл+Кв+Гр+Руд), 6024/9 - гранат-ставролит-амфиболовая порода (Р0+Ст+Кв+Пл+Гр+Би+Му+Дис.^{зн}), 6024/11 - гранат-ставролит-слюдистый сланец (Кв+Ст+Би+Му+Гр+Пл+Граф.), 6025/1 - гранат-ставролит-амфиболовая порода (Р0+Ст+Кв+Пл+Гр+Жед+Кум+Руд), 6025 - ставролит-амфиболовая порода (Р0+Кв+Пл+Ст+Жед+Кум+Руд). Для гранатов количество катионов дано в пересчете на 12(0), амфиболов - 23(0), биотитов - 11(0), ставролитов - 11(0), плагиоклаза - 8(0). Анализы выполнены на микроанализаторе ІХА-5А О.С.Хмельниковой.

Роговая обманка, как и в сланцах, сине-зеленая, иногда более темная или светлая либо пятнистая, но всегда с синим оттенком; плеохроизм резкий: от сине-зеленого (Ng) до светло-бурого (Np). Зерна призматические мелкие (0,1 x 0,5 мм) и более крупные (0,3 x 1-2 мм), параллельно ориентированные, часты номинеральные полосы.

Анализ сине-зеленого амфибола из амфиболита с парагенезисом (Р0+Пл+Кв+ уд) приведен в табл. 2 (ан. 6021/1), по классификации У.А.Дира (Дир и др., 1968) он попадает в поле обыкновенной роговой обманки.

Состав ее близок парагенетическому типу амфибола эпиотамфиболитовой фации (Костюк, 1970), отличаюсь более высоким содержанием Al^{VI} , соответствующим амфиболам дистенсодержащих пород, что говорит о повышенных давлениях при метаморфизме рассматриваемых пород.

Плагиоклаз, подобно сланцам, представлен олигоклазом (№ 21) (табл. 2, ан. 6021-1), образует мелкие (0,05-0,2 мм) преимущественно несдвойникованные зерна, слагающие совместно с кварцем, лейкократовую часть породы. Количество кварца в амфиболитах возрастает и соотношение с плагиоклазом иногда достигает 1 : 1 (обычно 1:2). Среди мелких зерен изредка присутствуют более крупные (до 0,5-1 мм) кристаллы плагиоклаза с разной степенью "упорядоченности" - от зерен с резко волнистым и блочным угасанием до гранулированных, состоящих из мелких округлых зерен с близким угасанием. Часто они содержат включения иголок амфибола и мелких зернышек кварца. Являются ли эти зерна порфиробластами или реликтами, которые подверглись дроблению и грануляции, - остается неясным.

Вторичные минералы амфиболитов представлены сфеном, который образует каймы вокруг рудного и самостоятельные зерна, приуроченные к амфиболу, и эпидотом – в мелких зернах и их скоплениях, развивающихся по плагиоклазу.

Карбонатсодержащие амфиболиты встречаются в ассоциации со слюдисто-карбонатными прослоями. Породы тонкополосчатые, сложены чередующимися слоями разного состава (Ро+Мт) и (Ка+Кв+Пл). Кальцит содержится в округлых и неправильных сдвойникованных зернах (0,2–0,6 мм) до 40–60 % относительно кварца и плагиоклаза.

Биотит-амфиболовые породы в поле трудно отличимы от обычных амфиболитов, поскольку биотит присутствует в небольшом количестве (1–2 %). Биотит обнаруживает четкие структуры замещения амфибола.

Гранатовые амфиболиты образуют горизонт мощностью до 50 м на границе кварцитов и амфиболовых сланцев. Текстура полосчатая, гнейсовидная. Гранат (5 %) в идиоморфных ограненных зернах (0,2–0,5, редко до 1 мм) приурочен к лейкократовым полоскам из тонкозернистых кварца и плагиоклаза. Роговая обманка темно-синезеленая. Отмечаются единичные чешуйки темно-бурого биотита (по амфиболу). Составы амфибола и граната из гранатовых амфиболитов приведены в табл. 2 (обр. 6023–5). Амфибол представлен роговой обманкой с повышенным содержанием глинозема и щелочей. Гранат оказался неоднородным по составу. При относительно постоянных Si, Al, Ti от центра к краю содержание Mn и Ca понижается, а Fe и Mg – повышается, возрастает железистость. В среднем его состав (табл. 3, ан. 6023–5) отвечает гроссуляр-альмандину с низким содержанием пиропы (2–3 %) и более высоким – спессартина (4–12 %).

Зональность граната с высоким содержанием Mn в центре и с низким – к краям зерна, указывает на более высокую температуру во время зародышеобразования кристалла, чем в конце его роста, и свидетельствует о стадийности процесса метаморфизма при образовании амфиболитов.

Ставролит-амфиболитовые и гранат-ставролит-амфиболовые породы встречаются в верхней части разреза R₁-толщи, где образуют горизонты различной мощности (1–3 до 40 м), переслаивающиеся со слюдистыми сланцами (также с гранатом и ставролитом). Породы

зеленовато-черные, от мелко- до крупнозернистых, масляные и гнейсовидные, полосчатые. Содержание амфибола от 30 до 80 %, граната - от 0 до 12 %, ставролита - 10 %, плагиоклаза - 2-14 %, кварца - 8-24 %, рудный (ильменит, магнетит, сульфиды) - 3-10 %. Среди этих пород встречаются такие паратекзиты:

1. $Рс+Ст+Кв+$
 $+Пл+Гр+Би+Му+Дис;$
2. $Рс+Кв+Ст+$
 $+Пл+Гр+Жед+Кум+Руд;$
3. $Рс+Кв+Пл+$
 $+Ст+Жед+Уд$
4. $Рс+Кв+Гр+$
 $+Ст+Ант+Пл+Кум+Би+$
 $+Руд.$

Составы роговой обманки, ставролита, граната, биотита из паратекзитов 1-3 приведены в табл. 2.

