

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
Петрографический комитет  
Институт геологии и геохимии  
Уральского научного центра

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ КазССР  
Производственное геологическое  
объединение „Запказгеология“

Всесоюзный симпозиум

**ФОРМАЦИОННОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ,  
ГЕНЕЗИС И МЕТАЛЛОГЕНИЯ  
УЛЬТРАБАЗИТОВ**

(Хромтау, 28—30 мая 1985 г.)

**Тезисы докладов**

СВЕРДЛОВСК

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
Петрографический комитет  
Институт геологии и геохимии  
Уральского научного центра

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ КазССР  
Производственное геологическое  
объединение "Запказгеология"



В с е с о ю з н ы й   с и м п о з и у м

18762  
ФОРМАЦИОННОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ, ГЕНЕЗИС и МЕТАЛЛОГЕНИЯ  
УЛЬТРАБАЗИТОВ

(Хромтау, 28-30 мая 1985 г)

Тезисы докладов

Свердловск 1985



Формационное расчленение, генезис и металлогения ультра-  
базитов: Тезисы докладов. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985

В докладах рассматриваются вопросы классификации, формационного расчленения, генезиса и металлогении ультрабазитов различных типов - альпинотипных, концентрически-зональных, расслоенных интрузий, вулканогенных; особо выделяются древние (дорифейские) ультрабазиты.

Сборник рассчитан на геологов, занимающихся изучением ультраосновных пород.

Ответственный редактор доктор геолого-минералогических наук, профессор Д.С.Штейнберг

Редакция: К.К.Золоев, Л.И.Колотилов,  
И.С.Чащухин

Рецензент кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник Г.С.Нечкин

### ФОРМАЦИОННОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ, ГЕНЕЗИС И МЕТАЛЛОГЕНИЯ УЛЬТРАБАЗИТОВ

1. Ультрабазиты, так же как и ассоциирующиеся с ними нередко базиты, несомненно продукт селективного плавления мантии (неистощенного ( $FeO' = 10\%$ ), истощенного ( $FeO' = 8\%$ ) лерцолита и промежуточных разностей) на различных глубинах, при различных давлениях, температуре, режиме летучих и последующей кристаллизационной дифференциации образовавшихся магм при их восходящем движении также в переменных РТХ условиях. Этим объясняется разнообразие ультрабазитов и ассоциаций (формаций), в состав которых они входят, в том числе вместе с базитами.

2. Среди ультрабазитов выделяются магматические в широком смысле слова породы — эвмагматиты, сохранившие состав магм, в интрузивных и эффузивных фациях, кумуляты основных и ультраосновных магм, входящие в состав первично расслоенных интрузивов и эффузивов, реститы — тугоплавкий остаток от выплавления магм из мантии, и подчиненные по объему, но нередко важные металлогенически продукты высокотемпературного авто- и аллометасоматоза реститов — дуниты, оливиниты, пироксениты, горнблендиты и др., аналогичные иногда магматитам.

3. В применении к эвмагматитам, реститам и большинству кумулятов понятия ультрабазиты и ультрамафиты, базиты и мафиты практически совпадают. Граница ультрабазитов и базитов определяется физико-химически пироксен-плаггиоклазовой котектикой, что означает смену оливина на ликвидусе клинопироксеном и плаггиоклазом и выражается в составе фенокристов порфирировых фаций эвмагматитов. Смена происходит при 8–10%  $MgO$  и выражается четко в виде резкого излома моновариантных линий на диаграммах  $MgO - FeO'$  и  $CaO - Al_2O_3 - MgO$ . Этим определяется нижний предел содержания магния, верхний фиксируется наиболее тугоплавкими реститами — дунитами (50%  $MgO$ ). Условно можно выделить низко- (10–20%  $MgO$ ), средне- (20–40%) и высоко (40–50%) магниезаль-

ные ультрабазиты. Эвмагматиты ограничены первыми двумя группами, первую из них часто называют мела- или магнезиальными базитами (базальтами, габбро), реститы - третьей, кумуляты охватывают весь диапазон состава ультрабазитов.

4. Отличия реститов - отсутствие вулканических аналогов и градиента железистости по вертикали даже при мощности свыше 3 км (Кемпирсай), кумулятов - гравитационная вертикальная зональность, седиментационная ритмичность, вертикальный градиент железистости, эвмагматитов - закаленные структуры, эффузивные аналоги и спутники, петрохимия.

5. Выделяется два главных формационно-генетических ряда ультрабазитов и ультрабазит-базитовых серий: нормальный и щелочной, включающих эвмагматиты, кумуляты, реститы. Резко преобладает первый с постоянным весовым отношением  $Al_2O_3 : CaO \approx 1,3$ , включающий альпинотипные ультрабазиты (истощенные реститы) ряда лерцолит-гардбургит-дунит с 38-50%  $MgO$ ,  $FeO = 8\%$ ,  $Fe : (Fe + Mg) = 8-10\%$ ,  $MnO = 0,3-0,4\%$ ,  $Cr_2O_3 = 0,4-0,5\%$  в алмаз- и графит-гранатовой, шпинелевой и плагиоклазовой минеральных фациях, сменяющихся в ходе регрессивных преобразований; эвмагматиты ряда пикрит (коматит) - базальт и их интрузивные аналоги, ограниченные с одной стороны 32%  $MgO$ , с другой 2%  $MgO$  (ферробазиты); кумуляты вплоть до дунитов. Геологически доминирует шпинелевая хромитосная фация, местами преобразованная в плагиоклазовую, входящая в состав классических офиолитовых комплексов, фиксирующих начало эвгеосинклинальных циклов в течение всей истории Земли. Остальные фации представлены глубинными ксенолитами в щелочных ультрабазитах и базитах и редкими выходящими на поверхность диапирами.

В отдельных рестит-эвмагматитовых сериях отношение  $Al_2O_3 : CaO$  снижается до единицы и даже чуть ниже, возвращаясь к норме в базитовых членах.

6. Во втором ряду известь в весовом выражении резко преобладает над глиноземом, что может быть объяснено только фракционированием пироба. Это означает верлитовый уклон пород, обогащенность известью приводит также к появлению меллита, монтичеллита, перовскита. Характерно резко повышенное содержание титана и железа по сравнению с нормальным рядом при том же маг-

ния. Верхний предел содержания  $MgO$  в эмагматитах (меймечиты, кимберлиты) достигает 40%, что означает максимальную степень плавления мантии и появление в качестве реститов дунитов, тождественных альпинотипным петрохимически, но отличающихся геохимически.

Ряд подразделяется на две ветви – бескальцитовую ультрабазит-базитовую и кальцит-оливиновую (кимберлит-карбонатитовую). Эволюция состава магм в начале в обеих ветвях определяется фракционированием оливина. В первой ветви этому отвечает серия меймечит-щелочной пикрит, во второй – кимберлит-альноит. Затем в первой серии появляется фракционирование клинопироксена, к которому добавляется плагиоклаз, что определяет изменение направления эволюции в сторону щелочных базитов, а затем – лейколитов феоидит-трахитового ряда. Во второй ветви добавляется фракционирование пиропы и флогопита, что определяет эволюцию в направлении к кальцитовым карбонатитам, в пределе к чисто кальцитовым составам.

Рудная металлогения ультрабазитов определяется геохимическими связями главного компонента – магния с хромом, никелем, платиноидами, в меньшей мере – медью и условиями, благоприятными для их концентрации на магматической и постмагматической стадиях. Алмаз формируется в условиях достаточных глубин и давлений внутри мантии и выносится лобными, генерирующими на этом уровне магмами, преимущественно, но не исключительно кимберлитами. Перудные полезные ископаемые – результат метаморфической гидратации первичных силикатов магния.

Институт геологии и геохимии УНЦ АН СССР,  
Свердловск.

Ю. А. Балашов

## ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ЭВОЛЮЦИЯ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

I. По данным для перидотитов с использованием нового геохимического метода рассчитана распространенность ряда лито-

фильных некогерентных элементов в верхней мантии показано отличие лерцолитов верхней мантии от хондритов.

2. Два процесса, отражающие дифференциацию элементов в перидотитах (выплавление базальтовой составляющей и мантийный метасоматоз), обуславливают неоднородность распределения элементов в перидотитах и возникновение соответствующих вариаций их стронциевых и неодимовых изотопных характеристик (во времени).

3. На базе геохронологической и изотопной информации по перидотитам, габбро и мантийным эффузивным выплавкам в сочетании с данными по региональным особенностям распределения определенных типов и ассоциаций пород и данными геофизики по плотностным неоднородностям в мантии проведена оценка главных этапов дифференциации вещества верхней мантии, выявлены ее вертикальная изотопно-геохимическая зональность и признаки возникновения вторичной неоднородности, обусловленные как перераспределением отдельных элементов внутри верхней мантии, так и привнесением их из более глубоких частей мантии.

ГЕОХИ АН СССР,  
Москва.

З.В.Специус, В.П.Серенко

## ПРОЦЕССЫ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

1. На основании изучения комплекса ксенолитов из кимберлитовых трубок Якутии установлено широкое развитие процессов изменения глубинных пород, проходивших в условиях низов земной коры и верхней мантии и приводящих к преобразованию их первоначальных структур и исходных минеральных парагенезисов.

2. Породы основного и ультраосновного состава подвергаются напряжениям и деформационным сдвигам, что подтверждается наличием порфирированных и катакластических структур, участков деструкции и полигонизации первичного клинопироксена, флюидалности и частичной или полной рекристаллизации оливиновой матрицы. В минералах ксенолитов интенсивно проявлены признаки пластической деформации в виде системы линий скольжения, свидетельствующие о широком воздействии стрессовых давлений.

3. Симплектитовые сростания коэзит-гранат, многофазовая экссоляция в клино- и ортопироксенах, структуры распада пикрольменита и рутила, вероятно, являются следствием преобразования минералов в субсолидных условиях или результатом изменения термодинамических параметров и окислительно-восстановительной обстановки.

4. Процессы частичного плавления отмечаются в ксенолитах эклогитов, эклогитоподобных пород, алькремитов и пироксенитов. Раскристаллизованные или частично стекловатые продукты плавления развиты в межзерновых пространствах основных породообразующих минералов, а также образуют секущие прожилки и линзовидные участки размером до 10–20 мм, занимая около 20% первоначального объема пород. Значительно слабее частичное плавление проявлено в ксенолитах ультраосновного состава и выражается, в первую очередь, в инконгруэнтном плавлении граната и присутствии раскристаллизованных флюидных включений.

5. Распространение идиоморфных кристаллов флогопита в различных ассоциациях глубинных ксенолитов, зональность гранатов в кимберлитах и некоторых перидотитах, повсеместное развитие реакционных келифитовых кайм вокруг граната, а также изменение структурного рисунка пород и минерального состава в верлитах и пироксенитах являются доказательством метасоматических явлений в условиях верхней мантии.

6. Указанные процессы преобразования ксенолитов ультраосновного и основного составов происходят до захвата их кимберлитовой магмой при широком участии высокотемпературных флюидов и свидетельствуют о нестабильности термодинамических условий и тектонической обстановки в пределах верхней мантии.

Институт Якутнiproалмаз,  
Якутский отдел комплексных исследований  
алмазных месторождений ЦНИГРИ,  
г. Мирный.

Ф.А.Летников, М.И.Грудинин, Ю.В.Меньшагин

#### ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ ФОРМИРОВАНИЯ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД

Изучение методами газовой хроматографии состава флюидных компонентов, заключенных в ультраосновных породах различной

формационной принадлежности, позволило в целом оценить флюидный режим формирования этих пород и получить принципиально новую генетическую информацию. В выборку включались минимально серпентинизированные, или вообще не серпентинизированные разности, где по итогам анализа определялись такие важные параметры как коэффициент восстановленности флюида -  $K_B$  (отношение  $H_2 + CO / H_2O + CO_2$ ) и отношение мольных долей  $H/C$ .

Наиболее восстановленные флюиды характерны для нодулей лерцолитов из кайнозойских базальтов Африки и Прибайкалья ( $K_B = 1,86-0,3$ ). Возраст этих включений не определен, но весьма низкие  $H/C$  отношения, которые колеблются в пределах от 3 до 7, позволяют предполагать их древний, вероятно, архейский возраст.

Статистически хорошо обоснованная выборка по ультрабазитам, размещенным в архейских гранулитовых толщах Прибайкалья, также указывает на достаточно высокий уровень восстановленности флюидов ( $K_B = 0,25$ ) при очень низком отношении  $H/C = 4,9$ . Следствием этого является крайне низкий уровень автотомасоматической серпентинизации этих пород, что вообще характерно для архейских ультрабазитов, не подвергшихся наложению более поздних процессов.

Протерозойские и фанерозойские гипербазиты характеризуются более низкими  $K_B = 0,05-0,15$  и  $H/C = 9,5-16$ , что находит выражение в более широком развитии процессов серпентинизации, природа которой иногда остается дискуссионной. Наиболее окисленные флюиды характеризуют ультрабазиты расслоенных плутонов ( $K_B = 0,08$ ;  $H/C = 27,1$ ). Столь резкое отличие их по флюидным характеристикам объясняется, вероятно, тем, что их внедрение происходило в мощную литифицированную толщу, обогащенную  $H_2O$  и  $CO_2$ . Активное флюидное взаимодействие между магмой и вмещающим субстратом подтверждается данными по изотопии стронция, которые хорошо коррелируются с флюидными характеристиками. Так, высоким  $K_B$  и низким  $H/C$ -отношениям отвечают низкие  $^{87}Sr / ^{86}Sr$  значения, характерные для архея (0,7011), которые несколько выше в гипербазитах из офиолитов (0,7020) и максимальны в ультрабазитах расслоенных плутонов (0,7044-0,7112). Иными словами, налицо хорошая корреляция между флюидными и изотопными параметрами пород, что позволяет ис-

пользовать данные флюидных анализов для возрастных, формационных и петрологических реставраций.

Институт земной коры СО АН СССР,  
Иркутск.

Д.М. Орлов и М.П. Орлова

## СОПОСТАВЛЕНИЕ ГЛАВНЫХ ТИПОВ УЛЬТРАБАЗИТОВ

1. Предложен комплекс последовательно применяемых петрохимических и математических методов, включающих методы расчета средневзвешенного и последовательного вычитания, факторного и тренд-анализа, позволяющий на основе количественных геолого-петрохимических данных в достаточно простом и наглядном графическом виде сопоставлять исследуемые массивы по их составу и трендам дифференциации. Результирующие диаграммы позволяют оценивать сходство и различия сопоставляемых объектов как по суммарному эффекту взаимосвязи содержаний петрогенных элементов, так и по содержаниям каждого из петрогенных элементов в отдельности.

2. Рассчитаны средние составы и тренды дифференциации мафических и ультрамафических интрузий, представляющих разные типы формаций: дунит-перидотитовую, дунит-клинопироксенит-габбровую, перидотит-пироксенит-норитовую, перидотит-пироксенит-габбровую, анортзитовую и габбро-анортзитовую, габбро-верлитовую, щелочно-габброидную, щелочно-ультрамафитовую, кимберлитовую и формацию карбонатитовых трубок. Обработка данных методом главных компонент и анализ полученных результатов свидетельствуют о том, что различия, определяющие специфику составов и, соответственно, формационный тип интрузий, связаны, с одной стороны, со степенью мафичности исследуемых объектов, а с другой стороны — с разной обогащенностью их железом, титаном, фосфором и кальцием, в значительной мере определяющей их принадлежность к массивам нормальной, повышенной и высокой щелочности. Закономерная локализация фигуративных полей составов и трендов дифференциации интрузий разных формационных типов на факторной диаграмме позволяет использовать полученные данные

для уточнения формационной принадлежности исследуемых массивов. Они позволяют также сопоставлять исследуемые массивы по составу и трендам дифференциации и выявлять взаимоотношения главных формационных типов интрузий мафического и ультрамафического составов на фоне общих закономерностей эволюции мафит-ультрамафитовых магм.

3. Сопоставление полученных данных с петрогенетическими моделями образования магм, основанными на результатах экспериментальных исследований /Йодер, ред., 1983/, позволяет утверждать, что специфика составов, определяющая формационную принадлежность мафит-ультрамафитовых интрузий и, соответственно, локализацию фигуративных полей на факторной диаграмме, обусловлена в конечном итоге величиной температуры и давления в магмогенерирующих очагах. В координатах I-II компонент факторной диаграммы большая степень мафичности средних составов интрузий соответствует более высокой температуре генерируемых расплавов, а малая, умеренная и сильная обогащенность близких по степени мафичности интрузий железом, титаном, фосфором и кальцием, соответственно, отвечает низкому, умеренному и высокому давлению в магмогенерирующих очагах.

4. Различия составов мафит-ультрамафитовых интрузий разной формационной принадлежности в значительной мере обусловлены условиями и механизмом генерации исходных расплавов. Главными факторами, определяющими специфику составов различных формационных типов мафит-ультрамафических интрузий, являются глубина заложения магмогенерирующего очага (или величина давления), полнота плавления мантийного субстрата (или максимальная температура в области очага), степень истощенности плавящегося субстрата легкоплавкими компонентами и механизм образования и отделения возникающей выплавки от плавящегося субстрата.

ВСЕГЕИ,  
Ленинград.

О.М.Глазунов, А.Д.Глазунова, Л.П.Фролова

#### СИСТЕМА ОЦЕНКИ РУДОНОСНОСТИ ГИПЕРБАЗИТОВ

Комплексное изучение и оценка рудоносности гипербазитов проводится с выделением формационных рядов и геохимических ти-

пов. При рассмотрении масштаба рудоносности (сг, рт) учитывается положение массивов в крупных региональных структурах (рифты, трог), а также их размеры, конфигурация на глубине, мощность и фациальный профиль вмещающих (офиолитовых) толщ. Особое значение приобретает знание характера и степени переработанности догеосинклинального субстрата, динамика развития которого оказывает влияние на гетерогенность массивов, приводит к появлению скрытой или видимой мегаполосчатости, усиливает или снижает первичное обогащение интрузивов рудной составляющей. Следы первично магматического "расслоения" могут наблюдаться по глубине колонны в направленном изменении основного и примесного состава первичных породообразующих, акцессорных и вторичных минералов.

В качестве эффективных геохимических параметров скрытого оруденения предлагаются критерии корреляции ряда элементов в породах и минералах, соотношения элементов с разнонаправленным поведением и распределением (сг, т1, н1, v и др.), различные значения коэффициентов концентрации в минералах магматического, метасоматического и гидротермального этапов, картина контрастности литохимических аномалий, ряд других генетических характеристик.

Учет ряда геологических и петро-геохимических параметров сводит к минимуму неопределенность решений и позволяет выделить перспективные массивы и участки на хромиты, платиноиды и нерудное сырье (нефрит, жадеит, асбест).

Институт геохимии СО АН СССР,  
Иркутск.