Амфиболы этих пород сине-зеленые, голубовато-зеленые. Содержат повышенное количество глинозема ($Al=3,106-3,161$) и,

Таблица 3

Состав гранатов, мол. %

Минералы	Номера анализов					Зональность граната (обр.6023-5)				
	6032/3	6024/9	6024/II	6025/I	Среднее	I	2	3	4	5
Альмандин	79,38	69,57	74,43	68,37	65,66	71,03	61,83	64,04	63,63	67,77
Пироп	4,70	14,30	7,72	14,90	2,28	2,94	1,89	2,02	2,09	2,43
Спессартин	4,19	2,20	2,30	3,95	8,79	4,50	11,12	12,09	9,73	6,52
Гроссуляр	8,88	12,81	12,61	6,48	17,04	16,12	14,33	17,08	19,12	18,56
Андрадит	2,49	0,85	2,34	5,63	5,53	4,81	10,06	4,03	4,71	4,05
Ti-андрадит*	0,36	0,27	0,62	0,67	0,69	0,60	0,71	0,74	0,72	0,67
Σ Са-компонента	11,73	13,93	15,57	12,78	23,26	21,53	25,10	21,85	24,55	23,28

Примечание. * - Ti - андрадит ($Ca_3Ti_2Si_3O_{12}$) выделен Н.В.Соболевым (Соболев, 1974) на основании статистических данных, выявивших сильную отрицательную связь $Al + Cr$ с Ti в гранатах, что позволило ему отнести Ti в группу трехвалентных окислов и определять примесь Fe^{3+} по разнице с общей суммой трехвалентных окислов, равной 2,00.

по классификации Е.А.Костюк (1970), относятся к роговым обманкам из дистенсодержащих пород, а на диаграмме У.Л.Дира и др. (Дир и др., 1965) они попадают в поле чермакитов и чермакитовых роговых обманок.

Амфиболы обр. 6025-I и 6025 оказались близки по составу к амфиболам из ставролит-роговообманковых пород олокитской свиты верхнего протерозоя Северного Прибайкалья (Волкова, 1981₁), отличаясь от них более высоким содержанием Al^{VI} ($Al^{VI}=I,38I-I,747$), являющегося индикатором повышенных давлений (Костюк, 1970, с.134).

Гранат образует крупные зерна (до 5 мм), неравномерно распределенные в породе, в отдельных случаях – линзовидные прослойки, согласные с общей гнейсовидностью породы, придающие породе порфиروبластический облик. По сравнению с гранатами других метаморфитов толщи минерал имеет пироп-альмандиновый состав с высоким (почти равным пиропу) содержанием Са-компонента. Железистость граната равна 83,03–83,50 %.

Биотит в этих породах оранжевый с резким плеохроизмом до бесцветного. Развивается преимущественно среди лейкократовых слоев в тесном прорастании со ставролитом и рудным, реже встречается в амфиболе (мелкие чешуйки).

Мы располагаем одним анализом биотита этих пород (табл. 2, ан. 6024-9). Сравнение его состава с биотитом из пород с таким же парагенезисом из докембрийской олокитской свиты показало, что изученный биотит очень близок по составу к биотиту, но не из ставролит-роговообманковых пород, от которых он отличается по Si, Fe, Mg, K, а из пород с парагенезисом – $PO+Pl+Gr+Kv+Bi$ (без ставролита), отличаясь меньшим содержанием Ti и Mg – на 2 %, и, особенно, с парагенезисом ($Bi+Kv+Жед+Pl+Gr+Ст$) – лишь меньшей концентрацией железа (на 1,50).

Ставролит образует зерна неправильной формы, редко идиоморфные кристаллы. Цвет – от ярко золотисто-желтого и желтого с резким плеохроизмом до бесцветного. Составы ставролитов из разных парагенезисов приведены в табл. 2. Они различаются главным образом содержанием железа и магния ($f=82,8-90,1$). Сравнение исследуемых минералов со ставролитами олокитской свиты (Волкова, 1981₂) показало, что они близки по составу к ставролитам из кварц-мусковитовых метасоматитов и отличаются от ставролитов роговообманково-ставролитовых пород более высоким содержанием железа и низким магния.

В ставролитах одокитской свиты присутствует ZnO , содержание которого особенно высоко (до максимального 7,5 %) в ставролит-роговообманковых породах. В исследуемых ставролитах содержание ZnO незначительно (0,60–0,84 вес. %), что, вероятно, объясняется большим содержанием в них железа, для которого установлена высокая отрицательная корреляция с ZnO (Волкова, 1981, 1981₂). Плагноклаз в рассматриваемых породах мало распространен (2–10 до 14 %), присутствует в мелких округлых зернах, изредка сдвойникованных, и реже более крупных (до 0,8–1 мм), сильно давленных, измененных, замещаемых другими минералами, с широким интервалом анортитового компонента – 17–55 %.

В ставролит-роговообманковых породах в небольшом количестве (1–2 %) присутствуют ромбические амфиболы. Они образуют бесцветные и слегка буроватые длинные или широкие призматические, иногда скелетные кристаллы, реже неправильные зерна, приуроченные к роговой обманке и гранату. Их состав отвечает жедриту (бесцветный минерал) с содержанием глинозема, равным 14–17 %, и антофиллиту (желтоватые, слегка буроватые зерна), глинозема в котором 0,76–4,2 % (результаты микрозонда).

Куммингтонит в этих породах встречается часто, хотя и в небольших количествах (зн.–2 %). Образует бесцветные узкие призмы и их скопления (до 1 мм), дорастивающие вершины призматических зерен роговой обманки или развивающиеся по гранату. Иногда окраска пятнистая: бесцветная с участками желтоватыми и бледно-зелеными. Часто содержит мелкие реликтовые зерна сине-зеленой роговой обманки, мелкие зерна кварца, рудного. CNg куммингтонита – 14–16⁰, железистость – 43,7–51,1 % (данные микрозонда).

Метабазиты верхнерифейской толщи менее распространены. Они образуют главным образом маломощные горизонты в 1–2 редко 7–10 м (единичные случаи до 60 м) среди кварцитов, кварцито-сланцев и мраморов. Породы представлены амфиболовыми сланцами и амфиболитами, имеющими одинаковый минеральный состав, но с разными структурно-текстурными особенностями и количеством лейкократового материала.

Амфиболовые сланцы в нижней части разреза пород толщи R_2 аналогичны амфиболовым сланцам R_1 : тонкозернистые, черные, однородные и слабо дифференцированные, меланократовые (лейкократового компонента 2–10 % с преобладанием плагноклаза над кварцем), с нематобластовой и гранонематобластовой структурами, с

гнейсовидной текстурой, с сине-зеленой роговой обманкой. Однако для основной части разреза толщи R_2 характерны амфиболовые сланцы с большей дифференцированностью на калиевый и ферритовый компоненты, тонкополосчатые, содержащие $Pl+Kv$ до 20-30 %, а роговую обманку светло-зеленого, светло-буровато-зеленого цвета.

Среди амфиболитов распространены мелко-, среднезернистые разновидности, полосчатые, гнейсовидные. Роговая обманка окрашена также в светло-зеленые и буровато-зеленые тона.

Минеральные ассоциации амфиболовых пород R_2 -толщи отражены в табл. I. Наиболее типичен здесь парагенезис со сфеном ($PO+Pl+Kv+Cfs$; вторичные - $Эп, Цо, Хл$; акцессорные - апатит), а не с рудным минералом, как это имеет место в сланцах R_1 -толщи. Содержание сфена достигает 1-5 %, распределение в породе от равномерного (зерна до 0,2 мм) до неравномерного (скопления или прерывистые цепочки из мелких (0,03-0,07 мм) зерен). Отмечаются, как и в толще R_1 , гранатовые и биотитовые разности амфиболовых сланцев и амфиболитов с незначительной примесью темно-бурого биотита (до 1 %) и буровато-розового граната (1-3 %).

Отличительной особенностью метабазитов R_2 -толщи является значительно более широкое развитие вторичных процессов с замещением плагиоклаза (сооскуритизация, эпидотизация) и амфибола (хлоритизация), а также образование тонких жилков из вторичных эпидота, хлорита, иногда сфена, магнетита, согласных и секущих к направлению гнейсовидности породы. Вторичные изменения иногда настолько интенсивны, что приводят к образованию своеобразных диафторитов - "эпидотитов" - с парагенезисом ($Эп+PO+Kv+Mu$), содержание эпидота в которых достигает 55 %.

Структурно-текстурные особенности амфиболовых сланцев и амфиболитов R_1 - и R_2 - толщ весьма близки.

Сопоставляя особенности метабазитов обеих толщ, отметим для R_2 -метабазитов: 1) меньшую распространенность и мощность горизонтов; 2) широкое распространение сфена и нехарактерность магнетита; 3) преимущественное развитие светло-зеленой и буровато-зеленой роговой обманки; 4) интенсивное развитие регрессивного метаморфизма с образованием диафторитов; 5) отсутствие в разрезе ставролит-роговообманковых пород.

Кристаллические сланцы, кварцито-сланцы

Кристаллические сланцы рассматриваемой докембрийской толщи представлены разнообразными породами – слюдисто-карбонатными, слюдистыми, слюдисто-кварцевыми, кварц-плагиоклазовыми, биотит-ставролит-кварцевыми, т.е. такими, которые являются продуктами метаморфизма глинистых, кремнисто-глинистых осадков (метапелиты) и в меньшей степени – кремнисто-глинисто-карбонатных осадков. Парагенезисы кристаллических сланцев отражены в табл. I.

Отметим особенности кристаллических сланцев R_1 - и R_2 -толщ.

Среди кристаллических сланцев R_1 -толщи присутствуют метапелиты и слюдисто-карбонатные сланцы. И те, и другие распространены незначительно.

Слюдисто-карбонатные сланцы образуют маломощные прослои (0,5–1 м) среди амфиболитов нижней части разреза. Они представлены парагенезисами $Ka+Kv+Bi$ и $Ka+Kv+Mu+Pl$, в которых содержание карбоната не превышает 10 % – порода существенно кварц-плагиоклаз-биотитовая. Породы тонкозернистые, светло-коричневые (с биотитом) и светло-серые (с мусковитом), гнейсовидные, со слабо выраженной порфиروبластичностью за счет укрупненных редких глазков Bi, Mu, Kv, Ka на фоне тонкозернистой (зерна мельче 0,1 мм) роговиковоподобной основной ткани.

Карбонат находится в разновеликих зернах (0,1–0,5 мм), изометричных и удлинённых, распределен неравномерно, участвуя в образовании линзочек и слойков, обогащенных кальцитом, переслаивающихся с тонкими (в 1–3 мм) пропластками кварц-слюдистого и слюдистого материала. Биотит образует мелкие пластинки светло-оранжевого цвета (по Ng) с плеохроизмом до бесцветного (по Np). Количество его 20–30 %. Мелкие пластинки мусковита (10–15 %) отмечены в карбонатных сланцах в ассоциации с кварцем (20 %), плагиоклазом (5–10 %) и единичными чешуйками светло-оранжевого биотита. Реакционных взаимоотношений с биотитом не наблюдается. Как и в разностях с биотитом, мусковит субпараллельно ориентирован. Плагиоклаз присутствует в мелких округлых несдвоенных альбитизированных и серицитизированных зернах. Для кварца (15–20 %) характерно неравномерное распределение в породе – полосы и линзочки почти мономинерального состава из удлинённых

ных зерен кварца с резко волнистым угасанием в чередовании с кварц-карбонатными слойками, где мелкие округлые зерна кварца рассеяны равномерно.