А.Н.Сутурин, Э.В.Белоколов

## ПРИНЦИПЫ КЛАССИФИКАЦИИ ФОРМАЦИОННЫХ И ГЕОХИМИЧЕСКИХ ТИПОВ УЛЬТРАБАЗИТОВ

Иерархическая систематика ультрабазитов предполагает генетически обоснованное последовательное разделение их по степени щелочности и на вулканические и плутонические разновидности /Классификация... 1981 г./. Следующая ступень иерархии ультрабазитов должна иметь геохимическую индикацию. Кластер-

-анализ всего спектра магматических, гиабиссальных и вулканических пород от гранитоидов до дунитов показал, что выделение дискретных, неперекрывающихся групп пород наиболее достоверно при использовании лишь четырех элементов  $K$ ,  $Na$ ,  $Mg$ ,  $Fe$ . Введение  $Si$ ,  $Ca$ ,  $Al$  в качестве индикаторных элементов приводит к перекрытию границ групп, поэтому такой распространенный параметр, как кремнекислотность, применим лишь для макрогрупп пород: ультраосновные, основные, средние и кислые. Применение калия, натрия, магния, железа в качестве индикаторных элементов имеет кристаллохимическое обоснование. Все 4 элемента относятся к катионам-модификаторам, определяющим минералогический состав пород. Выделение геохимических типов пород внутри групп и рядов предполагает привлечение в качестве индикаторов элементы-примеси. Здесь вполне успешно работает принцип когерентности Л.С.Бородина, определяющий взаимосвязь макро- и микроэлементов. Кластер-анализ с его иерархическими дендрограммами  $R$  - и  $Q$  -типа, проводимый в диалоговом режиме, позволяет оперативно выделять геохимические параметры, достоверно разделяющие группы пород. Представление о том, что максимальное число параметров дает большую степень достоверного классифицирования не всегда оправдано. Достаточно вспомнить о дискриминантных функциях, преданных забвению после короткого периода увлечения ими.

Геохимическая типизация пород проводится с помощью ограниченного числа элементов-примесей, тесно связанных с выбранными нами петрогенными элементами. Индикаторный ряд элементов-примесей для всего спектра пород представляется в следующей последовательности:  $Li$ ,  $Rb$ ,  $Sr$ ,  $Ba$ ,  $Ti$ ,  $Ni$ ,  $Cr$ . Первая пара элементов заменяет  $K$  и  $Na$ , вторая - магний, вместо железа используются сидерофильные элементы-примеси. Диагностика кислых пород оптимальна с вовлечением  $Li$ ,  $Rb$ ,  $Sr$  и  $Ba$ . При разделении средних пород к этим четырем элементам добавляется титан. Основные породы классифицируются с учетом значений сидерофильных элементов - титана и никеля. В ультрабазитах при снижении диагностической роли щелочных и в какой-то степени щелочно-земельных элементов возрастает значение хрома.

Одной из важных предрасчетных оценок является выделение типоморфной породы в данной ассоциации, определяющей не только

ее средневзвешенный состав, но и генетическую породу. В силу конвергенции крайние члены различных серий ультрабазитов: оливиниты и пироксениты – могут нести сходные геохимические черты.

Дискретные группы выявляются в вулканических породах нормальной щелочности: меймечиты, пикриты и перидотитовые коматиты, в plutonic породах нормального ряда: гарцбургитовый и лерцолитовый подтипы эвгеосинклинальных гипербазитов, клинопироксенитовый и железистых перидотитов, стратиформных и пироповых перидотитов.

В щелочно-ультраосновной серии пород выделяются щелочные пикриты, кимберлиты, меллититовый тип и специфические ультраосновные фойдиты с их вулканическими аналогами.

Намеченный подход к петро- и геохимической классификации ультрабазитов позволяет разделять породы формально неразличимы, даже с помощью метода главных компонент.

Институт геохимии СО АН СССР,  
Иркутск.

Л. Р. Колбанцев

#### НЕКОТОРЫЕ ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ УЛЬТРАМАФИТОВ РАЗЛИЧНОЙ ФОРМАЦИОННОЙ ПРИНАДЛЕЖНОСТИ

1. Для выявления отличительных признаков ультраосновных членов различных мафит-ультрамафитовых комплексов Казахстана проведено петрохимическое сопоставление пунитов, гарцбургитов и лерцолитов кентерлауского дунит-гарцбургитового, тесиктасского дунит-клинопироксенит-габбрового, улутауского пироксенит-перидотитового и златогорского перидотит-ортопироксенит-норитового комплексов.

2. Статистическая обработка химических анализов пород проведена по методу главных компонент, результаты ее нанесены на диаграмму, построенную в осях главных компонент. Точки составов ультрамафитов образуют поля, их форма, размер и ориентировка относительно осей зависят от петрохимических особенностей комплексов.

3. Анализ диаграммы позволил выделить два типа серий пород. Ультрамафиты первого типа характеризуются высокой магнезиальностью при незначительной ее вариации. Изменение состава в них ориентировано в направлении увеличений  $Fe^{3+}$ ,  $Ti$ ,  $Ca$  за счет уменьшения кремния. Эти особенности свидетельствуют о слабой дифференциации исходного вещества пород в комплексах с геосинклинальным режимом развития: кентерлауский дунит-перидотитовый, тесиктасский дунит-клинопироксенитовый и улутауский пироксенит-перидотитовый.

4. Вторая серия представлена породами златогорского перидотит-ортопироксенит-норитового комплекса, которые отличаются от остальных широкими вариациями магния, связанными с непрерывной изменчивостью составов, повышенными титанистостью и известковистостью, а также увеличением щелочности в низкомагнезиальной его части; тренд их составов ориентирован в направлении увеличения содержания  $Si$ ,  $K$ ,  $Na$ ,  $Al$ ,  $Ca$  компонентов за счет уменьшения  $Fe^{+3}$ ,  $Mg$ .

Анализ петрохимических данных свидетельствует о том, что с уменьшением магнезиальности начальных членов возрастает степень дифференцированности магматических серий.

ВСЕГЕИ,  
Ленинград.

Ф.П.Леснов

ПОЛИГЕННЫЕ БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВЫЕ ПЛУТОНЫ  
СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ КАК ХИМИЧЕСКИ ДИСКРЕТНАЯ  
АССОЦИАЦИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

I. В разновозрастных складчатых областях всех континентов широко распространены сложные базит-гипербазитовые тела, в состав которых входят протрузии альпинотипных гипербазитов, более поздние интрузивы базитов и разнообразные гибридные породы, возникшие на контакте интрузивов базитов с гипербазитовыми протрузиями и вмещающими их породами. Такие тела названы полигенными базит-гипербазитовыми плутонами (ПБП). Совместно с моногенными гипербазитовыми и базитовыми плутонами они образуют

различные по протяженности базит-гипербазитовые пояса, трансформирующие зоны глубинных разломов.

2. В составе ПБГП по геолого-петрографическим признакам выделяется ряд петрогенетических групп горных пород, отличающихся условиями залегания, структурой, текстурой, минеральным и химическим составами, а также составом породообразующих минералов: а) ортомагматические гипербазиты, слагающие гипербазитовые протрузии (дуниты, гарцбургиты, лерполиты); б) ортомагматические базиты, слагающие базитовые интрузивы (габбронориты, габбро); в) парамагматические гипербазиты (верлиты, орто- и клинопироксениты, вебстериты и др.) и г) парамагматические базиты подтипа А (троктолиты, оливиновые габбронориты, оливиновые габбро, анортозиты), слагающие контактовые зоны на границе базитовых интрузивов с гипербазитовыми протрузиями; д) парамагматические базиты подтипа Б, слагающие контактовые зоны на границе базитовых интрузивов с вмещающими терригенно-вулканогенными и метаморфическими породами.

3. В составе ПБГП пространственное расположение и количественные соотношения пород отдельных петрогенетических групп, в т.ч. гипербазитов и базитов, варьируя в широких пределах, являются произвольными на современных эрозионных срезах и служат фактической основой для их типизации. Интрузивы базитов преимущественно располагаются вдоль висячих контактов гипербазитовых протрузий.

4. Породы выделяемых петрогенетических групп характеризуются специфическим химическим составом. Ортомагматические гипербазиты отличаются от парамагматических гипербазитов по средним содержаниям ряда главных компонентов ( $MgO$ ,  $Al_2O_3$ ,  $CaO$  и др.), их соотношениям ( $CaO/Al_2O_3$ ,  $MgO/CaO$ ,  $Al_2O_3/MgO$ ,  $100 \cdot \sum FeO / \sum FeO + MgO$  и др.), а также существенно меньшей дисперсией содержаний компонентов и различной их корреляционной зависимостью. Аналогичные различия устанавливаются между группами ортомагматических и парамагматических базитов.

5. Различия пород отдельных петрогенетических групп по средним содержаниям компонентов и их доверительным интервалам, а также по характеру их дисперсий и корреляционных связей свидетельствуют о дискретности вещественного состава ПБГП, что, в свою очередь, указывает на различия в генезисе выделяемых групп

пород, слагающих такие сложные базит-гипербазитовые плутоны. Главный механизм, предопределивший особенности их вещественного состава — интеграция вещества гипербазитовых протрузий и более поздних базитовых интрузивов.

Институт геологии и геофизики СО АН СССР,  
Новосибирск.

Н.В.Луцкина, Н.Г.Берлянд

## ФОРМАЦИОННОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ХРОМИТОНОСНЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ УРАЛА И ИХ СВЯЗЬ С ОСОБЕННОСТЯМИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

1. Подавляющее большинство хромитовых месторождений Урала связано с дунит-перидотитовой формацией, в которой выделено четыре субформации: первичные дунит-гарцбургитовая и собственно гарцбургитовая и вторичные клинопироксенит-верлит-дунитовая и дунит-оливинизированных гарцбургитов. С каждой из них связаны определенные формационные типы хромитовых месторождений, различающиеся особенностями состава, строения и размерами оруденения. Сарановские месторождения хрома рассматриваются как представители платформенной гарцбургит-ортопироксенит-норитовой формации.

2. Во ВСЕГЕИ совместно с уральскими геологическими организациями была составлена карта глубинного строения Урала, на основе которой исследованы закономерности размещения различных хромитовосных гипербазитов в разрезе земной коры.

3. Проведенный анализ показал, что такие элементы глубинного строения как тип коры, глубинные швы, разделяющие области с разным типом и мегазоны с разными подтипами коры, осевые разломы рифтовых зон, структуры базальтового слоя и меланократового фундамента, являются важнейшими факторами в распределении гипербазитов и их хромитового оруденения.

4. Был предложен корово-структурный региональный критерий хромитовосности Урала и впервые элементы глубинного строения земной коры были введены в качестве рудоконтролирующих факторов в прогнозную карту Урала на хром, составленную во ВСЕГЕИ при участии уральских геологических организаций.

5. В итоге на территории Урала выделено шесть потенциально перспективных хромитоносных зон. Эти зоны различаются формационными типами месторождений, их размерами и особенностями глубинного строения земной коры.

ВСЕГЕИ,  
Ленинград.

Л. И. Колотилов

#### КЛАССИФИКАЦИЯ ГАББРО-УЛЬТРАБАЗИТОВЫХ И СВЯЗАННЫХ С НИМИ РУДНЫХ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ КАЗАХСТАНА ДЛЯ ЦЕЛЕЙ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ

Формации ультрабазитов и ассоциирующих с ними габброидов классифицируются по геолого-тектоническому режиму формирования и источнику породообразующего вещества, рудные формации — по парагенезисам элементов, минералов и разновидностям рудообразующих минералов, металлогенические формации — по совокупности формаций ультрабазитов и габброидов с рудными формациями, субформациями и минеральными типами рудных месторождений.

Наиболее распространены ультрабазиты альпинотипной формации.

Породы базальтоидной ультрабазит-габбровой формации являются продуктами дифференциации и котектической кристаллизации базальтоидных выплавов из верхней мантии, сформировавшимися в мио- и эвгеосинклинальных условиях, с возможным расслоением интрузивов.

Менее распространенные породы дунит-пироксенит-габбровой формации рассматриваются как продукты дифференциации и кристаллизации гибридной базальтоидной магмы, образовавшейся при ассимиляции и растворении ею ультрабазитов.

В областях тектоно-магматической активизации консолидированных структур Казахстана развиты породы перидотит-пироксенит-габбро-норитовой формации и формаций щелочных ультрабазитов и габброидов, являющиеся продуктами дифференциации и котектической кристаллизации субщелочной и щелочной ультрабазитовой и базальтоидной магм, образовавшихся в близких к плат-



форменным условиям. Субформации выделяются по набору пород, минералого-петрографическим и петрохимическим особенностям их.

Оруденение в породах перечисленных формаций и субформаций объединяется в рудные формации и минеральные типы месторождений — хромитовую в формации альпинотинных ультрабазитов в ультрабазит-габбровой, дунит-пироксенит-габбровой, перидотит-пироксенит-габбро-норитовой формациях, хромитово-платиновую в дунит-пироксенит-габбровой формации, дунит-габбро-норит-медно-никелевую, пироксенит-титаномагнетит-флогопитовую, габбро-пироксенит-титаномагнетит-ильменитовую в соответствующих формациях.

Среди металлогенических формаций ультрабазитов и габброидов для целей прогнозирования промышленный интерес представляют: а) ультрабазит-хромитовая альпинотинная формация с субформациями — гистеромагматической лерцолит-гарцбургит-дунит-магнохромитовой, пироксеноводунит-магнохромитовой, ортомагматической дунит-магнохромитовой; б) ультрабазит-хромит-платиновая с дунит-хромит-платиново-платиноидной субформацией; в) дунит-габбро-норит-медно-никелевая формация с дунит-габбро-норит-халькопирит-пентландит-пирротиновой и перидотит-пироксенит-габбро-норит-пентландит-халькопирит-пирротиновой субформациями; г) пироксенит-титаномагнетит-флогопитовая формация щелочных ультрабазитов; д) габбро-пироксенит-титаномагнетит-ильменитовая формация субщелочных и щелочных габброидов. Прогнозируются площади распространения наиболее перспективных металлогенических формаций и субформаций, с оценкой их дизъюнктивной раздробленности и глубины эрозионного среза рудоносных массивов. Определяются прогнозные ресурсы категорий  $P_2$  и  $P_3$ .

КазИМС,  
Алма-Ата.

Ш. И. Аллахвердиев

#### ФОРМАЦИОННАЯ ПРИНАДЛЕЖНОСТЬ ГИПЕРБАЗИТОВ МАЛОГО КАВКАЗА

Руководствуясь определениями, сформулированными Ю. А. Кузнецовым, Г. П. Линусом и др., В. Л. Масайтис и др., В. Н. Москалевой и Н. А. Румянцевой, а также исходя из общности геолого-

-структурного положения, петрографических, петрологических, минералогических, геохимических и металлогенических особенностей гипербазитов в пределах офиолитового пояса Малого Кавказа, нами выделяется альпинотипная габбро-перидотитовая формация с двумя субформациями - дунит-перидотитовой и габбровой, пространственно совмещенная с эффузивной спилит-диабазовой формацией. Такое выделение подтверждается значениями  $M/F$  (8-10), железистости (0,24-0,26), соотношением  $ni/co$  (II-12), содержаниями  $Cr_2O_3$ ,  $tiO_2$  в гипербазитах и серпентинитах, металлогенической специализацией пород габбро-гипербазитовой ассоциации и характером постагматических преобразований (серпентиниты, листвениты, родингиты).

В дунит-перидотитовую субформацию включены серпентинизированные гарцбургиты, лерзолиты, верлиты и ассоциирующие с ними пироксениты. При этом основной петрографический и металлогенический облик формации определяют дуниты и перидотиты. Габброиды, по сравнению с гипербазитами, развиты значительно меньше и имеют с ними парагенетическую и закономерную пространственную связь.

Институт геологии АН Аз.ССР,  
Баку.

Э.Г.Конников

#### О ГЕНЕТИЧЕСКИХ СООТНОШЕНИЯХ ГИПЕРБАЗИТОВ И БАЗИТОВ В ПРОТЕВРОЗНОЙ-НИЖНЕКЕМБРИЙСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСАХ ЗАБАЙКАЛЬЯ

Материалы исследований гипербазит-базитового магматизма Байкальской горной области позволяют выделить три группы естественных ассоциаций ультраосновных и основных изверженных пород: 1) офиолиты; 2) интрузивные серии и 3) расслоенные плутонны.

Офиолитовый магматизм на данной территории проявился дважды: в протерозое и венд-кембрии как инициальный в ранние стадии байкальской и салаирской орогении, соответственно. В структурах байкалид к офиолитам принадлежат метаперидотиты, выделяемые в парамский интрузивный комплекс, а также метагабброиды и

метабазальтоиды в разрезах келянской и нюрндуканской свит. Второй этап офиолитового магматизма получил наиболее широкое развитие в Восточном Саяне, Джиде и Западной Монголии /Кепежинскас и др., 1984/. Разрез офиолитов здесь полный, но нарушен тектонически /Добрецов и др., 1983, 1984/. Здесь выделяются реститовый метаперидотитовый, полосчатый, габбровый, дайковый и вулканогенно-осадочный комплексы. Состав последнего во времени эволюционировал от высокотитанистых океанических толеитов, через марианит-бонинитовые к известково-щелочным островодужным вулканитам. С офиолитовым магматизмом в регионе ассоциируют золоторудные пояса.

Гипербазит-базитовые интрузивные серии приурочены к орденному этапу развития байкалид и салаирид. Они обычно предшествуют становлению гранитоидов батолитового типа. Этот тип магматических комплексов характеризуется последовательным поступлением на уровень становления ультраосновного (пикритоидного) и габброидного расплавов. В количественном отношении в гипербазит-базитовых интрузивных сериях преобладают базиты. Фракционирование пикритоидного расплава приводило к формированию дунитов, плагиоперидотитов, троктолитов, оливиновых габбро, с которыми генетически связана алкмохромитовая и сульфидная медно-никелевая минерализация. Среди продуктов дифференциации базитового расплава состава высокоглиноземистого толеита характерны габбро-нориты, пироксениты, анортозиты, специализированные на ильменит-титаномагнетитовое оруденение. К данному типу гипербазит-базитовых ассоциаций относится протерозойский чай-нюрндуканский /Конников, 1976/ и палеозойские - монстойский, атарханский /Гордиенко и др., 1978/ интрузивные комплексы региона.

Гипербазит-базитовые ассоциации типа расслоенных плутонов формируются на субплатформенной стадии становления докембрийских и палеозойских складчатых зон и более характерны для протерозоя. К этой группе принадлежат чинейский /Лебедев, 1962/ и довыренский /Гурулев, 1965/ интрузивные комплексы северных районов Забайкалья. Эти интрузивы образуются вследствие внутрикамерной дифференциации высокожелезистого ( $f = 75\%$ ) базитового (чинейский тип), либо высокомагнезиального пикритоидного (довыренский тип) расплавов. В чинейском типе ульт-

раосновные дифференциаты представлены только вебстеритами. Для довиренского комплекса характерно широкое распространение плагиоклазсодержащих верлитов, дунитов, которые приурочены к придонным частям расслоенных массивов.

Высокожелезистые плутоны содержат медно-железо-титановое, а расслоенные высокомагнезиальные - сульфидное медно-никелевое оруденение.

Геологический институт БФ СО АН СССР,  
Улан-Удэ.

Ю.Р.Васильев

## ПРИРОДА ГЕТЕРОГЕННОСТИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

1. Ультраосновные породы платформы представлены интрузивными, вулканогенными и эксплозивными фациями. Их принадлежность к различным магматическим формациям и комплексам определяется спецификой вещественного состава пород, парагенетическими и пространственными соотношениями с другими породами, геоструктурным положением.