Структура сланцев гранобластовая, в участках, обогащенных слюдой – лепидогранобластовая; текстура гнейсовидная, часто полосчатая; встречается S-текстура (в карбонат-слюдистых сланцах). Минералогическо-текстурные особенности карбонатных сланцев свидетельствуют о происхождении этих пород вследствие метаморфизма существенно карбонатных маложелезистых осадков с примесью терригенного и глинистого материала.

Метапелиты R_1 -толщи приурочены к верхней части разреза. Они образуют маломощные пропластки (3–5 м) среди амфиболовых сланцев и горизонты до 15 м, переслаивающиеся со ставролит-рогово-обманковыми породами, и представлены гранат-мусковитовыми, гранат-мусковит-биотитовыми и графитсодержащими гранат-слюдисто-ставролитовыми сланцами.

Гранат-мусковитовые кристаллические сланцы встречаются среди амфиболовых сланцев. Породы мелкозернистые, светло-серые, гнейсовидные, тонкополосчатые, состоящие в основном из кварца и плагиоклаза, которые образуют полосы то существенно кварцевые (30–95 %), то плагиоклазовые (до 70 %), либо промежуточные с примесью граната (1–7 %) и мусковита (5–10 %). Встречаются пластинки вторичного хлорита и акцессорные – циркон, единичные зернышки рудного.

Гранат-мусковит-биотитовые сланцы отмечены в ассоциации со слюдисто-ставролитовыми сланцами. Они мелкозернистые, светло-коричневой, буроватой окраски, сланцеватые, содержат мелкие редкие (до 30 %) порфиробласты ситовидной темно-сине-зеленой роговой обманки. Основная ткань сложена кварцем (10 %), плагиоклазом (25 %), мусковитом (25 %) и оранжево-коричневым биотитом (35 %). Из акцессорных встречаются единичные зерна циркона, апатита, рудного минерала. В интерстициях зерен основной ткани в виде мелких ксеноморфных выделений присутствует кальцит (1–2 %).

Графитсодержащие гранат-слюдисто-ставролитовые сланцы входят в состав пачки ставролит-роговообманковых пород в верхней части разреза R_1 -толщи, где образуют чередующиеся прослои (от 1–3 до 8–15 м).

Сланцы представлены породами различного облика – мелкозер-

нистыми светло-серыми, серовато-коричневыми сланцеватыми разностями и порфиробластическими, в которых на фоне светлой слюдистой основной ткани рассеяны крупные (0,5–1,5 см) идиоморфные кристаллы ставролита и граната (0,5–1 см), в сумме составляющие до 5–10 % объема породы. Основная ткань сложена кварцем (10–45 %), мусковитом (10–30 %), биотитом (3–20 %), плагиоклазом (2–5 %, в двух случаях до 20–25 %), а в мелкозернистых сланцах еще и ставролитом (15–25 %) и гранатом (3–12 %). Структура сланцев лепидогранобластовая и гранолепидобластовая. Текстура гнейсовидная, сланцеватая, тонкополосчатая. Полосчатость выражена чередованием тонких прерывистых слоев (Кв+Му)– и (Пл+Би+Гр+Ст)–составов.

Гранат, помимо крупных порфиробластов, встречается и в основной массе в мелких неправильных и идиоморфных зернах, иногда в скелетных и ситовидных кристаллах с включениями других минералов. Часты гелицитовые структуры – включения в гранате чешуек графита, биотита, зернышек кварца, которые согласно ориентированы с такими же минералами вмещающей ткани.

Состав граната сланцев (табл. 2, ан. 6024–II) близок к составу гранатов вмещающих ставролит–роговообманковых пород, отличаясь от них более низким содержанием MgO (на 2 %) и повышенным FeO и CaO (на 1 %), что отразилось на минеральном составе – низком содержании пироба (f=91 %).

Ставролит образует вытянутые по Ng, неправильные, часто скелетные зерна, редко идиоморфные призматические кристаллы, золотисто-желтого цвета с плеохроизмом до бесцветного. Для ставролита характерно образование цепочек, вытянутых скоплений из удлинённых по Ng неправильных зерен в тесной ассоциации с плагиоклазом, согласных с общей гнейсовидностью породы. Стмечается обратная количественная зависимость между содержанием в породе плагиоклаза и ставролита.

Биотит в удлинённых табличках темно-оранжевого, красновато-коричневого цвета с плеохроизмом до светло-желтого, ориентированных по сланцеватости. Иногда наблюдаются мелкие порфиробласты биотита в виде широких табличек, ориентированных под углом к сланцеватости. Вторичные изменения слабые, главным образом – хлоритизация, реже мусковитизация.

Мусковит образует узкие пластинки (до игольчатого габитуса) в ассоциации с кварцем, реже с биотитом.

Плаггиоклаз (№ 20-23) в мелких округлых зернах и крупных (0,3-0,5 мм) ксеноморфных, переполненных включениями слюды, с резко волнистым угасанием в тесной ассоциации с биотитом и ставролитом.

Кварц в виде мелких (0,1 мм) изометричных зерен слагает совместно с мусковитом лейкократовые полоски.

Графит (не более 1 %) представлен мелкими чешуйками, равномерно рассеянными по всей породе, часто захватывается растущими зернами, особенно гранитом, придавая ему "сквозную" структуру.

Из акцессорных минералов обнаружены турмалин, апатит (знаки) и рудный минерал, содержание которого иногда достигает 10-15 %.