2. Сопоставление химических составов ультраосновных пород методами статистики показало, что все они по особенностям химизма могут быть разделены на четыре типа, значительно различающихся между собой по большинству петрохимических параметров. Каждый тип, являясь существенно дискретным по отношению к другому, объединяет близкие по химизму и минеральному составу породы, образующие петрогенетические ряды, связанные общностью происхождения. К этим рядам относятся: 1) ряд ультрабазитов с очень низкой щелочностью, объединяющий меймечиты, перидотиты, дуниты, низкощелочные пикриты; 2) ряд субщелочных ультрабазитов, объединяющий бесполевошпатовые и бесфелдшпатоидные пикриты; 3) кимберлитовые породы, отдельные разновидности которых близки к субщелочным пикритам; 4) ряд полевошпатовых ультрабазитов.

3. Выявленные особенности вещественного состава ультраосновных пород платформы позволяют считать, что все их многообразие связано, как минимум, с четырьмя исходными расплавами,

условия генерации и эволюции которых были различными. Составы исходных магм близки к средним составам пород выделенных петрогенетических рядов.

4. Оценка условий образования ультраосновных пород была проведена различными методами. Сопоставление результатов показало, что данные, полученные при количественном моделировании процесса фракционной кристаллизации предполагаемых исходных расплавов, хорошо согласуются с расчетными данными условий образования минеральных парагенезисов ультраосновных пород, с экспериментальными температурами плавления ультрабазитов близкого состава и с температурами гомогенизации расплавных включений в породообразующих минералах из этих же пород.

Наблюдаемая гетерогенность составов ультраосновных пород платформы, судя по полученным данным, возникает в результате сочетания сложных процессов глубинного магмообразования и эволюции исходных расплавов при их внедрении в верхние горизонты земной коры.

Институт геологии и геофизики СО АН СССР,  
Новосибирск.

М.И.Грудинин, Ю.В.Меньшагин

#### ФОРМАЦИИ УЛЬТРАБАЗИТОВ И ИХ МЕТАЛЛОГЕНИЯ В ГЕТЕРОГЕННОЙ СТРУКТУРЕ БАЙКАЛЬСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ

1. Байкальская горная область является самостоятельным геолого-геоморфологическим сооружением, ограниченным с севера Сибирской платформой, а с юга - Монголо-Схотским складчатым поясом. Это чрезвычайно сложный в геологическом отношении регион, обладающий полициклическим характером развития, сложен разнообразными породами архейского, протерозойского и фанерозойского возраста, среди которых встречаются и породы ультраосновного состава.

2. В северо-западной части рассматриваемого региона, среди более молодых пород интенсивно дислоцированных образований, встречаются блоки высокометаморфизованных, зачастую интенсивно мигматизированных архейских пород. В таких блоках нередко

располагаются небольшие будинообразные, линзовидные или округлой формы тела ультрабазитов, которые сложены силикатными пироксенитами и пироксенитами, чаще всего интенсивно гранитизированными, а иногда и серпентинизированными. Гранитизация обусловлена повсеместным позднеархейским калиевым метасоматозом, с которым связано возникновение флогопита, биотита, кислого плагиоклаза, калишпата, а интенсивная серпентинизация произошла за счет воздействия на ультрабазиты более поздних гранитоидов. Подобные реликты тел ультрабазитов повышенной железистости встречаются только в указанных выше архейских блоках пород и характеризуют магматизм древних кратонов. Наличие таких тел указывает на архейский возраст вмещающих их комплексов, так как абсолютный возраст процесса флогопитизации в ультрабазитах оценивается в 2,51 млрд. лет и они составляют особый формационный тип, свойственный древнейшим платформам.

3. Массивы ультрабазитов, сложенные в различной степени серпентинизированными дунитами и перидотитами, размещенные в протерозойских и фанерозойских складчатых структурах, соответствуют эвгеосинклинальным этапам развития земной коры. Такие массивы по условиям залегания (протрузивный тип внедрения) и вещественному составу (отличаются высокой магнезиальностью пород) относятся к особому формационному типу альпинотипных гипербазитов, часто встречающихся в других подобных складчатых структурах. Возрастной диапазон этой формации крайне велик — от раннего протерозоя до позднего фанерозоя.

4. Габбро-перидотитовые массивы Северного Прибайкалья, значительная часть которых сложена породами ультраосновного ряда, составляют еще один тип формаций. Эти массивы по отношению к складчатым структурам занимают секущее положение, становление их происходило в стабильной геотектонической обстановке, сложены они преимущественно дунитами, перидотитами, троктолитами и габбро. Характерной чертой их является наличие нешироких, но четких зон ороговикования и скарнирования в контакте с вмещающими толщами и относительно слабое постмагматическое преобразование.

5. Каждый из выделенных формационных типов ультрабазитов характеризуется только ему присущей рудоносностью. С архейскими ультрабазитами связаны железорудные месторождения. К интен-

сивно серпентинизированным разностям альпинотипных гипербазитов приурочены проявления платиноидов, а также месторождения неметаллического сырья — асбеста, талька, нефрита. С ультрабазитами расслоенных серий связаны сульфидно-никелевые месторождения.

Институт земной коры СО АН СССР,  
Иркутск.

А. А. Ефимов

### ПРОИСХОЖДЕНИЕ СЕРИИ ДУНИТ-ТРОКТОЛИТ

О. Андерсеном /1915/ впервые установлено, а Е. Осборном и Д. Тайтом /1952/ подтверждено, что в двойной системе анортит-форстерит нет эвтектики. Поля анортита и форстерита на ликвидусе разобщены полем шпинели, которая здесь либо является единственной ликвидусной фазой, либо сосуществует с жидкостью вместе с анортитом или форстеритом (но не с анортитом и форстеритом!). Поле шпинели расширяется с увеличением давления не только в системе анортит-форстерит, но и в более сложных системах с участием диоксида и альбита.

Фазовые отношения, установленные экспериментально, являются решающими для генетической трактовки биминеральных габбро-троктолитов, состав которых (оливин до  $Fa_{10}$ , плагиоклаз до  $An_{95}$ ) приближается к составу модельной системы. Традиционное объяснение их генезиса кристаллизацией из магматической жидкости либо фракционированием оливина и плагиоклаза из магматической жидкости встречает непреодолимое препятствие в виде ликвидусной шпинелевой фазы. Шпинель должна быть более предрасположенной к фракционированию, чем оливин, однако шпинелевые кумуляты в природе неизвестны. В мощных разрезах (Кемпирсайский, Рамский, Довыренский массивы) троктолиты с самым различным отношением оливин/плагиоклаз переслаиваются с дунитами и оливиновыми габбро. Признаки существования ранней шпинели или ее метастабильные реликты в троктолитах не обнаружены, обычные же для них шпинельсодержащие короны образуются при твердофазной реакции оливина и плагиоклаза.

Возможно предположение, что вся ликвидусная шпинель реагирует с остаточным расплавом в области перитектики. Однако, в таком случае неизбежен вывод, что не было никакого фракционирования.

Традиционная генетическая трактовка дунит-троктолитовой серии в свете экспериментальных данных приводит к неразрешимым противоречиям, которые долгое время игнорировались петрологами. Однако, те же данные допускают вполне корректный вывод: разнообразные оливин-плаггиоклазовые породы, называемые троктолитами, образовались в области устойчивости парагенезиса анортит-форстерит, ниже  $1320^{\circ}\text{C}$ , т.е., иными словами, не были в состоянии расплава и не являются продуктом фракционирования и аккумуляции ликвидусных фаз из расплава. С этим ответственным выводом, подтверждаемым всеми имеющимися геолого-петрологическими данными, в наибольшей степени согласуется предположение о мантийно-реститовой природе специфических габбро, в том числе троктолитов, обнаруживающих универсальную структурную, химическую, геохимическую и парагенетическую связь с гипербазитами. Габбро типа троктолита появляются в земной коре вместе с гипербазитами в составе структурно и фациально единых комплексов, тектонически перемещенных из места их генерации, которым, судя по весьма низкому барическому пределу устойчивости троктолитовых парагенезисов - около 7 кбар /Кусиро, Иодер, 1965/, может быть лишь аномальная верхняя мантия.

Институт геологии и геохимии УНЦ АН СССР,  
Свердловск.

М.М.Ильвицкий

### ОЛИВИНЫ ГЛАВНЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ УЛЬТРАБАЗИТОВ

Различаются три группы парагенетических типов оливинов: I - дунитов дунит-пироксенит-габбровой формации, включений в кимберлитах, ультрабазитов дунит-гарцбургитовой формации, кимберлитов, включений в базальтоидах со средними содержаниями форстерита 90,4-92,1%, коэффициентами вариации 0,3-1,6%; II - оливины оливинитов, троктолитов дунит-пироксенит-габбровой

формации; оливинитов, габбро-долеритов траптовой формации; оливино-бронзитовых и оливино-гиперстеновых хондритов; оливинитов и рудных оливинитов щелочно-ультраосновной формации; дунитов, рудных оливинитов, оливиновых габброидов расслоенных плутонов; базальтовых формаций, анортзитовой и габбро-сиенитовой формаций со средними содержаниями форстерита от 24,5 до 89,8%, коэффициентами вариации I, I-23,2%; III - оливины кварцевых феррогаббро, кислых стекол, сиенитов и гранитов со средними содержаниями форстерита 4,4-12,6%, коэффициентами вариации 9, I-53,4%.

Магнезиальные оливины первой группы - это оливины ультраосновных магматических формаций, образование которых может быть связано непосредственно с веществом мантии Земли. Выдержанность состава исключает участие фракционной кристаллизации в их формировании.

Оливины второй группы связаны с базальтовыми магмами.

Оливины первой группы ассоциируются только с феррическими минералами, второй, кроме того, и с сапическими. Оливины первой группы в каждой формации представлены, как правило, одним парагенетическим типом. Оливины второй группы всегда представлены двумя или большим числом парагенетических типов, отвечающих породам ультраосновного и основного состава. Различия между оливинами первой и второй группы позволяют предполагать, что если оливины из пород одной и той же формации попадают в разные группы, то такие породы должны быть неодинаковы по происхождению (не комагматичны).

Парагенетические типы оливинов дунит-гарцбургитовой формации подразделяются на две группы: неметаморфизованных и метаморфизованных ультраосновных пород.

В первой группе выделены оливины (ср.% Fo ): хромититов - 94, I, дунитов - 92,0, гарцбургитов - 91,5 и лерцолитов - 91,3. Вторая группа - оливины метаморфизованных ультрабазитов дунит-гарцбургитовой формации - 89,04, в которой можно выделить: оливины регионально метаморфизованных пород, предположительно не подвергшихся существенному метасоматозу - 90, I, кроме пород гранулитовой фации - гранатовых перидотитов и "высокотемпературных" лерцолитов - 90,0 и оливины, связанные с метасоматозом - 87,2.

НИИ Днепропетровского госуниверситета.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОКИСНО-РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ  
УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД КАК КРИТЕРИЙ  
ИХ ФОРМАЦИОННОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ

Окисно-рудные минералы часто являются единственными реликтовыми образованиями в измененных ультраосновных породах. Тогда только их химический состав и внутреннее строение являются надежным источником для формационного расчленения и геохимической типизации.

Имеется большое количество литературных данных по составу хромшпинелидов и, в частности, таким характеристикам, как хромистость, железистость и глиноземистость, позволяющим относить хромшпинелиды к определенным формациям ультрабазитов. Дополнительной информацией служит примесный состав минерала и в особенности концентрации никеля, кобальта, ванадия, марганца и цинка.

Геохимические особенности ильменита имеют большое диагностическое значение. На диаграмме  $Mg/Mn - Ni + Cr/Nb + Zr$  каждый тип пород имеет свое поле. Значимые различия по этим параметрам имеют ильмениты перидотитов и оливинитов из габбро-пироксенит-перидотитовой и щелочно-ультраосновной формаций и из кимберлитов.

Титаномagnetит ультраосновных пород также является минералом-индикатором формационной принадлежности. Поля его составов наиболее четко выделяются на диаграмме  $Ni/Co - V/Cr$ . Значительно различаются титаномagnetиты и содержаниями титана, магния и марганца.

Представляет интерес обнаруженное в перидотитах Восточного Саяна совместное нахождение хромшпинелида, ильменита и титаномagnetита. Хромшпинелид характеризуется своеобразной зональностью с высокими концентрациями цинка в кайме. Ильменит содержится в виде структур распада пластинки хромшпинелида и бадделейта. Эти данные можно использовать в формационной диагностике и говорить об эффузивной или субэффузивной природе ультраоснов-

ных пород, так как в приповерхностных условиях не было возможности для дифференциации таких элементов-антагонистов как хром и титан.

Институт геохимии СО АН СССР,  
Иркутск.

Н. А. Панеях

#### ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ ГИПЕРБАЗИТОВ ПО СОСТАВУ ХРОМШПИНЕЛИ

Из всех минералов, входящих в состав гипербазитов, хромшпинель наиболее информативна для выделения их типов, разновидностей и формационной принадлежности. Вариации состава шпинели обусловлены широкими диапазонами изоморфных замещений в группе трехвалентных ( $Fe^{3+}$ , Cr, Al) и двухвалентных ( $Fe^{2+}$ , Mg) элементов. Обобщение материалов по хромшпинели гипербазитов обнаруживает взаимозависимости замещений элементов в этих группах, специфические для различных формационных типов гипербазитов. Поскольку с замещением трехвалентных элементов в последовательности  $Fe^{3+} \rightarrow Cr \rightarrow Al$  в структуре хромшпинели нарастает химическое сродство к Mg (относительно  $Fe^{2+}$ ), нормальной является прямая зависимость между железистостью и хромистостью хромшпинели. Однако скорость нарастания железистости с ростом хромистости неодинакова для разных генетических типов гипербазитов, которые по характеру изменения этой величины образуют следующий ряд формаций: глубинные нодулы перидотитов - офиолиты ньюфаундлендского типа - офиолиты кемпирсайского типа - расслоенные интрузивы (бушвельдского и норильского типа) с наиболее интенсивным возрастанием железистости относительно хромистости.

Указанная нормальная взаимозависимость параметров состава хромшпинели нарушается с переходом к рудоносным типам гипербазитов, которые специфичны для каждого выделенного выше формационного типа гипербазитов. Шпинели рудоносных гипербазитов отличаются очень слабо выраженными обратными корреляциями между их хромистостью и железистостью. Нарушение нормальной зависимости, по-видимому, вызвано эффектом кристаллизационного

фракционирования, сопровождаемого быстрым нарастанием железистости остаточных расплавов в результате сопряженной кристаллизации хромшпинели и сильно магнезиального оливина. По этим корреляциям намечаются ряды составов шпинелей, соответствующих алмазонасыщенным, хромитонасыщенным (дуниты, вмещающие богатые залежи хромитовых руд), сульфидонасыщенным и титаномagnetитовым типам гипербазитов. В перечисленной последовательности рудоносных типов гипербазитов хромистость шпинелей, близкая к 90% в алмазонасыщенных типах, снижается с одновременным ростом железистости, степени окисления железа и титанистости, так что в последнем типе хромшпинель вытесняется хромсодержащим титаномagnetитом. Эти изменения отражают последовательное нарастание окислительных условий развития гипербазитового магматизма, отчасти связанных с уменьшением глубинности их кристаллизации.

Различный тип корреляции параметров состава хромшпинели в рудоносных и безрудных гипербазитах рассмотренных формаций свидетельствует о разном пути их становления. Происхождение рудоносных типов гипербазитов, по нашему мнению, связано с отщеплением соответствующих им расплавов, обогащенных рудными компонентами, в ходе развития выделенных выше формаций на разных (большой частью заключительных) стадиях эволюции гипербазитовых расплавов и с дальнейшей относительно автономной кристаллизацией рудных и безрудных магм.

Эволюционные тренды в развитии гипербазитовых формаций фиксируются зональностью зерен хромшпинели, которая возникает в ходе магматической кристаллизации.

ИЛСАН СССР,  
Москва.

Г.Г.Кравченко

#### ПОЛОЖЕНИЕ ХРОМИТОВЫХ РУД В УЛЬТРАБАЗИТАХ РАЗЛИЧНЫХ ФОРМАЦИЙ

Промышленные хромитовые месторождения приурочены в основном к породам дунит-гардбургитовой и габбро-норит-перидотито-

вой (перидотит-габбро-норитовой) формациям складчатых зон и платформенных областей.

#### Складчатые зоны

Дунит-гарцбургитовая формация. По распространению и соотношению дунитов и гарцбургитов и положению в них хромитовых руд выделяются следующие типы массивов:

1) дуниты развиты во внутренних частях массивов, хромиты приурочены к центральным частям дунитовых тел (Кемпирсайский массив на Урале и др.);

2) дуниты залегают в различных, в том числе приконтактных частях массивов, хромиты — в центральных зонах дунитовых тел (массивы Рай-Из на Урале, Моа-Баракоа на Кубе);

3) дуниты ограниченно распространены в различных частях массивов и иногда окружают хромитовые тела маломощной оторочкой (массив Камагуэй на Кубе, Гулеман в Турции);

4) дуниты представлены крупными телами, хромиты залегают в непосредственном контакте их с перидотитами (массив группы Гулеман в Турции).

Габбро-норит-перидотитовая формация представлена в расслоенных в той или иной мере массивах, сложенных перидотитами, различными по составу габброидами, иногда дунитами, троктолитами, анортозитами, пироксенитами и др. Хромиты приурочены к дунитам и перидотитам (Сарановский массив на Урале, массивы Турции, Филиппин и др.).

#### Платформенные области

Помимо перидотит-габбро-норитовой формации массивов бундельского типа, в платформенных областях распространены хромитоносные породы дунит-гарцбургитовой формации:

1) дуниты и гарцбургиты слагают линейные пояса ультрабазитов, хромиты залегают в центральных частях дунитовых тел, расположенных во внутренних зонах массивов (Пояс Нугахалли в Индии и др.);

2) дуниты и гарцбургиты образуют кольцевые интрузивы, хромитоносные дуниты тяготеют к краевым частям массивов (массив Ингассана, Судан).

Предложенная систематика может содействовать поисковым работам.

ИГЕМ АН СССР,  
Москва.

В. Г. Фоминных

### ТИТАНОМАГНЕТИТЫ В ГИПЕРБАЗИТАХ

1. Титаномагнетиты – магнетиты с вростками продуктов распада твердого раствора шпинели, ульвошпинели и ильменита.

2. Выделяется два основных генетических типа титаномагнетитов: магматогенный и метаморфогенный.

3. Магматогенные титаномагнетиты и ассоциирующие с ними породы (авгитовые пироксениты, высокожелезистые оливиниты и др.) представляют собой кумуляты высококальциевых магм, в которых рудные минералы – магнетит и ильменит – кристаллизовались вместе с безводными силикатами – оливином, орто-, клинопироксеном и плагиоклазом (Копанский тип).

Соотношение минералов, распределение элементов, текстуры и структуры, условия залегания, асимметричная зональность и другие признаки определяют отнесение к этому типу.

Титаномагнетиты обычно содержат свыше 12–15% двуокиси титана, сопровождаются зернами первично обособленного ильменита и ранними безводными силикатами с повышенной железистостью (35–40%).

4. Метаморфогенный тип титаномагнетитов образуется двумя путями:

а) при амфиболитовом метаморфизме магматогенных титаномагнетитов с обособлением малотитанистого магнетита и ильменита (Кусинский тип);

б) при метасоматическом преобразовании гипербазитов под влиянием базальтоидных магм и связанных с ними флюидов (Качкаварско-Первоуральский тип).