На известном графике, отражающем зависимость между содержанием кальция в гранате и номером плаггиоклаза (Кепежинская, 1977) из метapelитов, различных по Р-Т-условиям образования, исследуемые сланцы попадают в область точек, характерных для дистен-силлиманитового типа метаморфизма (ставролитовая зона), т.е. такого же, что и для ставролит-роговообманковых пород (см. выше).

Различия в составе гранатов гранат-слюдисто-ставролитовых сланцев и ставролит-роговообманковых пород, метаморфизованных в одинаковых условиях, вызваны разным составом исходных пород. Этот вывод, очевидно, приложим к объяснению различий в составе гранатов из пород, близких по составу и Р-Т-условиям формирования (ан. 6032-3 и 6024-II), что уже отмечалось на примере других регионов (Мепезин, 1978).

Кристаллические сланцы R₂-толщи представлены кварцито-сланцами и метapelитами.

Кварцито-сланцы мало характерны для R₁-толщи и составляют основную часть R₂-толщи пород. Их мощность постепенно нарастает с запада на восток R₂-разреза от маломощных прослоев в 3-5 м среди таких же по мощности горизонтов амфиболитов до 180 м и далее встречаемость и мощность слоев амфиболитов резко падает (до 1 м), а кварцито-сланцев резко возрастает (до 1700). Породы мелко-, среднезернистые, структура гранобластовая, текстура гнейсовидная, сланцеватая, характерна полосчатость. Она создается неоднородностью минералогического состава чередующихся полосок шириной в 1-5 мм. Под микроскопом обнаруживается еще бо-

лее тонкая полосчатость кварцито-сланцев: параллельные чередующиеся слои и тонкие линзочки (в 0,2–0,5 мм) кварцевого, мусковит-кварцевого, кварц-плагиоклазового и кварц-плагиоклаз-мусковитового составов.

Минералогический состав кварцито-сланцев следующий: кварц 40–65 %, слюда (в основном мусковит) – 6–45 %, плагиоклаз (олигоклаз) – 10–45 %, в некоторых разностях появляется гранат (0–5 %). Наряду с мусковитом может присутствовать примесь биотита (нередко частично хлоритизированного). Встречаются зернышки циркона, сфена, апатита, рудного минерала, иногда эпидота. Кварц присутствует в очень мелких (0,03–0,1, редко до 0,5 мм) зернах округлой и удлиненной формы, с неравными зубчатыми очертаниями, резко волнистым угасанием, со следами значительной деформации.

Плагиоклаз (альбит-олигоклаз) в округлых мелких зернах, в существенно кварцевых прослойках и более крупнозернистый в ассоциации с мусковитом и гранатом. Двойники нечеткие, расплывчатые, встречаются зерна с концентрической зональностью (прямой).

Мусковит образует очень мелкие чешуйки и игольчатые формы в кварцевых прослоях и более крупные (до 0,2 мм) сидеритовидные пластинки в слоях, бедных кварцем.

Биотит также в мелких чешуйках (до 0,05 мм), редко в пластинках до 0,1–0,3 мм. Цвет темно-бурый, до черного по Ng и светло-желтый по Nr. Часто хлоритизирован.

Гранат встречается спорадически в основном вблизи прослоев амфиболитов. Образует изометричные и неправильные зерна в 0,05–0,3 мм, редко до 1 мм, приуроченные к слоям мусковит-плагиоклазового состава.

Следует отметить, что среди кварцито-сланцев встречаются тонкие прослои 1–5 см шириной, обогащенные слюдой – "слюдисты" и более массивные разности, в которых слюды мало (до 6 %), а плагиоклаз (до 55 %) преобладает над кварцем.

Метапелиты среди отложений R_2 -толщи встречаются еще реже, чем среди пород R_1 . Это, как правило, маломощные прослои в 3–5 м среди кварцито-сланцев. Переходы к последним через промежуточные разности. Парагенезис метапелитов и кварцито-сланцев одинаковый: $Kв+Пл+Му+Би+Гр(+Хл+Эп+Мт)$. Различие – в количественных соотношениях минералов. В метапелитах более низкое со-

держание кварца ($< 50\%$) и высокое 30–40 %) слюды (мусковита и биотита). Количественные содержания минералов варьируют: Кв – 44–48 %, Пл – 3–32, Му – 5–40, Би – 3–40, Гр – 0–5 %. Породы тонкозернистые (размер зерен 0,1–0,2 до 0,4 мм), светло-серые, текстура гнейсовидная, слабо полосчатая за счет обособления полосок разного парагенезиса – Пл+Кв и Пл+Кв+слюда.

Среди метапелитов выделяются мусковитовые, мусковит-биотитовые, гранат-мусковит-биотитовые и гранат-плагиоклазовые сланцы, а также их хлоритизированные разновидности – хлорит-плагиоклазовые и гранат-хлорит-плагиоклазовые. Перечисленные разновидности сланцев имеют близкие парагенезисы минералов и одинаковые структурно-текстурные особенности, отличаясь количественными соотношениями минералов. Поэтому рассмотрим более информативные с точки зрения условий метаморфизма гранатсодержащие разновидности.

Гранатсодержащие сланцы образуют маломощные прослои (1–3 м) среди слюдистых кварцито-сланцев, приуроченные к контакту с амфиболитами. Количественные соотношения минералов в них сильно варьируют: кварца – 20–70, плагиоклаза – 1–12 до 70 % (в гранат-плагиоклазовом сланце), мусковита – 3–10, биотита – 1–15, граната – 1–10 %. Характерно интенсивное замещение плагиоклаза, биотита и граната вторичными минералами – эпидотом, соскритом, серицитом, хлоритом (иногда до 6 % в породе) с сохранением реликтовых чешуек темно-бурого биотита.

Структура пород лепидогранобластовая, текстура гнейсовидная. Для всех разновидностей метапелитов и ассоциирующих с ними слюдистых кварцито-сланцев, содержащих биотит, характерен биотит темно-бурой (до черной) окраски с резким плеохроизмом до светло-желтого, с довольно высоким коэффициентом железистости (до 78%).