Метаморфогенный тип по сравнению с магматогенным характеризуется морфологией выделения, приуроченностью к зонам повышенной проницаемости, инфильтрационной по природе и симметричной по форме зональности, изменением состава пороодо- и рудообразующих минералов в зонах, низкой железистостью силикатных минералов (20-25%) и низким содержанием двуокиси титана в титаномagnetитах (1-4%).

Характерной особенностью метаморфогенного типа титаномagnetитов является прямая зависимость в них между содержаниями титана и ванадия.

Институт геологии и геохимии УНЦ АН СССР,  
Свердловск.

Н.С.Рудашевский, А.Г.Мочалов

#### АКЦЕССОРНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ПЛАТИНОВЫХ МЕТАЛЛОВ КАК ИСТОЧНИК ИНФОРМАЦИИ О ГЕНЕЗИСЕ УЛЬТРАМАФИТОВ

Изучена акцессорная платиноидная минерализация (более 500 микрозондовых анализов) дунитов (и связанных с ними аллювиально-делювиальных отложений) платиноносных ультрамафитовых формаций: 1) дунит-перидотитовой - 6 массивов офиолитовых поясов Дальнего Востока СССР; 2) дунит-клинопироксенит-габбровой - Нижне-Тагильский массив Платиноносного пояса Урала; 3) щелочно-ультрамафитовой - 3 массива Алданского щита.

В минерализации, связанной с одним из массивов дунит-перидотитовой формации, выявлен первичный для ультрамафитов парагенезис платиноидов: рутениридосмин ( $Os, Ru, Ir$ ) + ( $Pt, Ru, Ir, Os$ ), ранее неизвестный. Установлена закономерная эволюция минералов и минеральных ассоциаций, приводящая к преобразованию первичных твердых растворов осмия, платины, рутения и иридия в устойчивую ассоциацию Fe-Pt твердых растворов с сульфидами и арсенидами платиновых элементов. Выделено 4 типа процессов, определяющих эти преобразования: 1) вынос из системы редких платиновых элементов (осмия и рутения в меньшей мере иридия и родия); 2) поглощение железа (в меньшей мере меди и никеля) из вмещающих дунитов; 3) частичная сульфидизация

выносимых из системы редких платиновых элементов, в меньшей мере остаточной платины; 4) привнос в дуниты палладия и комплекса элементов ( Sb, Pb, Bi, Te, Au, Ag ), чуждых для этих пород. Доказывается твердофазный механизм эволюции акцессорной платиноидной минерализации в разноформационных дунитах под действием мантийного восстановительного флюида, богатого CO, на первичные твердые растворы платиновых металлов.

Показано, что состав хромшпинелидов (около 900 анализов) и оливина (более 200 анализов), включенных в зернах платиновых минералов, типоморфен для образований различных ультрамафитовых формаций, сопоставляется с особенностями состава платиноидной минерализации и определялся условиями становления ультрамафитов в мантии и земной коре. Вместе с тем, в платиноидах из разноформационных дунитов удается установить отсутствующие в самих дунитах ранние генерации породообразующих минералов, отвечающие мантийному уровню зарождения ультрамафитовых тел.

Установленные ассоциации минералов-включений поздних силикатов (более 200 анализов) в зернах платиноидов (нередко образуют псевдоморфозы по оливину) дают дополнительную информацию о природе формационной специфики вмещающих их дунитов. Так, на примере Fe-Pt минерализации алданских массивов однозначно доказывается определяющая роль более поздних щелочных габброидов в преобразовании дунитов и их акцессорной платиновой минерализации: в составе включений в зернах изоферроплатины здесь установлены богатые щелочами силикаты - эгирин-диопсид, флогопит, щелочная роговая обманка и другие, а также такие индикаторные минералы щелочных пород, как сфен и перовскит.

Таким образом, установленный эволюционный характер процессов минералообразования как для главных породообразующих, так и для акцессорных минералов дунитов с сохранением непрерывности эволюционных рядов позволяет утверждать единую природу разноформационных ультрамафитов, исключая процесс плавления мантийного рестита. Минералы платиновых элементов являются частью мантийного рестита, а их минеральный парагенезис отражает характер и степень преобразования мантийного

субстрата, а также определяет рудную формационную специализацию ультрамафитов.

ВСЕГЕИ, Ленинград,  
Северовосточный комплексный НИИ ДВНЦ АН СССР, Мирный.

Ю.А.Волченко, И.И.Неустрова

### ГЕОХИМИЯ ПЛАТИНОИДОВ И ГЕНЕТИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ УЛЬТРАБАЗИТОВ

Изучение эталонного для Урала Сарановского стратиформного комплекса показало, что дуниты, дунит-гарцбургиты и гарцбургиты различных частей разреза имеют сквозную геохимическую специализацию на рутений, осмий, платину. Пластовые тела хромитовых руд имеют аналогичную специализацию, но обогащены иридием. В верхних частях разреза накапливаются палладий, родий и осмий.

Из альпийотипных комплексов изучены Рай-Изский, Войкаро-Синьинский и Кемпирсайский. Их специфика выражается в резком различии геохимической специализации гипербазитов и хромитовых руд. Гарцбургиты, гарцбургиты с сетчатыми жилами и полосами дунитов, дуниты, породы эндоконтактового (краевого) полосчатого дунит-вершит-клинопироксенитового комплекса имеют одинаковую палладиево-платиновую, редко платино-палладиевую специализацию. Содержание платины и палладия варьирует от 5-10 до 20-30 мгр/т и от 3-5 до 10-20 мгр/т, соответственно, достигая 50-100 мгр/т и 30-40 мгр/т в пегматоидных дунитах переходных зон и породах дунит-вершит-клинопироксенитового комплекса. Величина отношения платины к палладию в гипербазитах изменяется в узких пределах, увеличиваясь от гарцбургитов к клинопироксенитам от 1 до 1,5-2. Специализация всех типов вкрапленных и сплошных хромитовых руд определяется тугоплавкими платиноидами. Особо следует подчеркнуть весьма низкие (3-5 мгр/т) содержания палладия, а также резкое различие в характере платиноносности у рудообразующих и акцессорных хромшпинелидов. Данные по распределению МПГ позволяют сделать выводы о вероятной оторванности процессов рудообразования и формирования главной части

пород альпинотипных комплексов, а также о неправомерности отнесения краевых полосчатых дунит-верлит-клинопироксенитовых ассоциаций к аналогам концентрически-зональных комплексов.

Концентрически-зональные комплексы рассмотрены на примере Н-Тагильского, Качканарского и Кытлымского массивов Платиноносного пояса Урала. В дунитах содержание платины изменяется в широких пределах (от 10-20 до 100-200 мгр/т и более) в зависимости от положения в разрезе, закономерно увеличиваясь к периферии дунитовых тел, и достигая максимальных значений в зонах перехода к верлитам (оливиновым пироксенитам). В самих верлитах, оливиновых и оливинсодержащих клинопироксенитах содержание платины стабильно низкое, не превышающее 40-50 мгр/т. Отношение платины к палладию во всех типах пород высокое: 5-10 и более. Таким образом, палладий может использоваться в качестве дескриптора при расчленении дунит-верлит-клинопироксенитовых ассоциаций.

Ферроклинопироксенит-габброноритовая серия характеризуется низкими отношениями платины к палладию во всех типах пород и руд - 0,05-0,5. Выявлена взаимосвязь процессов накопления железа и палладия, что подтверждается наличием двух максимумов по палладию - в оливиновых магнетитовых клинопироксенитах фронтальных зон и в оруденелых габбро и горнблендитах тыловых зон. Для платины характерно появление отдельных высоких содержаний во фронтальных зонах при стабильно низком ее содержании (10-20 мгр/т) в остальных частях разреза. Относительное накопление золота установлено в тыловых частях разреза (горнблендиты, габбро) при весьма низком его содержании (1-10 мгр/т) в основных типах пород и руд.

Институт геологии и геохимии УНЦ АН СССР,  
Свердловск.

В. В. Крячко

#### ПЛАТИНОВЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ И МИНЕРАЛЬНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ В ХРОМИТОВЫХ РУДАХ ДУНИТ-ГАРЦБУРГИТОВЫХ МАССИВОВ КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ

I. В ультрамафитовых дунит-гарцбургитовых массивах Корякского нагорья выделяются несколько петрографических серий по-

род, имеющих хорошо выраженные границы, характерный для каждой из них набор хромитовых руд. Эти серии следующие: дунитовая - представленная дунитами с жилками ортопироксенитов; гарцбургитовая - гарцбургитами с линзами дунитов; дунит-гарцбургитовая - полосчатым чередованием дунитов и гарцбургитов; дунит-пироксенитовая - ритмичным чередованием фациально взаимосвязанных дунитов и ортопироксенитов; железистый комплекс - переслаиванием железистых дунитов, пироксенитов (вебстеритов) и гарцбургитов.

2. Из проведенных аналитических исследований очевидно, что платиновые элементы в ультрамафитах накапливаются преимущественно в хромитовых рудах различной морфологии и генезиса. Хромитовые руды в каждой из выделенных серий наследуют геохимическую специализацию элементов группы платины вмещающих пород.

3. Геохимическая специализация элементов платиновой группы в различных сериях ультрамафитов и хромитовых руд имеет свои особенности. Так, для руд дунитовой серии характерна специализация Pt - Rh - Ru - Pd (в порядке уменьшения содержаний), для руд железистого комплекса Pt - Rh - Ir - Pd - Ru.

4. В хромитовых рудах различных морфологических типов выявлены платиновые минералы различных классов: твердые растворы (изоферроплатина, тетраферроплатина, рутеносмирид, платиридосмин); сульфиды и арсениды (лаурит, сперрилит, ирарсит, холит-вортит); сплавы, содержащие платину и платиновые элементы (платинистая медь, медисто-платинистый никель).

Выделяется первичный минеральный парагенезис, формирующийся одновременно с хромитовым оруденением, и вторичные минералы, образующиеся по первичному парагенезису при серпентинизации и метаморфизме ультрамафитов.

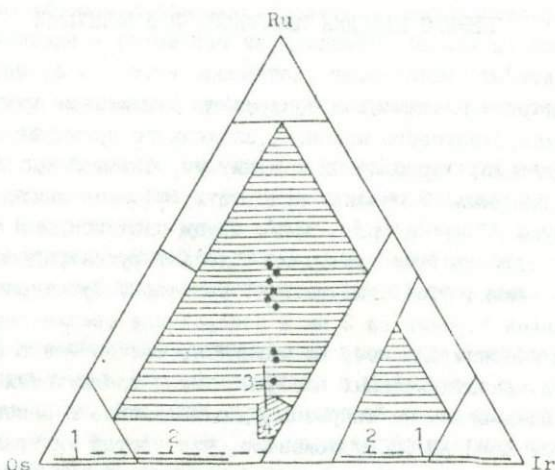
5. Составы платиновых минералов хорошо коррелируются с концентрацией отдельных платиновых элементов в хромитовых рудах.

Северовосточный комплексный НИИ ДВНЦ АН СССР,  
Магадан.

## ПЕРВАЯ НАХОДКА ПЛАТИНОИДОВ В МОНГОЛИИ

Минералы платиноидов обнаружены в шлиховом ареале Наранского гипербазитового массива, сложенного преимущественно гарцбургитами, лерцолитами и дунитами, большей частью серпентинизированными. В массиве присутствуют пироксениты и хромитовые руды /Пинус и др., 1984/. Среди платиноидов, ассоциирующих с гипербазитами, резко преобладает рутениридосмин, в подчиненном количестве присутствует поликсен. Рутениридосмин представлен зернами до 2 мм в поперечнике светло-серого цвета с металлическим блеском, не магнитен. Обычно — это сростки различно ориентированных пластинчатых и таблитчатых кристаллов. Исследование на микрозонде, выполненное в Институте вулканологии ДВНЦ АН СССР, показало, что состав минерала сильно варьирует за счет различного количества рутения (рис.). Соотношение осмия и иридия во всех разновидностях остается постоянным, причем осмий преобладает над иридием. Обнаружена незначительная примесь палладия, родия и железа. Содержание платины в минерале возрастает от долей % до 3–4% с повышением концентрации рутения. Характерно, что составы рутениридосмина из гипербазитов Монголии образуют прямолинейный тренд, согласующийся с составами платиноидов из гипербазитов Тасмании и Манитоба, вместе с тем существенно отличаются от иридий-осмиевых минералов из ультраосновных пород Урала и Корякского нагорья.

Поликсен, судя по единичным анализам, содержит заметную примесь осмия (5–6%) и незначительное количество родия, иридия и никеля. Находка платиноидов в Монголии расширяет сведения о распространении ассоциативной вкрапленности платиновых минералов в ультраосновных породах.



Состав рутениридосмина из Наранского массива (точки). Нанесены границы минеральных видов в системе Os - Ru - Ir / Harris, Cabri, 1973 /, заштрихованы поля рутениридосмина и рутеносмирида. Приведены составы наиболее распространенных Os-Ru-Ir минералов из ультраосновных пород Урала (1), Корякского нагорья (2), Манитоба (3), Тасмании (4).

Институт геологии и геофизики СО АН СССР, Новосибирск;  
Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР, Петропавловск-Камчатский.

Н.Н.Ведерников, Г.И.Бурд

АЛЬПИНОТИПНЫЕ УЛЬТРАМАФИТЫ И ОБИОЛИТЫ СКЛАДЧАТЫХ СИСТЕМ  
И ИХ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ РОЛЬ

Сравнение геологических и петрохимических особенностей позволяет выделить четыре типа комплексов формаций альпийотипных ультрамафитов и офиолитов, образованных:

1) близ края платформы, срединных массивов, островных дуг на сиалическом основании при участии ультраосновных расплавов (или основных – ультраосновных с твердой ультраосновной фазой) – комплекс формаций прикратонного типа;

2) в раме платформы или в срединном массиве и тесно связанных с первым типом – комплекс формаций срединных массивов;

3) в результате скучивания, валоподобного поднятия океанической коры близ островных дуг на симатическом основании – комплекс формаций приостроволужного типа;

4) в зонах главных глубинных разломов (на стыках между крупными жесткими блоками континентальной коры) в результате выдавливания и последующего перемещения крупных пластин офиолитов и ультрамафитов – комплекс формаций межструктурного типа.

Все эти четыре типа офиолитов и ультрамафитов, будучи связанными, с одной стороны, с мантией, а с другой стороны – с формирующейся континентальной корой, являются показателями полноты и специфики геотектонического развития складчатой зоны и ее минерагенических особенностей. В частности, увеличение размеров альпийотипных ультрамафитовых массивов можно сопоставить с общей тенденцией развития земной коры, заключающейся в увеличении глубины раскрытия протогессинклинального пространства и размеров элементов гессинклинали (эвгессинклинальных зон, срединных массивов, орогенных структур) последовательно от карельского цикла далее в байкальском, каледонском и более молодых фанерозойских циклах. С ней связано изменение минерагенических особенностей складчатых зон для одних полезных ископаемых, заключающееся в увеличении размеров и уменьшении содер-

жаний месторождений сходных геолого-генетических типов, создания для других новых обстановок для промышленных концентраций.

Офиолиты и ультрамафиты выделенных четырех типов определяют минерагенический профиль складчатых зон и эпигеосинклинальных комплексов, являясь источником целого ряда полезных компонентов, в результате концентраций (и рассеивания) которых образуются месторождения полезных ископаемых, располагающихся зонально по отношению к ним. При этом месторождения формируются: 1) в самих ультрамафитах и офиолитах (магматическими, метаморфическими и экзогенными процессами); 2) в различных окружающих породах путем выноса вещества из ультрамафитов при магматических и гидротермальных процессах; 3) в породах орогенных и платформенных формаций, образование которых связано с экзогенными процессами разрушения ультрамафитов и других членов офиолитовой ассоциации.

С офиолитами прикратонного типа связаны месторождения асбестовые, меди (колчеданные), железорудные (контактово-метасоматические), магнезита, медистых песчаников и другие.

С альпинотипными ультрамафитами комплекса срединных массивов — поперечноволоконистого хризотил-асбеста, брусита, талько-магнезита, вермикулита и других. С офиолитами приостроводужного типа связаны месторождения меднопорфировых руд, меди, железа (скарновые), золота, магнезита, жадеита, нефрита, некимберлитовых алмазов и другие. С офиолитами межструктурного типа связаны месторождения хромитов, платины, золота, некимберлитовых алмазов и другие.

Всесоюзный НИИ геология нерудных полезных ископаемых,  
Казань.

Г. Н. Савельева

#### СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ПЕРИДОТИТОВ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ГАББРО-УЛЬТРАБАЗИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ОФИОЛИТОВ

В офиолитах габбро-ультрабазитовые комплексы двух типов — существенно лерцолитового и гарцбургитового — принадлежат единому эволюционному ряду структурно-вещественных преобразований

верхнемантийного материала. В этом ряду слабо истощенные перидотиты (лерцолиты) ассоциируют с маломощными и просто построенными габброидными сериями; сильно истощенные перидотиты (гарцбургиты) — с мощными разрезами многофазных габброидов. Главнейшие характеристики перидотитовых разрезов офиолитов показывают, что образование пород всего ряда начинается в области генерации базальтов и продолжается при продвижении мантийных масс в кору.

1. Степень истощения перидотитов базальтоидными компонентами нарастает в направлении от центральных частей тел к границе с габброидными сериями во всех типах разреза. Общая временная и латеральная последовательность пород, представляющих автохтонные образования области частичного плавления, выражена рядом: шпинелевый лерцолит  $\rightarrow$  глиноземистый гарцбургит  $\pm$   $\pm$  плагиоклазовый лерцолит  $\rightarrow$  истощенный гарцбургит  $\pm$  дунит  $\pm$  пироксенит  $\pm$  габброидные сегрегации  $\rightarrow$  дунит, в котором отражен кинетический профиль деплетирования мантийного вещества. Породы образованы в области выплавления базальтов в результате взаимодействующих многоактных процессов: а) твердофазового перехода шпинелевых лерцолитов в плагиоклазовые, б) метаморфической дифференциации в присутствии флюида, в) собственно плавления и кристаллизации мобилизата.

2. Основная направленность дифференциации вещества в тугоплавком остатке при отделении базальтоидного мобилизата (реститизации) заключается в снижении количеств алюминия, хрома, титана, натрия в пироксенах и росте хромистости шпинелидов — от ранних поколений минералов к поздним, а также в минералах петрографически одинаковых пород — в направлении от внутренней перидотитовой к краевой дунитовой зоне.

3. Повсеместно в породах и минералах развиты остаточные деформации, представляющие следы массового высокотемпературного вязко-пластического течения в условиях, соответствующих по общему давлению фациям шпинелевых и плагиоклазовых лерцолитов. Условия течения определены по синдеформационным парагенезисам пироксенов, оливина и шпинели. При формировании лерцолитового типа разреза образовывались структуры, менее релаксированные, чем в гарцбургитовом типе, что указывает на различие истории, температур и скорости деформаций.

В лерцолитовом типе разрезов установлено структурное несогласие между лерцолитовой и дунит-гарцбургитовой сериями. Оно выражено дисконформностью полосчатости, уплощенности и линейности лерцолитов относительно границы с дунит-гарцбургитовой зоной и ее внутренними элементами; например, линейность лерцолитов, отражающая направление течения, ориентирована круто к плоскости этой границы и хромитовой полосчатости в дунитах. В гарцбургитовом типе разреза многоэтапные деформации маскируют ранние несогласия структур. Здесь характерны: большая мощность дунитовой зоны, обилие дунитовых тел и секущих гарцбургитовую полосчатость жил дунитов, пироксенитов, которые формируются одновременно с пластическими деформациями гарцбургитов. В этом типе разрезов наиболее полно представлены сложные и многостадийные структурно-вещественные преобразования перидотитов, прошедших более длительную историю развития в сравнении с лерцолитовым типом.

4. Хромитоносные массивы принадлежат в основном гарцбургитовому типу разрезов со сложной историей высокотемпературных деформаций и с глубоко прошедшим деплетированием, в ряде случаев — при повторном вовлечении перидотитов в частичное плавление. В современных структурах этот тип отвечает разрезам островных склонов глубоководных желобов.

ГИН АН СССР,  
Москва.

Е.Е.Лазько

#### ИСТОЩЕННЫЕ ПЕРИДОТИТЫ И РОЛЬ МАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ИХ ГЕНЕЗИСЕ

Среди ультраосновных пород хорошо известны т.н. истощенные перидотиты (обедненные легкоплавкими типичными для базальтов компонентами — Al, Ca, Ti, Na железом, некогерентными элементами, и одновременно обогащенные Mg, Cr, Ni). Среди них наиболее широко распространены гарцбургиты континентальных офиолитовых и океанических ассоциаций; близкие по химическому составу породы, часто описываемые как лерцолиты, встречаются среди глубинных ксенолитов в кимберлитах и щелочных ба-

зальтах. Проблема происхождения гарцбургитов в континентальных складчатых поясах и океанах приобрела в последнее время первостепенное значение в связи с разработкой новейших геодинамических концепций. От ее решения зависит также интерпретация многих фундаментальных вопросов магматической геологии, тектоники и рудоносности гипербазитов. Правильное понимание природы истощенных глубинных перидотитов важно и при рассмотрении внутримантийных петрологических процессов. Между тем, в литературе существует, по крайней мере, три взаимоисключающих точки зрения на происхождение таких перидотитов, в первую очередь, офиолитовых гарцбургитов (метасоматическая, магматическая и реститовая гипотезы). Детальный анализ системы доказательств каждой из них свидетельствует, что с обширным фактическим материалом по этой серии пород лучше всего согласуется реститовая концепция. В рамках последней офиолитовые гарцбургиты и другие сходные по составу образования рассматриваются как тугоплавкий остаток (рестит) первичного вещества пирилового (лерцолитового) типа, образующийся при частичном его плавлении с переходом в расплав базальтовых компонентов. Этот вывод позволяет уточнить генетическое и классификационное положение истощенных перидотитов среди интрузивно-магматических пород. С одной стороны, такие перидотиты не являются магмотогенными *sensu stricto*, как не кристаллизовавшиеся из расплава. С другой, их происхождение в результате магматического процесса — выплавления базальтовой составляющей из исходного мантийного субстрата — позволяет считать подобные породы конечным звеном в процессе магматической дифференциации вещества мантии Земли, идущей без полного расплавления последней. Отмеченная двойственность служит основой для отнесения истощенных перидотитов к особому классу пород — реститов, чья специфика обусловлена особенностями частичного плавления вещества верхней мантии и дальнейшей его эволюцией в условиях высоких температур и давлений.

ИГЕМ АН СССР,  
Москва.

ГЕТЕРОГЕННОСТЬ ГИПЕРБАЗИТОВ  
(НА ПРИМЕРЕ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ СКЛАДЧАТЫХ ЗОН)

1. В пределах конкретных регионов (Урал, Малый Кавказ, Тянь-Шань и др.) и отдельных массивов гипербазиты имеют различную природу, возраст, характер и степень преобразований, разный химизм породообразующих минералов, а также отличаются своеобразием металлогенических и геохимических особенностей.

2. Для оливинов устанавливается изменчивость состава, формы и кристаллографической структуры, отражающих условия их формирования. Широко варьирует химический состав орто- и особенно клинопироксенов, главным образом, по железистости, а также содержанию и форме вхождения глинозема.

3. Устанавливается многофазность серпентиновых минералов, из которых наиболее ранним является изотропный серпентин типа девейлита, а сложенные им серпентиниты — наиболее древними разностями ультрамафитов. По экспериментальным данным /Хитаров Н.И. и др., 1983/, дисперсные серпентиниты устойчивы в условиях мантии, а, как показали наши исследования, хризотилонные, лизардитовые и антигоритовые серпентиниты — продукты их раскристаллизации и многократной перекристаллизации в условиях коры.

4. На Полярном Урале и, в меньшей мере, на Малом Кавказе широко распространены явления дегидратации серпентинитов, имеющие большое петрологическое значение. Дегидратация сопровождается образованием оливина и ортопироксена, а также высвобождением воды, которая, мигрируя, может обуславливать гидротермальную деятельность, способствовать магмообразованию, возникновению локальных участков высокого давления и т.д.

5. Ассоциирующие с гипербазитами амфиболиты, слюдяные сланцы и гнейсы также гетерогенны, так как могут возникать по породам как меланократового фундамента, так и вулканогенно-осадочным толщам.

6. Вулканиты, ассоциирующие с гипербазитами, часто представлены разными типами в пределах одного пояса. В ненарушенных разрезах они нередко лежат на породах меланократового фун-

дамента несогласно и подстилаются серпентинитовыми песчаниками, граувакками и конгломератами с галькой пород фундамента. На Малом Кавказе вулканы в пределах Севано-Акеринского пояса представлены нормальной, тогда как в Ведичском - субщелочной сериями, что указывает на образование поясов в различных структурных зонах. Это подтверждается своеобразием геохимической и металлогенической специализации самих гипербазитов.

7. Метасоматические преобразования гипербазитов проявлены крайне неравномерно и приводят к развитию полей мигматитов. Наиболее отчетливо в исследованных регионах проявились плагиогранитизация и гранитизация, сопровождаемые образованием новых минеральных сообществ (плагноклаз, амфиболы, слюды, микроклин, кварц) с широкими вариациями количественных соотношений, которые полностью замещают гипербазиты.

8. Процессы преобразования приводят либо к рассеиванию рудных элементов гипербазитов, либо к их концентрации в участках серпентинитов, не затронутых метасоматозом (реликтах), а местами - во вновь образующихся минералах (пироксенны, амфиболы, хлорит, цоизит и др.).

9. Деструкция коры приводит к скучиванию и совмещению разных по генезису, месту и условиям формирования гипербазитов и создает новые соотношения их с ассоциирующими породами. Гетерогенность гипербазитов, таким образом, является следствием ряда причин, взаимосвязанных с геологической историей каждого конкретного региона.

ИГЕМ, ГИН АН СССР,  
Москва.

А.А.Савельев

#### АССОЦИАЦИИ УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВЫХ И ВМЕЩАЮЩИХ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ СЕРИЙ

Исследование соотношений ультрабазит-базитовых серий с вмещающими толщами позволяет выделить три главных ассоциации.

Океаническая (офиолитовая) сохраняется в объеме, определенном Штейнманом /1904/ и Пенроузской конференцией /1972/. Характерными элементами ассоциации являются тектонизированные

мантийные перидотиты со следами высокотемпературных деформаций и подводные (часто глубоководные) вулканы недифференцированных толеитовых серий с сопутствующими карбонатными и кремнистыми осадками (первый и второй слой океанического ложа). Многими исследованиями последних лет показано присутствие в разностях ассоциации граувакковых турбидитов, характерных для периокеанических обстановок или эмбрионально развитых внутрикратонных рифтов. Раннедокембрийский аналог — офиолитоподобная ассоциация зеленокаменных поясов — отличается наличием только ультрабазит-базитовых магматических образований и отсутствием тектонизированных мантийных лерцолитов, гарцбургитов и дунитов; последние известны в составе ассоциации только с рифей.

В структуре фанерозойских подвижных областей ультрабазит-базитовые породы представлены различными сериями: а) эмбрионально развитой — с резко преобладающими лерцолитами и слабо развитыми габброидами; б) зрелой — с преобладающими гарцбургитами и дунитами, реликтовыми лерцолитами, крупными массами пироксенитов и габброидов; в) редуцированной — очень часто без дунит-клинопироксенит-габброидных кумулятов (мантийные тектонизированные перидотиты, осадки и/или лавы) — характерной для областей повторной складчатости.

Островодужная (урало-алаянская) ассоциация объединяет дифференцированные концентрические /платиноносные, Высоцкий, 1913; аляскинские, Тейлор, 1967/ и некоторые расслоенные интрузии, которые прорывают осадочно-вулканогенные образования офиолитовых ассоциаций. Становление интрузии происходит одновременно с накоплением формаций: вулканогенной дифференцированной базальт-андезит-риодацитово-олисто-стромовой, тефро-турбидитной, кремнисто-карбонатной, углеродисто-сланцевой и вулканогенно-кремнисто-терригенной флишеидной. Эта группа формаций либо находится в латеральных соотношениях с офиолитовыми, либо стратиграфически перекрывает их. В деформированных разрезах подвижных областей эта ассоциация часто идентифицируется с офиолитовой. Их распознавание возможно только путем тщательного прослеживания соотношений с типами осадочных формаций.

Перикратонная (чинейская) ассоциация выделяется впервые и включает большинство известных докембрийских и многие фанерозойские расслоенные интрузии, которые часто включаются в группу платформенных. Для ассоциации характерно нахождение среди вулканогенно-карбонатно-терригенных (граувакк и аренитов) трансгрессивных формаций с резко повышенной мощностью и в составе перикратонных осадочных призм фторланда или краевых впадин. В латеральном, либо в вертикальном (временном) рядах осадочных формаций эта ассоциация занимает промежуточное положение между платформенными и двумя предыдущими.

Ассоциации ультрабазит-базитовых и метаморфических серий могут быть удовлетворительно идентифицированы с названными через установление исходного формационного состава осадков метаморфизованных пород.

Становление всех перечисленных ассоциаций тесно связано с разными доплатформенными стадиями развития подвижных областей или с нарушением платформенного режима. Поэтому все они попадают под определение альпинотипных в том виде, как его формулировал Бенсон /1926/.

ГИН АН СССР,  
Москва.

В.М. Немцович

#### БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВАЯ АССОЦИАЦИЯ ОФИОЛИТОВЫХ ПОЯСОВ

Пространственно тесно связанные альпинотипные гипербазиты и габбро-амфиболиты образуют базит-гипербазитовую парагенетическую ассоциацию, трассирующую глубинные разломы. Крупные интрузивы приурочены к местам пересечений разломов и иногда фиксируются кольцевыми структурами.

В сравнительно мощных, хорошо изученных гипербазитовых массивах устанавливается отчетливая расслоенность (зональность и ритмическая расслоенность), отмечаемая рядом исследователей на Урале, а также проявленная в Оспинском, Иджимском, Агардакском и других массивах Алтае-Саянской области. В целом наблюдается уменьшение основности пород (от дунитов до пироксенитов) в крутопадающих массивах от их подошвы к кровле. Расслоенность

отражает магматическую дифференциацию в пределах первично субгоризонтальных тел, позднее сложно дислоцированных и изофациально метаморфизованных совместно с окружающими их осадочно-вулканогенными толщами. В процессе интенсивных дислокаций возникают тектонически сорванные контакты и явления меланжа на границе гипербазитов, объем которых увеличивается в ходе соскладчатой метаморфической серпентинизации, и уплотняющихся вмещающих толщ.

Совпадение элементов расчлененности крупных массивов гипербазитов с линиями их контактов и другие особенности структуры и состава, находящие естественное объяснение в рамках теории магматического происхождения, противоречат представлениям об офиолитовых формациях как о блоках или выступах верхней мантии и вещества первичной океанической коры.

Одновременно с доконсолидационными гипербазитами (внедрялись до консолидации комплексов) офиолитовых поясов эвгеосинклинальных зон в краевых частях выступов древних консолидированных структур возникают постконсолидационные гипербазиты. Они внедряются в континентальных рифтовых зонах в виде вертикальных приразломных плутонов в ранее сложно дислоцированные и метаморфизованные толщи. Состав вертикальных постконсолидационных гипербазитовых массивов во многом зависит от глубины их эрозионного среза, что объясняет значительную латеральную изменчивость их вещественных особенностей.

При сопоставлении химизма гипербазитов разных ареалов Алтае-Саянской области устанавливается зависимость железистости от размеров массивов и от состава вмещающих комплексов, что может быть объяснено взаимодействием высокотемпературной ультраосновной магмы с вмещающими породами. Повышенная железистость пород и минералов постконсолидационных гипербазитов обусловлена контаминацией ультраосновной магмы алмосиликатными гнейсо-сланцевыми толщами. Наибольшая железистость свойственна гарцбургит-лерцолитовым гипербазитам современных рифтовых зон океанов, которые наблюдаются в виде мелких линз в наименее глубоководной фации.

Офиолитовые гипербазиты дунит-гарцбургитовой формации и пространственно сопряженные с ними габброиды габбровой форма-

ции генетически независимы, связаны с разными исходными магма-ми и разорваны во времени. Они слагают обычно гетерогенные по-лиформационные массивы, в составе которых, наряду с доинверси-онными гипербазитами и габбро-амфиболитами, могут присутство-вать также тела иных интрузивных формаций: сининверсионной габбро-плагiogранитовой, послеинверсионных габбро-диабазовой, дунит-клинопироксенит-габбровой, гранитовой, субвулканической габбро-диорит-диабазовой.

ВСЕГЕИ,  
Ленинград.

С.А.Паланджян, Г.Г.Дмитренко

### ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ МАССИВОВ АЛЬПИНОТИПНЫХ ПЕРИДОТИТОВ

На примере Корякского нагорья рассмотрены главные петро-химические особенности массивов альпинотипных перидотитов (МАП). МАП пространственно и генетически связаны с серпентини-товым меланжем, они представляют собой тектонические блоки, иногда крупные включения в олистостромовых горизонтах и обна-жены в ядрах горстовых структур орогенного этапа. В строении МАП главную роль играют породы дунит-перидотитовой формации (ДПФ) с различным количественным соотношением гарцбургитов, лерцолитов, дунитов; эти образования характеризуются стандарт-ной величиной железистости  $9+3$  атомн.%, бластическими микро-структурами.

Петрохимическое изучение ультрамафитов позволило разрабо-тать классификацию пород и их природных ассоциаций на базе двух главных параметров - основности ( $ro : SiO_2$ , по Д.С.Штейн-бергу) и нормативного диоксида. Интервал основности, ограничи-вающий перидотиты, равен  $I,40-I,88$ ; граница между гарцбургита-ми и лерцолитами определена в 8% диоксида. Петрохимическая ти-пизация МАП основана на гистограммах основности с учетом коли-чества лерцолитов; МАП подразделены на следующие типы.

А. Гарцбургитовый; преобладают породы с основностью  $I,5- -I,6$ , роль лерцолитов и дунитов небольшая. К этому типу отно-сятся ультрамафиты п-ва Елистратова, Валижгена, меланжей Ха-тырской зоны, Кувальского и Маметчинского массивов.

Б. Лерцолитовый; преобладает лерцолиты, диопсидовые гарцбургиты с основностью I,6-I,7, дунитов мало (массивы Тамватней, Эльденр).

В. Дунит-гарцбургитовый; характерна повышенная основность гарцбургитов с преобладанием разностей в интервале I,7-I,8, значительная роль дунитов, отсутствуют лерцолиты. Эта ассоциация развита в Красногорском, Чирнайском, Среднегорском массивах.

Типоморфные породы всех трех ассоциаций - гарцбургиты - различаются по содержаниям  $CaO$ ,  $Al_2O_3$ , составу хромшпинелидов; установлено небольшое повышение общей железистости пород группы Б по сравнению с дунит-гарцбургитовыми массивами.

Намеченные петрохимические типы МАП характерны и для других регионов и выявляются в разновозрастных складчатых поясах (Центрально-Азиатском, Уральском, Средиземноморском, Аппалачском, Кордильерском). К типу А относятся также ультрамафиты ДПФ, драгированные в акваториях океанов. С другой стороны, наиболее крупные МАП с мощными и слабо фрагментированными разрезами пород ДПФ, развитые в пределах краевых офиолитовых аллохтонов, характеризуются широким диапазоном основности (I,5-I,8) и соответствуют типам А + Б + В, иногда Б + В (Кемпирсайский, Хабарнинский на Южном Урале, массивы Полярного Урала, Ньюфаундленда, Усть-Бельский в Корякском нагорье). Существование таких массивов свидетельствует о былых петрогенетических связях ультрамафитов различных петрохимических типов, о вертикальной и латеральной неоднородности перидотитового слоя океанической литосферы.

Северовосточный комплексный НИИ ДВНЦ АН СССР,  
Магадан.

Л.В.Агафонов, С.И.Ступаков

### ЛЕРЦОЛИТЫ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

При изучении альпинотипных гипербазитов Северо-Востока СССР и Монголии установлено широкое развитие лерцолитов или пород лерцолитового парагенезиса. В отдельных массивах большая часть их сложена лерцолитами, во многих массивах в реляк-

тах свежих или слабо серпентинизированных пород фиксируется лерцолитовый парагенезис.

Многочисленные данные о петрографическом составе ультраосновных пород, выносимых в виде ксенолитов кимберлитами и базальтоидами, а также результаты изучения ультраосновных пород дна океанов и складчатых областей свидетельствуют о большом значении лерцолитов в петрогенезисе мантийных пород.

Сравнение химического состава четырех групп лерцолитов: складчатых областей, ксенолитов из кимберлитов, базальтов и дна океанов показывает отсутствие принципиальных различий в химизме указанных типов лерцолитов. Однако в составе породообразующих и акцессорных минералов этих пород устанавливаются характерные особенности, указывающие на различные термодинамические параметры их формирования. Иногда это подтверждается присутствием в парагенезисе лерцолитов дополнительных минеральных фаз.

Указанные факты позволяют предполагать для лерцолитов океанов, складчатых областей, включений в кимберлитах и базальтоидах единый магматический источник вещества, кристаллизующегося при различных температурах и давлениях.

Институт геологии и геофизики СО АН СССР,  
Новосибирск.

К.С.Иванов, В.Н.Пучков

#### К ВОПРОСУ О ВОЗРАСТЕ АЛЬПИНОТИПНЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ УРАЛА

В настоящее время для альпинотипных гипербазитов и, видимо, гипербазитов платиноносного комплекса необходимо различать 1) собственно возраст образования гипербазитов в мантийных условиях тем или иным способом / Coleman, 1977; Ефимов, Пучков, 1980 и др./ и 2) время тектонического выведения гипербазитовых (или габбро-гипербазитовых) массивов в их современное положение. Эти события разделены длительной и сложной тектоно-метаморфической эволюцией массивов. Последняя проходила в условиях в целом падающих температур и давлений при твердопластичном течении вещества.

Данных о собственно возрасте образования гипербазитов конкретных массивов еще очень мало. Косвенно о возрасте образования массивов гипербазитов можно судить по возрасту толщ подушечных лав натриевых базальтов, входящих с ними в единую офиолитовую ассоциацию /Штилле, 1938; Coleman, 1977 и др./.

Время выведения гипербазитов в их современное положение ( emplacement ) определяется по присутствию продуктов их размытия в осадочных толщах, а также и в результате комплексного изучения тектоники конкретных районов. В Сакмарской зоне излияния базальтоидов продолжались с ордовика до живета включительно, а образование шарьяжей - начиная с позднего девона и по крайней мере до среднего карбона /Иванов, Пучков, 1984/. Последний интервал, очевидно, и будет отвечать времени выведения гипербазитов в их современное положение.