В табл. 2 приведены составы граната и биотита из гранат-слюдистого сланца (ан. 6032/3). Гранат относится к гроссуляр-альмандиновому типу (см. табл. 3) с низким содержанием пирропа (с очень высокой железистостью – 94,5 %) и заметно отличается от граната ставролитовых сланцев более высоким содержанием FeO, MnO и низким – MgO. Состав биотита также характеризуется высокой железистостью, что проявляется в его темно-бурой, почти черной, окраске. Сравнение его состава с составом оранжевого биотита из ставролит-роговообманковых пород R_1 -толщи показало существенное различие между ними по железистости ($x=78,2$ и 49,7 соответственно).

Для определения фациальной принадлежности кристаллических сланцев R_2 -толщи была рассчитана дискриминантная функция (Ушакова, 1971) для биотита из гранат-биотитового кристаллического сланца (ан. 6023/3), которая оказалась равной 7,09, что отвечает границе между эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациями. Таким образом, как и кристаллические сланцы R_1 -толщи, рассматриваемые породы подверглись метаморфизму в условиях эпидот-амфиболитовой фации.

Диафториты

Низкотемпературные сланцы (с хлоритом, эпидотом, серицитом, кальцитом) обнаружены в нескольких участках изучаемого разреза. Тщательное исследование позволило установить, что все они являются диафторитами по вмещающим их неизменным и слабо измененным сланцам и кварцито-сланцам с сохранением структурно-текстурных особенностей замещаемых пород. Мощность диафторитов от нескольких метров до первых десятков метров. Наблюдается их приуроченность к зонам разломов и зонам брекчирования, к дайкам кислых пород. Это мелко-, среднезернистые породы, часто полосчатые за счет переслаивания тонких светлых слоев (0,3–2 мм) плагиоклаз-кварцевого состава с темными хлоритизированными кварц-мусковит-биотитовыми, а при интенсивном замещении пород с кварц-хлоритовыми "прослоями". Встречаются разновидности с хлоритизированным гранатом.

Отмечаются постепенные переходы по интенсивности замещения первичных минералов от слабой до полной хлоритизации биотита и граната и серицитизации и соскритизации плагиоклаза. Нередко в таких породах присутствует цоизит-эпидотовый минерал в виде отдельных зерен или их скоплений, вытянутых параллельно общей гнейсовидности породы.

Преобладающим минералом диафторитов является кварц. Он представлен удлиненными по Ng зубчатыми зернами с резко волнистым угасанием. Содержание его от 30–40 до 80 %.

Плагиоклаз присутствует в неправильных или слабо вытянутых зернах, серовато-бурого цвета из-за обилия вторичных продуктов (мусковита, серицита, цоизита, эпидота), составляет 6–30 %.

Хлорит (4–35 %) образует мелкие вытянутые листочки и чешуйки, ориентированные параллельно полосчатости. Окраска хлори-

та бледно-зеленая, почти бесцветная при замещении светло-бурого биотита и темно-зеленая, когда он развивается по темно-бурому биотиту или гранату, что хорошо фиксируется по реликтовым зернам биотита и граната.

Мусковит (до 20 %) в удлиненных бесцветных 'чешуйках, ориентированных согласно общей гнейсовидности. Он не обнаруживает контактных взаимодействий с хлоритом и не содержит реликтового биотита.

Серицит (1-5 %) развивается по плагиоклазу, замещая его иногда нацело. Эпидот (1-15 %) образует как отдельные зерна, так и скопления зерен, вытянутые согласно полосчатости. Цоизит отмечен среди вторичных продуктов по плагиоклазу. Помимо основных минералов, встречаются магнетит, апатит, циркон.

Кварциты

Эти породы, наряду с кварцито-сланцами, широко распространены среди R_2 -отложений, а на долю R_1 -образований приходится не более 6 % от общего объема пород разреза. Мощность кварцитов непостоянная - от тонких прослоев до мощных горизонтов в десятки и сотни метров (в отложениях R_2).

Главным породообразующим минералом является кварц, составляющий 95-100 % всей массы.

Кварциты нижнерифейской толщи представлены массивными сливными и полосчатыми, а также сланцеватыми слюдястыми разновидностями. Цвет белый, светло-серый, темно-серый и темно-голубой; структура средне-, мелкозернистая, гранобластовая, зубчатая; текстура - гнейсовидная. Темноокрашенные разности, как правило, тонкополосчатые, отмечаются на контакте с амфиболитами. Слюдистые сланцеватые кварциты, содержащие тонкие (1-3 см) линзочки и прослои белой слюды, приурочены к массивным белым кварцитам.

Минералогический состав кварцитов беден. В одних разностях, помимо кварца, присутствуют мелкие тонкие иголки белой слюды, ориентированные согласно с вытянутыми зернами кварца, в других - биотита и незначительная примесь бледно-буроватых несплошечных зерен альбита. Встречаются мелкие зерна рудного минерала и примесь аксессуарных - циркона и турмалина.

В темноокрашенных кварцитах заметно возрастает содержание рудного минерала (мельчайшие зерна до рудной пыли) и окрашенной слюды.

Полосчатые кварциты формируются за счет переслаивания тонких (2–5 мм) полосок темной и светлой окраски. Темные слои по минералогическому составу и структуре соответствуют темноокрашенным разностям кварцитов, а светлые – белым и светло-серым.