Данных о возрасте гипербазитов восточных частей Урала пока недостаточно, однако и здесь намечается значительный временной разрыв между образованием и окончательным становлением гипербазитов. Так, подушечные лавы базальтов деисовского комплекса, входящие вместе с габбро-плаггиогранитами спиридоновского комплекса и массивами серпентинизированных ультрабазитов в состав офиолитов Деисовской зоны Урала, имеют аренигско-среднеордовикский возраст (установлено по находкам конодонтов в прослоях яшм /Пучков, Иванов, 1983/). Однако складчатые деформации и выведение гипербазитов завершилось не ранее вйфеля, о чем свидетельствует присутствие интенсивно смятых кремнистых толщ с вйфельскими конодонтами в приконтактной части гипербазитов массива Бильге.

Институт геологии и геохимии УНЦ АН СССР,  
Свердловск.

Г.Г.Кораблев

#### ИНТРУЗИВНЫЕ УЛЬТРАБАЗИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ МУГОДЖАР

При рассмотрении геологоструктурного положения, возраста и минерогенических особенностей ультрабазитовых тел Мугоджар установлена целесообразность выделения в районе 5 комплексов

дунит-гарцбургитовой формации: эбетинского, кемпирсайского, бугетисайского, кандыкаринского и бильгеского, а также теке-литауского и хабарнинского комплексов дунит-клинопироксенит-габбровой формации.

В Центрально-Уральской структурно-формационной зоне наиболее древним проявлением ультраосновного магматизма, связанного с доуральской стадией развития региона, является эбетинский комплекс, представленный мелкими будинированными телами глубокометаморфизованных ультрабазитов, залегающих в сланцевых толщах рифея.

Кемпирсайский комплекс представлен крупными телами ультрабазитов, формирующими Кемпирсайско-Даульский пояс, а также мелкими телами серпентинитов зоны меланжа Косистекско-Аксу́йского тектонического покрова. Все крупные массивы примыкают к внешней границе силурийско-девонской Западно-Мугоджарской эвгеосинклинальной зоны, что позволяет предполагать их генетическое единство.

По периферии крупных массивов ультрабазитов развиты габброиды, клинопироксениты и дуниты с повышенной железистостью, которые выделяются в самостоятельный хабарнинский комплекс дунит-клинопироксенитовой формации.

В Восточно-Мугоджарской структурно-формационной зоне в доуральский цикл сформировался бугетисайский комплекс, представленный мелкими будинированными телами глубокометаморфизованных, часто антофиллитизированных ультрабазитов. В уральский цикл сформировались тела кандыкаринского типа, занимающие секущее положение по отношению к вмещающим гнейсовым комплексам, и мелкие тела типа Каракудского, локализующиеся в уралидах. Эти ультрабазиты объединены нами в кандыкаринский комплекс.

В Зауральской структурно-формационной зоне ультрабазиты представлены бильгеским комплексом, характеризующимся средними и крупными по размерам массивами, которые локализируются как в шовных структурах (Соркольская группа), так и непосредственно в эвгеосинклинальном разрезе уралид, вблизи границ крупных тектонических структур I порядка (Бильге, Бажанкольский и другие массивы). Большинство массивов комплекса прорывают отложения нижнего карбона и лишь некоторые из них локализируются в си-

лурийских отложениях, что, однако, не исключает нижнекаменноугольное время их внедрения.

Несмотря на некоторые общие черты и общую формационную принадлежность, массивы дунит-гарцбургитовой формации имеют целый ряд существенных особенностей, обусловленных как исходным составом ультрабазитовых магм, так и более поздним метаморфическим преобразованием ультрабазитов, что определило особенности их химического, минерального состава, характера физических полей и металлогенической специализации.

ИГО "Запказгеология",  
Актюбинск.

А. П. Бачин

### СТРОЕНИЕ УЛЬТРАБАЗИТОВЫХ МАССИВОВ МУГОДЖАР ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

В расположении массивов ультраосновных пород, известных по материалам геологических и геофизических работ в пределах Мугоджар и прилегающих к ним регионов, наблюдается определенная закономерность, выражающаяся преимущественно в их линейной вытянутости, благодаря чему образуются целые зоны или пояса ультрабазитовых интрузий.

С запада на восток выделяется несколько таких зон, уверенно прослеживаемых от границы РСФСР и Казахстана на севере до погружения складчатых сооружений Мугоджар под мезо-кайнозойские отложения Северного Приаралья и под чехлом последних до северных берегов Аральского моря на юге.

Размещение отдельных массивов ультрабазитов (или их поясов), как правило, контролируется глубинными разломами, являющимися чаще всего границами структурно-тектонических зон первых порядков и обуславливающими блоковое строение Мугоджар. Так, наиболее протяженные пояса ультрабазитовых интрузий приурочены к зонам Сакмарско-Кокпектинского и Кемпирсайско-Даульского региональных разломов, ограничивающих с запада и востока южное продолжение Центрально-Уральского поднятия, и к зонам Соркольского и Тобольского глубинных разломов, ограничивающих соответственно южное продолжение Зауральского поднятия.

Несмотря на многочисленность и многообразие ультрабазитовых интрузий, все массивы ультраосновных пород, известные в Мугоджарах, можно разделить на три основных группы.

К первой группе относится часть массивов Западных Мугоджар и Западного Примугоджарья (Кемпирсайский, Хабарнинский, Даульско-Кокпектинский и другие), характеризующихся значительными площадными размерами (до 1000-2000 кв. км) и сложно-дифференцированным составом слагающих их ультраосновных пород, специфическими особенностями положительных аномалий магнитного поля, тяготеющих к краевым частям массивов и зонам разломов внутри них, приуроченностью к ним одной или нескольких интенсивных локальных положительных аномалий силы тяжести, свидетельствующих о существовании внутри плутонов значительных масс слабосерпентинизированных и неизмененных ультрабазитов, связываемых с так называемыми "подводящими каналами" перидотитовой магмы. Вертикальные мощности массивов данной группы варьируют в широких пределах, достигая 5-10 км и более, вполне вероятно также непосредственная их связь с образованиями "перидотитового" слоя.

Для двух наиболее крупных плутонов первой группы (Кемпирсайского и Даульско-Кокпектинского) высказываются предположения об образовании их путем нескольких внедрений ультраосновной магмы по двум (или более) глубинным разломам, время возникновения и глубины заложения которых были различными.

К массивам второй группы, широко распространенными в Восточных Мугоджарах и Юго-Западном Тургае, относятся интрузии ультрабазитов, имеющие формы типа вертикального или наклонного крутопадающего пласта. Такие массивы характеризуются четко выраженной вытянутостью вдоль линий тектонических нарушений, прослеживаясь до 50-70 км по простиранию при горизонтальной мощности, не превышающей первых км, и фиксируются отчетливыми положительными аномалиями магнитного поля. В поле силы тяжести им могут соответствовать, как локальные отрицательные аномалии, указывающие на почти полную серпентинизацию слагающих их ультрабазитов, так и слабоинтенсивные положительные аномалии, обусловленные, вероятно, сохранившимися слабосерпентинизированными разностями. Вертикальные мощности массивов второй группы, как правило, невелики, но могут достигать 2-3 км.

Массивы ультраосновных пород третьей группы, известные среди древних толщ Мугоджарского мегантиклинория, представлены мелкими (100-200 x 35-45 м) телами метаморфизованных будинированных апогипербазитов, образующими группы сближенных тел и не имеющими видимой связи с разрывными нарушениями. В физических полях мелкие маломощные массивы данной группы проявляются слабо и обнаруживаются лишь по вторичным ореолам рассеяния никеля, хрома и кобальта в делювии.

Ультрабазитовые массивы Мугоджар различаются и по металлогенической специализации: потенциально хромито-никель-кобальтоносны массивы ультрабазитов первой группы; площади массивов второй группы перспективны для поисков месторождений никеля, кобальта и хризотил-асбеста; тела метаморфизованных гипербазитов третьей группы интересны для поисков линз антофиллит-асбеста.

ПГО "Запказгеология",  
Актюбинск.

Г.П. Самсонов, Г.П. Чикунов

#### ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ И ХРОМИТОНОСНОСТЬ ЮЖНО-КЕМПИРСАЙСКОГО (ГЛАВНОГО) РУДНОГО ПОЛЯ

1. Южно-Кемпирсайское или Главное рудное поле сложено, в основном, апогарцбургитовыми и аподунитовыми серпентинитами, интродуцированными в южной части рудного поля габбро-амфиболитами. В обобщенном разрезе ультрамафитов выделяются (сверху вниз): верхний перидотитовый, рудоносный (полосчатый дунит-перидотитовый комплекс), дунитовый и нижний перидотитовый горизонты. Такую стратификацию следует рассматривать как результат гравитационной, температурной и кристаллизационной первичной ранней дифференциации магмы.

2. В структурном плане рудное поле находится в периклиальной части Кемпирсайского антиклинория, тяготея к зоне главного Уральского разлома, разделяющего Уралтауский мегантиклинорий от Тагило-Магнитогорского мегасинклинория. Ранее на рудном поле было выделено так называемое Юго-Восточное сводовое поднятие /Павлов и др., 1968/. В последнее время выявлены две анти-

клинали, разделенные синклиналью. Простираение месторождений и отдельных рудных тел чаще субмеридиональное и отвечает общему структурному плану вмещающих их пород. Несоответствие прототектонических элементов в породах с таковыми в рудах и залегаемостью рудных тел свидетельствует о том, что прототектоника не может указывать на направление развития рудоносных зон. И месторождение, и рудное поле в целом разрывными нарушениями разбиты на отдельные блоки, которые в результате неоднократных и длительных тектонических подвижек разного знака испытали значительные перемещения как по вертикали, так и в горизонтальном направлении. Поэтому в настоящее время под рыхлые мезозой-кайнозойские отложения выведены различные уровни ультрамафитов.

3. В магнитном поле район Южно-Кемпирсайских месторождений, как и весь Кемпирсайский массив, выделяется положительным фоном и характеризуется наличием слабоинтенсивных знакопеременных аномалий /Бачин, 1976/. Хромитовые месторождения располагаются в зонах сравнительно аномальных магнитных зон, либо на переходе от них к магнитостабильным участкам /Сегалович, 1963/. Гравитационное поле в районе месторождений отличается высокоинтенсивной положительной аномалией силы тяжести, объясняющейся влиянием избыточных масс магмоподводящего канала /Непомнящих, 1950; Сегалович, 1963/.

4. Оруденение на месторождениях обычно представлено одной и, реже, двумя залежами сложной формы с неровными контурами и окнами пустых пород, раздувами, пережимами и многочисленными апофизами. Выделяемые при разведке месторождений многочисленные рудные тела по существу являются фрагментами одной залежи. Вмещающими рудные тела породами являются дуниты и, реже, перидотиты. Последние отмечаются только в кровле и почве очень мощных (более 100 метров) участков рудных тел на месторождениях 40 лет КазССР-Молодежное и Алмаз-Жемчужина. Вертикальный размах оруденения составляет 1370 м. На большинстве месторождений руды представлены средне-густовкрапленными и сплошными разностями. Реже встречаются убогие (убоговкрапленные и шпировые) руды. Рудообразующие хромшпинелиды всех Южно-Кемпирсайских месторождений представлены магнохромитом и, реже, хромпитомом с высоким содержанием окиси хрома и низким - глинозе-

ма. Месторождения убогих руд рассматриваются как наиболее ранние, сингенетичные с вмещающими породами. Они являются сегрегационными или гетерогенными. Богатие же месторождения по своему генезису считаются гистеромагматическими /Бетехтин, 1937; Соколов, Павлов, 1940; Соколов, 1948; Павлов, 1968/.

5. На основании анализа богатого фактического материала сделаны следующие выводы об условиях локализации Южно-Кемпирсайских месторождений.

- Хромитовое оруденение связано с дунитами и, в меньшей мере, перидотитами рудоносного горизонта. Убоговкрапленные и шпировые руды встречаются, в основном, в дунитах подрудного горизонта.

- Основным рудоконтролирующим структурным фактором проявления хромитового оруденения являются ранние субмеридиональные разрывные нарушения в своловых частях и крыльях антиклинальных структур в ультрамафитовых породах.

- Крупные хромитовые месторождения и рудные узлы локализовались в местах сближенных разломов и пересечениях основных нарушений с апофизными.

6. Ультрамафитовые породы на Южно-Кемпирсайском рудном поле эродированы на глубину до 2,5 км. Перспективны участки развития рудоносного горизонта. Первоочередными объектами являются южные фланги месторождений Алмаз-Жемчужина, Миллионное, Первомайское и 40 лет КазССР, Молодежное; площади, расположенные к западу от месторождения Миллионное и между месторождениями Миллионное (на юге) и Комсомольское (на севере): район месторождений Восход и Караагашское. Большой интерес представляют также территории, примыкающие к рудному полю с запада и северо-запада.

ИГО "Запказгеология",  
Актюбинск.

Л.И.Колотилов, М.М.Казанцев, В.В.Петров

КЕМПИРСАЙСКИЙ УЛЬТРАБАЗИТОВЫЙ МАССИВ,  
ЕГО ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ  
И МОРФО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ХРОМИТОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ

I. Кемпирсайский хромитоносный массив ультрабазитов и габброидов находится в периплициальном замыкании и западном крыле

одноименной антиклинорной структуры на южном окончании мегантиклинория Уралтау. Морфологически он рассматривается или как сложный лаккоморфный плутон, связанный с низами земной коры и верхней мантией, или как аллохтон, имеющий пластинное строение и надвинутый из соседних структурно-формационных зон.

2. Массив имеет дунит-гарцбургитовый состав с подчиненным развитием перидотитов, вермитов, амфиболовых и полевошпатовых перидотитов. Породы связаны постепенными переходами за счет изменения содержания пироксенового компонента, реже наблюдаются резкие контакты. Почти все ультрабазиты сильно серпентинизированы. Габброиды локализованы в периферических частях массива, в обрамлении, кровле, образуют ксенолиты и дайки. Они представлены ранними габбро-амфиболитами и постультрабазитовыми габбро, габбро-норитами, габбро-диабазами и их оливиновыми разновидностями.

3. В вертикальном разрезе массива наблюдается петрографическая зональность, выраженная в дискретном уменьшении содержания пироксенового компонента с глубиной до полного его исчезновения, а затем в увеличении до перидотитов. Обобщенный геолого-петрографический разрез массива представляется следующим:

а) верхний переходный горизонт с чередованием вмещающих метаморфитов, измененных пироксенитов и перидотитов; б) верхний перидотитовый горизонт, содержащий местами до 25% дунитов и пироксеновых дунитов; в) верхний горизонт чередования перидотитов, дунитов и пироксеновых дунитов; г) дунитовый горизонт; д) нижний горизонт чередования дунитов, пироксеновых дунитов и перидотитов; е) нижний перидотитовый горизонт. Мощности горизонтов сильно изменяются при общей мощности разреза 2-2,5 км.

4. На поверхность массива выступают все выделяемые горизонты в виде протяженных структурно-петрографических зон, что свидетельствует о существовании в нем пликативных структур и дизъюнктивных нарушений с блоковыми подвижками. Верхние горизонты выступают по периферии массива, средние - в его центральной и юго-восточной частях, нижние - в лежачем боку и в ядрах антиклиналей. При прослеживании выделенных горизонтов и структурно-петрографических зон на поверхности и буровыми скважинами намечается следующая общая структура массива: при лаккоморф-

ной форме наибольшая мощность его определена геофизическими методами в юго-восточной части, в области предполагаемого магмоподводящего канала. Над ним расположен распространяющийся к западу елиный Тыгаша-Юго-Восточный свод, который сменяется Никельтауским погружением, а затем сложным по форме Западным сводом, крылом которого является моноклиналная северная часть массива. Эти структуры I порядка осложнены меньшими складками и нарушениями.

5. Выделяются: а) ортомагматические шпировое и шпирово-полосчатое бедное и убогое хромитовое оруденение в дунитах; б) гистеромагматические линзо- и жиллообразные тела вкрапленных и сплошных хромитов в перидотитах и дунитах грубополосчатого комплекса; в) инъецированные гистеромагматические линзо- и столбообразные залежи богатых вкрапленных хромитов, секущие верхние горизонты массива до низов перидотитового; г) в лежащем боку дунитового горизонта возможно стратиформное хромитовое оруденение.

КазИМС,  
Алма-Ата.

И. С. Чацухин

#### ЗАКОНОМЕРНОСТИ ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ И СОСТАВА АЛЬПИНОТИПНЫХ УЛЬТРАБАЗИТОВ НА ПРИМЕРЕ КЕМПИРСАЙСКОГО МАССИВА

1. Изучение керна глубоких скважин, вскрывших ультрабазиты южной части Кемпирсайского массива на глубину не менее 3 км, показало отсутствие донных дунитов. Наряду с тем, что состав минералов, прежде всего, величина железистости оливина, не зависит от их положения в разрезе, это исключает участие магматического расплава в формировании массива.

2. Состав минералов коррелируется с химизмом пород: в ряду дунит-гарцбургит-лерцолит железистость оливина при постоянстве содержания FeO (8%) увеличивается от 7,5-8 до 10-11%, содержание глинозема в хромшпинелиде - от 9-10 до 50-60%, в пироксенах - от десятых долей до 5-6%. Эта зависимость - типичная для эвмагматитов и реститов, находящихся в равновесии с

ними /Штейнберг, 1976/ исключает метаморфическую дифференциацию. Последняя имела место при последующих преобразованиях гипербазитов – при формировании крупных тел и жил дунитов и комплементарных им пироксенитов и типична для полярноуральских массивов.

3. Сопоставление гарцбургитов и лерцолитов Кемпирсайского массива по отношению  $Al_2O_3:CaO$  и других крупнейших уральских массивов – Войкаро-Сыньинского, Райзского, Кракинского, Нуралинского – показало, что оно близко к 1,3; это типично для большинства альпинотипных ультрабазитов, включая океанические, корневых зон и ксенолиты в щелочных вулканитах. В ультрабазитах Войкаро-Сыньинского массива, юго-восточной и северо-западной частей Рай-Иза, имеющих изолированный от других частей массива структурный рисунок, отношение варьирует в пределах 0,5–1,3, составляя в среднем 0,9. Эти различия обусловлены пониженным содержанием глинозема в породе и пироксенах при равенстве – извести.

4. Отсутствие плагиоклаза, высокоглиноземистый состав хромшпинелидов в лерцолитах и диопсидовых гарцбургитах свидетельствует о том, что почти все альпинотипные гипербазиты Урала, в том числе Кемпирсайского массива, принадлежат к шпинелевой фации. Есть основания предполагать, что ультрабазиты Войкаро-Сыньинского массива образовались в условиях гранатовой фации, на что указывают: а) малоглиноземистый состав пироксенов при высокоглиноземистом хромшпинелида, б) хромшпинелид-пироксеновые сростания с высокой – до 30% – объемной долей хромшпинелида, которые можно интерпретировать как продукты реакции граната и оливина. Известные местами плагиоклазовые лерцолиты и гарцбургиты изохимичны с чередующимися с ними безплагиоклазовыми и являются продуктом их преобразования под влиянием падения давления (массивы Нурали, Крака).