Для кварцитов верхнерифейской толщи характерны такие же разновидности по окраске и текстуре, как и для кварцитов R_1 – массивные однородные и полосчатые, светлые и темноокрашенные. В массивных кварцитах на долю кварца приходится 97–99 % объема породы и 1–3 % на примесь белой слюды. В темноокрашенных кварцитах к ним добавляется графит в виде мелких закономерно ориентированных чешуек. Отметим разновидность кварцитов с карбонатом (5 %) и гранатом (мелкие зерна в количестве менее 1 %). Карбонат образует вытянутые неправильной формы зерна. Совместно с удлиненными ("струйчатыми") зубчатыми зернами кварца сообщает породе директивную текстуру. Хлорит, находящийся в этой породе, замещает гранат и редко образует самостоятельные мелкие чешуйки темно-зеленого цвета.

Сопоставляя нижнерифейские кварциты с верхнерифейскими кварцитами и кварцито-сланцами, отметим большую распространенность и более глиноземистый состав кварцитов и кварцито-сланцев R_2 .

Мраморы

Карбонатные породы не характерны для нижнерифейских отложений, первое их появление фиксируется в нижней части пачки амфиболовых сланцев в виде пропластков (в 1–4 м) слюдисто-карбонатных сланцев ($Ca+Kv+Bi+Mu$) с содержанием карбоната 40–60 %. Собственно мраморы появляются в средней части пачки, образуя маломощные прослои в 0,3 м породы. Это мелкозернистые однородные массивные породы белой окраски. Под микроскопом в них обнаруживается примесь (до 3 %) мелких зернышек кварца и их небольших скоплений (1 мм в диаметре), бесцветных иголочек мусковита и тремолита, мелких линзовидных зерен сфена и округлых метамиктного циркона. Структура граномастовая, равномерно-зер-

нистая, текстура неориентированная, но в некоторых разностях **директивная** за счет субпараллельной ориентировки линий двойниковых швов в короткотаблитчатых и изометричных зернах кальцита.

Более мощные выходы мраморов (до 150 м) приурочены к верхней части разреза нижнерифейских отложений, где они по разлому граничат с кристаллическими сланцами верхнего рифея. Мраморы сложены мелкозернистыми белыми сахаровидными разностями мономинерального состава с массивной однородной текстурой и гранобластовой текстурой.

В отложениях R_2 карбонатные породы широко распространены. Как и мраморы R_1 , вначале они прослеживаются маломощными (0,3–2–3 м) прослоями среди кварцито-сланцев и амфиболитов, затем переходят в более мощные горизонты и пачки, содержащие в свою очередь прослои других пород.

Карбонатные породы R_2 представлены графитистыми мраморами белого, серовато-белого цвета, мелкозернистыми и крупнозернистыми, с массивной, реже тонкополосчатой текстурой, с неравномерным распределением графита. Породы сложены кальцитом с примесью силикатного материала, которого здесь заметно больше (3–10 %), чем в мраморах нижнерифейского комплекса.

Кальцит составляет 90–97 % объема породы. Для него характерно обилие тонких двойниковых полосок с параллельными плоскостями смещения, которые указывают на определенную **директивность** текстур в мраморах массивного облика с гранобластовой структурой.

Силикатные минералы представлены плагиоклазом и кварцем (зачастую сильно корродированными, с трещинками, по которым проникает карбонат), тремолитом, турмалином, цоизитом, акцессорными – цирконом, сфеном, апатитом. Графит присутствует в мелких овально-таблитчатых зернах, неравномерно распределенных в породе с образованием местами небольших скоплений. Тремолит находится в мелких бесцветных, удлинённых (0,05–0,1, редко до 0,5 мм) табличках с $CNg = IZ^0$. У турмалина окраска светло-бурая, плеохроизм резкий: по Np – бледно-бурый, по Ng – бесцветный; для него характерны таблитчатые кристаллы и неправильные (изометрично-округлые) зерна, иногда зонального строения. Цоизит представлен резко ксеноморфными образованиями, часты жилки, тонкие линзы, выполняющие интерстиции кальцитовых зерен. Сфен –

темно-бурый, образует очень мелкие клиновидные и неправильные зерна, равномерно рассеянные по всей породе. Апатит — в мелких округлых зернах, циркон в мраморах редок — это единичные мелкие зерна в кальците и субмикроскопические зернышки с широкими плеохроичными двориками светлого серовато-бурого цвета в зернах тремолита (иногда очень обильные).

В мраморах из верхней части кварцито-сланцевой толщи обнаружены мелкие (до 1–2 мм) обломки **силикатных** пород. При микроскопическом исследовании среди них выявлены два типа: породы с парагенезисом (Му+Кв+Пл) и породы амфиболитового типа (Ро+Пл+Сф+Ап). Все обломки сильно дезинтегрированы, вплоть до распада на отдельные блоки с карбонатным цементом. В мраморах с обломками кварц-плаггиоклазовых пород отмечается мусковит, значительное содержание зерен плаггиоклаза и кварца, дезинтегрированных, трещиноватых, замещенных кальцитом. По плаггиоклазу нередко развивается серицит и крупночешуйчатый мусковит. Вмещающие породы характеризуются резко выраженной гнейсовидностью за счет согласно ориентированных зерен кальцита.

Обломки с парагенезисом (Ро+Пл+Сф+Ап) темного, почти черного цвета, они также сильно дезинтегрированы со смещением отдельных частей минералов, с трещинками, выполненными карбонатом. Роговая обманка в крупных зернах (до 1 мм) с мозаичным угасанием (с жилками обесцвечивания) имеет зональное строение: бледно-зеленая, почти бесцветная в центре и зеленая с плеохроизмом до светло-бурого по периферии. Плаггиоклаз деформирован, трещиноват, замещается серицитом, карбонатом. Непосредственно на контакте с обломками амфиболитов в мраморах (и в самих обломках) отмечается скопление крупных зерен сфена (бурых, клиновидных) и апатита, реже встречаются призмочки тремолита. Вдали от обломков мраморы содержат повышенное количество минералов примесей (до 10 %), — плаггиоклаза, кварца, мусковита, сфена, тремолита и акцессорных циркона и апатита. Структура пород мелкозернистая, гранобластовая, отмечается слабая вытянутость зерен карбоната и ориентированное распределение зерен кварца и плаггиоклаза. Мраморы секутся микроскопическими жилками тонкозернистого карбоната (явления катаклаза).

Отмеченные особенности минералогического состава мраморов позволяют заключить, что обломки силикатных пород подверглись

метаморфизму одновременно с карбонатными осадками, с последующим образованием мусковита, тремолита, сфена — минералов, характерных для мраморов фации BC_3 (Добрецов и др., 1980), а широкое развитие в мраморах ассоциации $Ka+Kv$ и отсутствие волластонита говорит о достаточно высоком P_{CO_2} и $P_{общ}$.

1. Вмещающая рама Хутульского гипербазитового массива сложена докембрийскими метаморфическими породами. Более молодые венд-кембрийские образования имеют резко подчиненное значение.

2. По вещественному составу и характеру метаморфизма докембрийские метаморфиты подразделяются на две толщи, условно отнесенные к ниже- и верхнерифейскому возрастам.

3. Нижнерифейская толща пород существенно амфиболитовая с незначительным распространением пород иного состава — мраморов, кварцитов, кристаллических сланцев, среди которых обнаружены ставролит-слюдистые и ставролит амфиболовые кристаллические породы с редкой ассоциацией минералов: $PO+St+Kv+Pl+Tr+Bi+Ant+Jed+Kum+Mt+сульфиды$.

4. Верхнерифейская толща является карбонатно-кварцитовая со значительным преобладанием кварцитов и кварцито-сланцев над мраморами. В тех и других присутствуют маломощные прослои амфиболитов, а в кварцито-сланцах — тонкие пропластки слюдистых кристаллических сланцев, в том числе гранатсодержащих разностей.

5. На основании анализа парагенетической ассоциации минералов, изучения структурно-текстурных особенностей пород, выявления типоморфных признаков состава отдельных минералов, отражающих P - T -условия их образования, установлено, что метаморфизм докембрийских пород протекал в условиях эпидот-амфиболитовой фации, причем для нижнерифейских отложений в области повышенных давлений (дистен-мусковитовая фация — BC_3 на схеме Н.Л.Добрецова и др., 1980).

6. Породы нижнерифейской и верхнерифейской толщ претерпели диафторез в условиях зеленосланцевой фации, который имел более широкое развитие в метаморфитах R_2 , чем в породах нижнего структурного яруса R_1 .

Литература

Волкова Н.И. Минеральные парагенезисы метаморфического комплекса, вмещающего Холоднинское рудное месторождение (Северное Прибайкалье). Автореф. канд. дис..., 1981₁, 16 с.

Волкова Н.И. Цинксодержащие минералы в метаморфических породах Холоднинского месторождения. Геол. и геофиз. 1981₂, № 8, с. 43-49.

Дергунов А.Б., Лувсанданзан Б., Павленко В.С. Геология Западной Монголии. М.: Наука, 1980. 195 с.

Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы, т.2. М.: Мир, 1965. 405 с.

Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Ушакова Е.Н. Метаморфические фации и формации. Новосибирск: Изд. НГУ, 1980. 91 с.

Докембрийские диаспоровые бокситы Монголии /Пинус Г.В., Агафонов Л.В., Зайцев Н.С., Баярхуу Ж. Новосибирск: Наука, 1981. 96 с.

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

Кеппежинская К.Б. Парагенетический анализ и петрохимия среднетемпературных метapelитов. Новосибирск: Наука, 1977. 198 с.

Костюк Е.А. Статистический анализ и парагенетические типы амфиболов метаморфических пород. М.: Наука, 1970. 311 с.

Лепезин Г.Г. Метаморфические комплексы Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Наука, 1978. 229 с.

Метаморфические комплексы Азии. Новосибирск: Наука, 1977. 350 с.

Палей И.П. Соотношение докембрийских метаморфических толщ Монголии с каледонскими офиолитами. - Геотектоника, 1979, № 4, с. 45-52.

Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974. 345 с.

Ушакова Е.Н. Биотиты метаморфических пород. М.: Наука, 1971. 345 с.

СОДЕРЖАНИЕ

Банников О.Л. Баланс вещества при серпентинизации альпино- типных гипербазитов и некоторые общие проблемы гене- зиса серпентинитов	5
Велинский В.В., Банников О.Л., Гора М.П. Особенности сос- тава оливинов из гипербазитов массива г.Зеленой (Куз- нецкий Алатау)	19
Леснов Ф.П., Гилинская Л.Г. О вхождении Fe^{3+} в структуру ортопироксенов (по данным ЭПР)	31
Велинский В.В., Гора М.П. Основные черты состава пород Среднетерсинского гипербазитового массива (Кузнецкий Алатау) в связи с его асбестоносностью	49
Леснов Ф.П., Цимбалист В.Г. Распределение элементов плати- новой группы и золота в базит-гипербазитовых ассоциа- циях Монголии	66
Агафонов Л.В., Ступаков С.И. Петрология и минералогия ба- зитовых, ультрабазитовых и метаморфических пород Ке- руленской зоны разломов	71
Завьялова И.В., Агафонов Л.В., Ступаков С.И. Метаморфичес- кие толщи междуречья Дзабхан-Гол - Хунгуй-Гол, вмеща- ющие Хутульский гипербазитовый массив (Монголия)	104

Доп. темат. план, 1983, поз. 6

ГИПЕРБАЗИТОВЫЕ АССОЦИИ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Ответственный редактор

Вадим Викторович Велинский

Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Редактор Л.А. Довгаль

Технический редактор Н.Н. Александрова

Подписано к печати 29.12.83. МН 17887.
Бумага 60×84/16. Печ.л. 8,5+2вкл. Уч.-изд.л. 8,1.
Тираж 350. Заказ 63. Цена 60 коп.

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