5. Содержания окиси хрома коррелируются с количеством пироксенов, составляя 0,50% и выше в дунитах, 0,40–0,45 в гарцбургитах и 0,35–0,40 в лерцолитах. Эта зависимость нарушается в рудоносном дунит-гарцбургитовом комплексе, где в подрудных участках протяженностью до 500 м содержание окиси хрома снижается до 0,30–0,35% независимо от состава породы. В этих же уча-

стках отмечено очищение пироксенов от вростков хромшпинелида — продуктов распада твердого раствора, обычно сохраняющихся в пироксенах безрудных пород. Эти факты дают основание предполагать, что хромитовые рулы т.н. гистеромагматического генезиса — следствие переотложения хрома и глинозема в твердых породах.

Институт геологии и геохимии УНЦ АН СССР,  
Свердловск.

Е.В.Пушкарёв

#### ВАРИАЦИИ СОСТАВА ГАББРО-НОРИТОВ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ХАБАРНИНСКОГО ГАББРО-ГИПЕРБАЗИТОВОГО КОМПЛЕКСА

Ортоклазсодержащие габбро-нориты восточной части Хабаровинского массива совместно с пироксенитами и дунитами образуют дунит-пироксенит-габбровую ассоциацию, сходную с уральскими платиноносными массивами.

Закономерная смена пород от ультраосновных к основным привела ряд исследователей к мысли о кумулятивной природе этой последовательности /Абдулин и др., 1977/. Серьезным возражением против этой идеи является тот факт, что габбро-нориты залегают под перекрывающими их пироксенитами и дунитами. На этой основе появилась гипотеза о перевернутом типе разреза Хабаровинского массива, представляющего лежащую складку в сакмарской аллохтонной зоне /Шейве и др., 1971/.

Нами был изучен разрез восточной части Хабаровинского массива к югу от р.Урал. В основании разреза залегают габбро-нориты видимой мощности около 1 км, которые западнее в виде отдельных тел перемежаются с гиперстенсодержащими пироксенитами. Падение пород западное под углом 50–60°. Вверх по разрезу количество габбро-норитовых тел и их мощность уменьшаются.

Изучение показало, что габбро-нориты характеризуются закономерным изменением состава вкрест простирания. Так, в подошве моноклинально залегающих габброидов количество темноцветных минералов составляет 40–50%. С приближением к кровле габброиды становятся более лейкократовыми, количество темноцветных минералов в них сокращается до 20–10%. В этом же на-

правлении увеличивается их железистость, что особенно четко проявляется в главном габбро-норитовом теле, где от подошвы к кровле происходит увеличение железистости клино- и ортопироксена от 0,22 и 0,30 до 0,30 и 0,40, соответственно. Основность плагиоклаза в габброидах практически не меняется и отвечает лабрапору  $An_{55}$ .

Таким образом, в кровле породы приобретают габбро-анортитовый облик. Эта тенденция отчетливо проявляется в уменьшении плотности габброидов более чем на  $0,2 \text{ г/см}^3$  по разрезу от подошвы к кровле. В данном случае плотность является функцией меланократовости пород. Уменьшение меланократовости пород хорошо коррелируется с ростом содержания в породах стронция от 700-800 в подошве до 2000-2500 г/т в кровле. Увеличенные количества плагиоклаза приблизительно в 1,5 раза приводит к росту содержания стронция в породе примерно в 2,5 раза, что свидетельствует об обогащении плагиоклазов стронцием в кровле массива.

Отмеченные особенности состава свидетельствуют о том, что пироксениты залегают не в подошве, а в кровле расслоенного габбро-норитового тела, что, по-видимому, противоречит представлениям как о кумулятивной природе пироксенитовой части разреза, так и о перевернутом его залегании.

Институт геологии и геохимии УНЦ АН СССР,  
Свердловск.

А.С.Варлаков

#### ГИПЕРБАЗИТЫ С ПОВЫШЕННОЙ ЖЕЛЕЗИСТОСТЬЮ (ГАББРОИДНЫЕ ГИПЕРБАЗИТЫ)

Альпийотипные дунит-гарцбургиты и дуниты клинопироксенитовой формации характеризуются выдержанной железистостью ( $f = 0,085-0,095$ ), не превышающей 0,105. Наряду с этим в геосинклинальных областях встречаются дунит-перидотиты, отличающиеся повышенной железистостью ( $f = 0,10-0,20$ ).

В дунитах (ферродунитах) клинопироксенитовой формации железистость возрастает вдвое в связи с падением температуры железисто-магнезиальных флюидов в контактово-реакционной зоне

с клинопироксенитами. Другие ультраосновные породы с повышенной железистостью, будучи гетерогенными образованиями, так или иначе имеют генетическую связь с габброидами. Поэтому для краткости они названы нами общим термином "габброидные гипербазиты".

Габброидные гипербазиты на Урале представлены двумя типами: 1) дунит-перидотитовые интрузии в миегеосинклинальной зоне, производные габброидной магмы (расслоенные маломощные тела дунит-гарцбургитов Сарановского пояса), 2) ультраосновные породы на контакте альпинотипных гарцбургитов и габброидных интрузий. Второй тип геологами единодушно называется нейтральным термином — "переходный комплекс". Он сложен более или менее выдержанным набором пород, имеющих такую последовательность расположения от альпинотипных гарцбургитов к габбро: дуниты — верлиты, перидолиты (иногда с гарцбургитами) — оливковые клинопироксениты, клинопироксениты — троктолиты, оливковые габбро — габбро, габбро-нориты (плаггиограниты). Рассматриваемый комплекс наблюдается в следующих массивах эвгеосинклинальной зоны Урала: Войкаро-Сыньинский, Устейский, северная часть Баженовского, восточная часть Нуралинского, Аккермановский, Ишкининский, Бриентский, Северо-Аккаргинский и другие массивы. Типичный пример такого массива в Сибири — Чемодан-Становой хребет в Кузнецком Алатау. Существующие взгляды на генезис переходного комплекса резко различны. Большинство уральских геологов рассматривают его как результат воздействия габброидных интрузий на альпинотипные гипербазиты; зарубежные специалисты едины во мнении о его куммулятивном, т.е. магматическом происхождении. Следует рассмотреть возможный вариант генезиса переходного комплекса, предлагаемый автором, — железисто-магнезиальный метасоматоз субгоризонтально залегающих габбро-, габбро-норитов с кислыми (или без них) дифференциатами в зоне контакта их с подстилающими альпинотипными гарцбургитами.

Вне зависимости от генетических интерпретаций все габброидные гипербазиты объединяют общие черты структуры, состава и даже типа ранней (автометаморфической) серпентинизации: 1) повышенная железистость, 2) пойкилитовая и полиэдрическая структуры и крупно- и гигантокристаллическая структура суще-

ственно пироксенитовых пород, 3) идиоморфизм и малый размер зерен хромшпинелидов и их одинаковый состав как в дунитах, так и гарцбургитах, 4) в -лизардитовый автометаморфический тип серпентинизации.

Ильменский госзаповедник,  
Миасс.

К.К.Золов, В.Я.Левин, Э.М.Глебова

## МЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ ГИПЕРБАЗИТЫ СРЕДИННЫХ МАССИВОВ УРАЛЬСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА И ИХ РУДОНОСНОСТЬ

1. В срединных массивах, сложенных гнейсово-сланцевыми комплексами, размещаются в различной степени метаморфизованные гипербазиты, несущие специфическую минерализацию. Наиболее изученными являются метаморфизованные гипербазиты Сысертско-Ильменогорского мегантиклинория, на примере которого рассматриваются вопросы геологии и рудоносности этих образований.

2. Внутри гнейсово-сланцевых комплексов тела гипербазитов приурочены к нескольким стратиграфическим уровням. Наиболее древними (вероятно, раннепротерозойскими) являются гипербазиты, залегающие в гнейсовых ядрах архея - раннего протерозоя (Булдынский, Сунгульский и др. массивы). Выше, среди сланцевых комплексов позднего протерозоя, распространены средне-позднерифейские гипербазиты (Сысертская, Савелькульская, Еланчикская группы и др.). Наиболее молодые гипербазиты раннепалеозойского возраста распространены в ордовикско-силурийских породах сланцевого обрамления гнейсовых комплексов.

3. Раннепротерозойские гипербазиты широко развиты в Вишневогорской свите среди плагиогнейсов с прослоями мраморов и амфиболитов. Они приурочены к нескольким стратиграфическим горизонтам и размещаются вокруг Вишневогорского щелочного массива. Гипербазиты представлены сравнительно крупными (до 1 км в поперечнике) линзовидными телами в ядрах синклинальных складок. Они изменены метаморфизмом с возрастом 2 млрд. лет, являются доскладчатыми и относятся к платформенным образованиям, слагающим фундамент щелочного комплекса.

Средне-позднерифейские гипербазиты представлены многочисленными "стратифицированными" мелкими, большей частью удлиненными пластообразными, значительно будинированными телами. Залегают в плагиосланцах и кварцитах совместно с апогаббровыми и аповулканогенными амфиболитами, в связи с чем могут быть отнесены к древним метаморфизованным офиолитовым комплексам.

Раннепалеозойские серпентиниты залегают в относительно слабо метаморфизованных толщах осадочно-вулканогенных пород и несут признаки обычных альпинотипных ультраосновных пород.

4. По вещественному составу раннепротерозойские гипербазиты представляют собой существенно оливиновые породы с энстатитом, серпентинизированные, амфиболизированные и флогопитизированные. Серпентин представлен лизардитом, образующимся до и после тремолит-флогопитовой ассоциации. Самые поздние постсерпентиновые преобразования гипербазитов происходят под влиянием позднеордовикской интрузии карбонатитов. В экзоконтактах последних развиваются рихтеритовые и тетрафлогопитовые метасоматиты с карбонатом и акцессорной редкометальной, редкоземельной минерализацией. Основные полезные ископаемые - редкометальные карбонатиты, флогопит, в коре выветривания - вермикулит.

Средне-позднерифейские гипербазиты - это крупно- и гигантозернистые оливин-энстатитовые породы с реликтами псевдунит-гарцбургитов, антофиллитизированные, карбонатизированные, оталькованные и серпентинизированные (преимущественно лизардитизированные, реже хризотилизированные и антигоритизированные), амфиболы ромбические, железистые (антофиллит) и глиноземистые (жедрит). Основные полезные ископаемые - антофиллит-асбест (Сысертские и др. месторождения), наждаки (Борзовское месторождение) и др.

Раннепалеозойские гипербазиты представлены антигоритовыми карбонатизированными и оталькованными серпентинитами. С ними связаны месторождения талька и талькового камня.

ИГО "Уралгеология",  
Свердловск.

## БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

Среди базит-гипербазитовых комплексов, широко развитых на восточном склоне Приполярного Урала, установлены разрезы двух типов.

Разрезы первого типа, характеризующие офиолитовый комплекс, наблюдаются в Хулгинском блоке и Лэмпуауской тектонической зоне /Пучков, Шмелев, 1983/; он представлен дунит-гарцбургитовым, дунит-верлит-клинопироксенитовым и габброидным комплексом. Ультраосновой член разреза характеризуется динамометаморфическими макро- и микроструктурами (фрагменты крупных складок полосчатости, микроструктуры, обусловленные высокотемпературным пластическим течением и т.д.), типичным для ультрабазитов офиолитов химизмом и набором минеральных ассоциаций, что позволяет рассматривать его как типичный ультраосновной тектонит. Габброиды, ассоциирующие с ультрабазитами, связаны с ними переходными зонами и при наличии гранобластовых структур не обнаруживают следов интенсивного пластического течения вещества (т.е. четкой деформационной полосчатости, складок и т.п.). Эта минеральная ассоциация представлена анортит (битовнит)-диопсидовым парагенезисом, а по химическому составу отвечает низкостронциевому (100-200 г/т), маложелезистому, низкотитанистому и высокохромистому габбро, близкому, например, к габброидам восточной части Войкарского массива.

Разрезы второго типа, отвечающие, вероятно, платиноносной ассоциации, пространственно совмещены с первым в Щекурьинском блоке; эта же ассоциация, вероятно, прослеживается далее на юг, образуя там Хорасюрский (Вольинский) комплекс /Перевозчиков, 1974/. В его составе преобладают в различной степени метаморфизованные диопсидовые габброиды, габбро-нориты, реже троктолиты с небольшими телами дунитового, дунит-верлит-клинопироксенитового состава. Установлено существование складчатых мега- и мезоструктур син- и антиформного типа и преобладающее развитие гранобластовых микроструктур, что позволяет рассматривать породы данного типа также как тектониты.

По химизму их не удается однозначно идентифицировать вследствие явного привноса Na, Ti, Al и выноса Ca, Mg. Однако, в слабоизмененных разновидностях (с сохранившимся основным плагиоклазом и клинопироксеном) устанавливается высокостроэнциевый тип специализации (> 500 г/т), несколько повышенное содержание титана и пониженное хрома, что сближает их с габбро Платиноносного пояса.

Сходство деформационных особенностей габброидов и ультрабазитов второго типа и ультрабазитов первого (офиолитовых), вероятно, указывает на их близкие тектонические условия формирования. В то же время габброиды второго типа отличаются от габброидной части офиолитов тектонической обособленностью, структурами, степенью деформации и метаморфизма, отклонениями в химизме, что не позволяет идентифицировать их и тем самым включать в типичный офиолитовый разрез. Очевидно, породы этого типа разреза представляют, как и породы первого, продукт глубинной метаморфической дифференциации мантийного вещества, которое в горячем твердопластичном состоянии было затем внедрено в офиолиты.

Институт геологии и геохимии УНЦ АН СССР,  
Свердловск.

А.К. Афанасьев

#### ГИПЕРБАЗИТОВЫЙ МАССИВ СЫУМ-КЕУ И ЕГО ХРОМИТОНОСНОСТЬ

Результаты крупномасштабных геофизических и геологосъемочных работ, выполненных в последние годы на восточном склоне Полярного Урала, позволяют представить гипербазитовый массив Сыум-Кеу (площадь 550 км<sup>2</sup>) как основание офиолитовой ассоциации Шучьинского синклиналия. В эпигерцинской структуре последний представляет собой серповидную "пластину" мощностью до 8 км, надвинутую на восточный край эпибайкальской платформы не менее чем на 90 км.

Массив Сыум-Кеу, разделенный субширотными долгоживущими разломами на три блока - Северный, Центральный и Южный, составляют два комплекса: дунит-гарцбургитовый (90% площади) и дунит-верлит-клинопироксенитовый, расположенный на контакте ги-

пербазитов и габброидов, полого погружаемся к востоку. В составе дунит-гарцбургитового комплекса снизу вверх выделяются два типа разреза: существенно гарцбургитовый и дунит-гарцбургитовый, переходы между которыми, а также к вышележащему дунит-верлит-клинопироксенитовому комплексу постепенные. Подавляющая часть проявлений хромитов сосредоточена в дунитах дифференцированного дунит-гарцбургитового типа разреза.

Существенно гарцбургитовый тип разреза предположительно представляет собой субстрат мантийного астенолита, взаимодействие которого при заложении эвгеосинклинали с нижней частью коры вызвало как его дифференциацию (формирование дунит-гарцбургитового типа разреза), так и образование по контакту с "базальтовым слоем" (переработанным в габброиды) полосчатого дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса.

На основе выявленных закономерностей строения и формирования гипербазитов рассмотрены критерии локализации и качественные параметры промышленных концентраций хромитов. Предполагается, что хромитоносность возрастает по латерали дунит-гарцбургитового типа разреза к востоку, пропорционально увеличению дифференцированности гипербазитов, т.е. наиболее перспективные участки располагаются под перекрывающими их габброидами мощностью от 0,2 до 1,5 км.

Метаморфизм (выделено три этапа) существенно не повлиял на качество руд, прогнозные запасы которых составляют 40 млн. т.

ПО "Полярноуралгеология",  
Воркута.

М. А. Чимбулатов, С. Н. Митрофанская, А. К. Киселев, Э. С. Кичман

## СОСТАВ И РУДОНОСНОСТЬ УЛЬТРАМАФИТОВ ЮЖНОГО КАЗАХСТАНА

На территории Южного Казахстана цепочки мелких гипербазитовых массивов приурочены к зонам глубинных долгоживущих разломов преимущественно северо-западного направления. Возраст массивов венд-раннекембрийский, дораннеордовикский. Выделены представители дунит-перидотитовой формации и дунит-перидотит-

-габбровой ассоциации. Единичные массивы дунит-перидотитовой формации встречены в Жалаир-Найманской, Итмурунды-Толькуламской и Чингиз-Тарбагатайской структурно-формационных зонах. Сложены они дунитами, перидотитами, пироксенитами и серпентинитами. Массивы дунит-перидотит-габбровой ассоциации встречены в Жалаир-Найманской, Сарытумской, Северо-Джунгарской и Северо-Тянь-Шанской зонах. Отличительной особенностью ассоциации является метасоматическая габброизация пород дунит-перидотитовой формации с образованием широкого спектра метасоматически преобразованных пород. Помимо дунитов, верлитов, вебстеритов и серпентинитов здесь встречаются горнблендиты, тылаиты, метагаббро оливниновое и эссекситовое, троктолиты, габбро-диориты, трондьемиты, иногда и плагиограниты.

Наряду с широким развитием постепенных, имеются и резкие контакты, что свойственно магматотипному метасоматозу. Граница между оливниновыми габбро и троктолитами более четкая, чем между троктолитами и серпентинитами. В Тарланатском массиве на границе габбро и серпентинитов наблюдаются тонкие мигматитоподобные полоски габбро в серпентинитах, свидетельствующие о времени габброизации ультрамафитов.

Перидотиты и пироксениты характеризуются надкларковыми количествами ванадия, меди, свинца, галлия и молибдена. В серпентинитах отмечаются лишь повышенные содержания галлия и бора. Для габбро характерны повышенные концентрации никеля, марганца, олова и циркония.

Описываемые породы характеризуются наличием убогой минерализации. На некоторых массивах местами сохранилась нонтропитовая кора выветривания с никелевой минерализацией. Известны проявления хризотил-асбеста, талька, хромистого железняка, родингита, жадеитов.

ПГО "Южказгеология",  
Алма-Ата.

Ш.И.Аллахвердиев, М.Н.Мамедов

#### ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА ГИПЕРБАЗИТОВ МАЛОГО КАВКАЗА

В результате детальных исследований гипербазитов Малого Кавказа получены следующие данные, подтверждающие их магмати-

ческое происхождение и интрузивное внедрение:

а) гипербазиты характеризуются всеми признаками образованной магматического происхождения: характерная дифференциация, выраженная вертикальной и горизонтальной зональностью массивов, фазовая последовательность, геохимическая и металлогеническая специализация (хром, платина, алмаз), наличие низкотемпературных (листвениты), высокотемпературных (родингиты), жильных (альбититы, куммингтонититы, пренит-актинолитовые породы), шлировых и линзообразных тел дунитов, текстур течений и ориентировки кристаллов, нодулярных хромитовых руд, эффузивных аналогов – пикритов и многих других. Эффузивные аналоги гипербазитов установлены и в других регионах разными исследователями – сулориты /Дзоценидзе, Цадарейшвили, 1976/ и меймечиты /Васильев, Золотухин, 1972; Соболев, 1974/ и другие;

б) установлены интрузивно-термальные контакты гипербазитов с вмещающими породами рамы /Шихалибейли, Азадалиев и др., 1981/;

в) особенности распространения Cr, Ni, Co, Ti, V как в гипербазитах, так и во вмещающих вулканогенных и осадочных образованиях, указывают на формирование их в местах современного залегания /Насибов и др., 1979; Аллахвердиев и др., 1984/;

г) автохтонность гипербазитов подтверждается данными о тектонических условиях возникновения офиолитов на Малом Кавказе и о значительном несоответствии малокавказской шовной зоны с океанической;

д) глубинные разломы, являющиеся поставщиками гипербазитовой магмы в верхние зоны земной коры, имеют крутые плоскости падения и погружаются на глубину 45 км до поверхности Мохоровичича /Егоркина и др., 1973; Галжиев, 1965/ и заполнены офиолитовыми массами /Асланян и др., 1976/;

е) на интрузивное внедрение указывает отсутствие в эндоконтактных зонах гипербазитов регенерированных оливинов и дунитовых оторочек, характерных для протрузий.

Становление, внедрение и формирование гипербазитов Малого Кавказа происходили, главным образом, в два этапа:

а) интрузивный (зарождение магмы, внедрение по глубинным разломам и формирование гипербазитов с последующими постмагмати-

ческими преобразованиями); б) протрузивный. Данные абсолютного возраста, палеонтологические определения указывают, что внедрение и формирование гипербазитов на месте своего современного залегания происходили в раннем сеноне, а протрузивное их перемещение — в конце позднего мела и в палеогене (эоцен).

Вышеизложенное и анализ данных по гипербазитам других регионов мира, их петрологические, металлогенические, геохимические особенности подтверждают магматическую природу и интрузивный характер внедрения гипербазитов и свидетельствуют о кристаллизации их в условиях высоких температур и давлений из тугоплавкого высокомагнезиального силикатного (ультраосновного) расплава (гипербазитовая магма). Последний на разных уровнях земной коры при подъеме в верхние зоны отделился от мантийного перидотитового расплава, из которого отделился еще и легкоплавкий жидкий расплав, соответствующий толеитовому базальту, являющийся исходным для габброидов. Кристаллизация гипербазитовых и габброидных интрузивов сопровождается гравитационной дифференциацией, что обусловилось последовательным выделением всех петрографических разновидностей пород этого комплекса. Вслед за становлением магмы и формированием гипербазитов последние в условиях складкообразовательных движений подверглись тектонической переработке. Это благоприятствовало проникновению к ним серпентинизирующих и лиственитизирующих растворов, обусловивших их серпентинизацию и образование лиственитовых и родингитовых тел. В результате насыщения ультраосновного расплава хромом происходит ликвация рудно-силикатного расплава /Аллахвердиев и др., 1983/, что приводит к образованию хромитовых залежей.

Институт геологии Ан АзССР,  
Баку.

С.Б.Абовян

#### УЛЬТРАМАФИТОВЫЕ ФОРМАЦИИ ОФИОЛИТОВЫХ ПОЯСОВ АРМЯНСКОЙ ССР И ИХ МЕТАЛЛОГЕНИЯ

I. Ультрамафитовые и связанные с ними мафитовые породы на территории Армянской ССР приурочены к двум узким дугооб-

разным офиолитовым поясам СЗ простирания – Севано-Амасийскому и Вединскому. Первый пояс прослеживается вдоль СВ края Армянской ССР и характеризуется значительными размерами, второй – вдоль ЮВ края республики и отличается относительно меньшими размерами. Оба пояса продолжают на СЗ в Турцию и на ЮВ – в Иран и входят в состав офиолитов крупной Средиземноморской области, которая в пределах Турции, Кавказа и Ирана представлена Тавро-Кавказской геосинклиналью, расположенной между Русской и Аравийской платформами.

2. Ультрамафитовые породы обоих поясов слагают узкие линзо-, лайко-, штоко- и пластообразные тела, вытянутые согласно с простиранием вмещающих вулканогенно-осадочных толщ сенона.

Размеры массивов в Севано-Амасийском поясе колеблются от нескольких сотен кв.м до 70 кв.км, причем преобладают массивы крупных размеров, в Вединском же поясе – от нескольких десятков до тысяч кв.м, реже до 1 кв.км, преобладают массивы небольших размеров.

3. Массивы ультрамафитовых пород рассматриваемых поясов трассируют эвгеосинклиналильные зоны, в пределах которых возможно нахождение дунит-гарцбургитовой (перидотитовой) и дунит-клинопироксенитовой формаций, при этом они связаны с единым альпийским циклом тектоно-магматической эволюции. По закономерной повторяемости типов магматических сообществ – основные вулканы, ультрамафиты и мафиты, а также кремнистых пород, офиолитовые пояса Армянской ССР близки к офиолитовым поясам других регионов мира. Петрографический состав рассматриваемых ультрамафитовых пород также аналогичен составу обычных альпинотипных ультрамафитов дунит-гарцбургитовой (перидотитовой) формации офиолитовых поясов.

4. Массивы описываемых поясов многофазные и имеют сложный состав. В их строении в различных количественных взаимоотношениях участвуют ультрамафитовые и мафитовые породы, в формировании которых выделяются четыре фазы внедрения, причем каждая фаза сопровождается соответствующим жильным комплексом. В целом ультрамафитовые породы резко преобладают над мафитовыми. Рассчитанные на основании химических анализов некоторые петрохимические параметры ультрамафитовых пород дунит-гарц-

бургитовой формации (  $M/F = 7,5$ ,  $Mg/Si = 1,2-1,8$  и  $TiO_2 = 0,0n$  ) указывают на их принадлежность к дифференциатам перидотитовой магмы.

5. Для пород формации характерен специфический комплекс полезных ископаемых - хромиты, платиноиды, хризотил-асбест, тальк, жалеидиты, нефриты, а в корках выветривания серпентинитов - аморфный магнезит и гидросиликаты шкеля.

6. Наряду с комплексом ультрамафитовых пород дунит-гарцбургитовой формации в рассматриваемом районе в ограниченном масштабе присутствует также комплекс пород дунит-клинопироксенитовой формации - дифференциатов габбровой магмы. В связи с последними полезных ископаемых не обнаружено.

Институт геологических наук АН АрмССР,  
Ереван.

О.С.Березнер, А.П.Ставский

#### ДВА ТИПА ГАББРО-ГИПЕРБАЗИТОВЫХ АССОЦИАЦИЙ НА СЕВЕРЕ КОРЯКСКОГО ХРЕБТА

I. Полный разрез офиолитовой ассоциации описан нами в бассейне р.Ягельной. Метаморфические дуниты и гарцбургиты слабают крупные изометричные и вытянутые в В.-С.В. направлении тела, достигающие 3 км длины, и мелкие блоки, "плавающие" в серпентинитовом матриксе меланжа. Состав массивов очень однообразный, все они ограничены тектоническими контактами. В составе кумулятивного комплекса преобладают линзовидно-полосчатые габбро-нориты и габбро, реже встречаются лейкогаббро и плагиоклазовые перидотиты. Комплекс параллельных даек диабазов здесь развит на значительной площади. В нижней части дайки прорывают кумулятивные габброиды, в средней части разреза содержат редкие скрины тоналитов, а в верхней внедряются в толщу подушечных базальтов, содержащих линзовидные прослойки и базальтовых брекчий. Видимая мощность дайкового комплекса 500 м, толщи базальтов - 400 м. По химическому составу диабазы и базальты идентичны аналогичным породам срединно-океанических хребтов; это позволяет нам считать, что вся ассоциация образовалась в океанической обстановке, в районе спредингового центра.

2. Гипербазит-габбровые массивы иного типа приурочены к зонам Эльгеваямского и Чирынайского меланжей. Все они имеют тектонические ограничения, их внутреннее строение неоднородное, полифазальное и неоднородное. Габброиды, резко преобладающие над гипербазитами, разделяются на две породные ассоциации: габброноритовую и лейкогаббровую. В первую входит равномернозернистые, чаще мелко- и среднезернистые габбронориты и габбро, характерной особенностью которых является параллельная полосчатость, более или менее ясно выраженная - от неясной до резко контрастной и от весьма грубой до тонкой, порой напоминающей мигматитовую. Тонко-контрастнополосчатое мигматитоподобное габбро и ассоциирующее с ним агматитовое габбро составляют самостоятельную фацию габбро-норитов. Габбро с агматитовой текстурой несут в себе свидетельства кумулятивной кристаллизации. В лейкогаббровой ассоциации все габброиды амфиболовые. Габбро лейкократовые, реже мезократовые, неравномернозернистые, часто с порфириобластами белого плагиоклаза. Порой лейкогаббро обогащаются кварцем, переходя через кварцевые габбро в тоналиты. Резких границ между лейкогаббровой и габброноритовой ассоциациями нет. Порфириовидные разности нередко пятнами развиваются среди равномернозернистых. Представляется, что лейкогаббро могут быть продуктом высокотемпературного аутометасоматоза, или позднемагматического бластеза (фельdspатизации, окварцевания) габброноритов. Незначительный объем в массивах занимает фация габброидов и ультрабазитов своеобразной "критической зоны". Это полосчатые мелагаббро, троктолиты, плагиоклазовые и бесполовошпатовые перидотиты. В редких линзах наблюдается дунит-перидотитовое переслаивание.

Эта группа гипербазит-габбровых массивов пространственно тесно связана с вулканоплутонической ассоциацией плагиогранитов, диоритов и субаэральных вулканитов смешанного состава. Плагиограниты прорывают габброиды и слагают различного размера линзовидные тела, обычно расположенные по периферии габбровых массивов. Часто наблюдаются переходы в плагиогранит-порфиры и фельзитоподобные стекловатые риолиты. Наиболее молодые субвулканические или гиабиссальные диорит-порфириты слагают небольшие штоки, дайки и крупные сложноразветвленные тела. С интрузивными образованиями тесно связана терригенно-вулкан-

генная толща, в составе которой преобладают туфы среднего состава, менее распространены андезиты, туфы и лавы основного и кислого состава.

Таборо-гипербазитовые массивы второй группы, связанные с вулканоплутонической ассоциацией плагиогранитов, диоритов и вулканогенно-осадочных пород, на наш взгляд, не следует относить к офиолитам. Мы полагаем, что они представляют собой магматические образования глубинных горизонтов под островными дугами. Имеющийся аналитический материал подтверждает сделанный вывод.

НПО "Аэрогеология",  
Москва.

В.Ф.Белый, В.В.Акинин

#### ОФИОЛИТОВЫЕ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ П-ВА ЕЛИСТРАТОВА (СЕВЕРО-ВОСТОК СССР)

На п-ве Елистратова, в северо-восточной части Охотского моря, хорошо вскрыты доверхнемеловые ортогеосинклинальные магматические и осадочные комплексы Пенжинско-Майнской зоны (ПМЗ) Анадырско-Корякской складчатой системы. По Елистратовскому глубинному разлому (ЕГР) они граничат с субэвральными вулканическими накоплениями Тайгоносской андезитовой геосинклинали.

В ПМЗ выделены раннепалеозойская (?) и позднемезозойская ассоциации ультрамафитов и базитов. Каждая из них представляет собой конкретное проявление офиолитовой ассоциации — офиолитовый комплекс. Ниже дается сопоставление этих двух ассоциаций.

Позднемезозойский офиолитовый комплекс отличается от раннепалеозойского (?) резким преобладанием ультрамафитов и более мафическим составом базитов, а также более четко выраженными признаками вулканоплутонической ассоциации. Возможно, это обусловлено изменением во времени состава среды магмообразования и характера флюидного режима.

## Вулканическая составляющая

Микродиабазы, спилиты, базальты, железистые андезиты.

Магнезиальные базальты, пикрито-базальты, спилиты.

## Плутоническая составляющая

Два самостоятельных массива: ультрамафитовый и базитовый; соотношение видимых площадей их выходов 1:6. Гардбургиты - 70-75% и дуниты - 25-30%, чередуются в виде плоских субвертикальных тел. Они прорваны габброидами, образующими зональный плутон с расслоенной габброноритовой центральной частью и эндоконтактовой зоной амфиболового габбро.

Зональные массивы и пайкообразные тела, приуроченные к ЕТР. Ядра массивов составляют около 90% их площади, сложены либо (а) гардбургитами >90% и дунитами <10%, либо (б) перцолитами - 60%, гардбургитами >30% и дунитами <10%.

Эндоконтактовые зоны: а) дуниты, верлиты и пироксениты или перцолиты, верлиты и габбро, б) верлиты и габбро. В эндоконтактовых зонах встречаются верлиты и габбро с гипокристаллической структурой.

## Субвулканические образования

Дайки мелкозернистых габбро.

Штоки перцолитов с гипокристаллической структурой, пикриты, дайки и штоки габбро-диабазов и долеритов.

## Рудопроявления и гидротермальные изменения

Хромиты в ультрамафитах.

Хромиты и платиноиды в ультрамафитах. Широко развиты зоны лиственнитизации.

РТХ-ФАЦИИ И ФАЦИАЛЬНЫЕ СЕРИИ ПЕРИДОТИТОВ  
ГЛУБИНЫХ КСЕНОЛИТОВ И ОФИОЛИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ

1. Рассматриваются различные варианты петрогенетических сеток для составов минералов из лерцолитовых, гарцбургитовых, верлитовых, вебстеритовых и т.п. ассоциаций, построенных на основе известных термо- и барометрических зависимостей, калиброванных по экспериментальным и/или эмпирическим данным. С привязанными в РТ-пространстве составами сопоставляются статистические данные по составам минералов, для которых прямые РТ-оценки невозможны или связаны с большой неопределенностью, а также результаты калибровок по косвенным эмпирическим данным. Фациальный подход позволяет также сопоставлять составы минералов из ассоциаций, для которых были получены экспериментально оценки параметров породообразования (например,  $f_{O_2}$  - методом электрохимических ячеек,  $T$  - методом кислородно-изотопной термометрии и т.п.) с составами из остальных ассоциаций, оценивать степень насыщения минералов компонентами, важными для РТ-оценок, и зависимость последней от модальных составов пород. Показано также, что структурно-текстурные особенности пород, коррелируясь с РТ-условиями, могут рассматриваться в качестве несобственного фациального признака.

2. Большинство перидотитовых ассоциаций, как из ксенолитов, так и из офиолитовых массивов, явно представляют открытые системы, сосуществовавшие с расплавом и/или с флюидом. Предпринята попытка систематизировать эти ассоциации с помощью вспомогательных, более, чем двумерных, петрогенетических сеток, включающих в качестве параметров  $f_{O_2}$ , состав флюида, активности компонентов в расплавах заданного состава. На этой основе рассмотрены случаи взаимодействия расплава с реститами для некоторых хромитоносных массивов, а также для тех типов лерцолитов из базальтов, которые принято считать испытанными "мантийный метасоматизм".

3. Достаточно представительный материал практически по любому гарцбургитовому массиву или по глубинным ксенолитам любого местонахождения обнаруживает принадлежность ассоциа-

ций не к локальным областям в РТ-пространстве (фашиям или фашиальным подразделениям), а к некоторым траекториям, обычно отождествляемым с палеогеотермами. Наборы ассоциаций, составы минералов которых фиксируют эти траектории, и представляют собой фашиальные серии (в том понимании, какое принято в метаморфической петрологии). Учет взаимодействия расплавов с реститами показывает, что не во всех случаях траектории отвечают геотермам. В тех случаях, когда геотермы построены вполне корректно, можно выделить несколько их типов, и соответственно несколько типов фашиальных серий перидотитов, в том числе и переходный между лерцолитами из ксенолитов и альпинотипными перидотитами. Для офиолитовых гарцбургитов Восточных и Западных Саян и Тувы установлено не менее двух фашиальных серий, представленных, в одном случае, предельно истощенными гарцбургитами, в другом — более богатыми ортопироксеном и клинопироксенсодержащими гарцбургитами и лерцолитами.

Геологический институт БФАН СО АН СССР,  
Улан-Удэ.

А.И.Гончаренко

#### ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ОЛИВИНОВ АЛЬПИНОТИПНЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ

Оливины альпинотипных гипербазитов юга Сибири обнаруживают признаки пластического течения и проявляют структуры двух типов — деформационные и рекристаллизационные.

Деформационные структуры распространены преимущественно в оливинах гипербазитов, локализованных в структурах салаирид, и являются следствием пластической деформации, осуществлявшейся механизмом внутрикристаллического скольжения по {окл.} [100], реже (010) [100]. Оптическая ориентировка пластически деформированных оливинов характеризуется  $n_g$ -максимумом в плоскости уплощенности и близко расположенной к нему линейностью. Оси  $n_m$  и  $n_p$  образуют пояса концентраций, нормальные к уплощенности зерен.

Рекристаллизационные структуры оливинов преобладают в гипербазитах, локализованных в структурах байкалит, и являются наложенными по отношению к деформационным. Петроструктурные

узоры рекристаллизованных оливинов отличаются сильными  $\text{Np}$ -максимумами концентрации, ориентированными нормально к  $z$ -плоскостям, а их возникновение связано с действием механизма синтетектонической рекристаллизации.

К третьему генетическому типу относятся метасоматические оливины, возникшие вследствие дегидратации серпентинитов. Признаки деформации в них отсутствуют, а петроструктурные узоры изотропны или унаследуют ориентировку первичных деформированных оливинов.

Оливины выделенных типов различаются между собой по особенностям химизма. Железистость оливинов древних гипербазитов в структурах байкалид оказывается более низкой ( $f = 2,0-9,5$ ), чем значение этого параметра для оливинов гипербазитов салаирид ( $f = 5,5-11,0$ ). Установленные различия статистически достоверны и обусловлены интенсивностью рекристаллизации пластически деформированных оливинов. Этот процесс сопровождался образованием внутри необластных индивидов оливина мелких сегрегаций магнетита.

Оливины метасоматического генезиса отличаются широким диапазоном колебания железистости ( $f = 6,7-14,0$ ) и по данным микрозондового анализа содержат повышенное содержание хрома (до 0,54%), алюминия (до 0,75%) и натрия (до 0,05%).

Выявленные структурные особенности оливинов и специфика их составов являются отражением эволюции мантийного вещества гипербазитов. Деформационные структуры оливина, создаваемые в процессе подъема гипербазитов из глубин верхней мантии, были существенно преобразованы на уровнях коры в рекристаллизационные.

Коровой этап эволюции вещества гипербазитов осуществлялся в условиях регионального метаморфизма вмещающих их толщ. Синметаморфическое течение гипербазитов сопровождалось локальными проявлениями метасоматических процессов.

Томский госуниверситет.

СТРУКТУРНО-МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ И ХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ  
ОЛИВИНОВ АЛЬПИНОТИПНЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ  
АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

1. В гипербазитовых массивах Алтае-Саянской складчатой области наибольшим распространением пользуются оливиновые породы, представленные оливинитами, дунитами и обогащенными оливином гарцбургитами. По характеру выделения в них оливина намечается 8 морфологических типов минерала, которые обнаруживают тесную связь с геологическим положением пород и метаморфизмом вмещающих отложений.

2. По составу оливины представлены, главным образом, форстеритом. Они характеризуются стабильными содержаниями  $MgO$  и  $SiO_2$  (коэффициенты вариации  $v$  колеблются, соответственно, в пределах 0,8-2,8 и 0,4-1,9), изменчивыми концентрациями  $FeO$  ( $v = 3,8-27,9$ ) и очень неравномерным распределением  $MnO$  ( $v = 25,0-100,0$ ),  $MiO$  ( $v = 8,3-46,9$ ),  $CaO$  ( $v = 50,0-100,0$ ) и  $Al_2O_3$  ( $v = 50,0-100,0$ ).

3. По содержанию  $FeO$  выделяются три статистически обоснованные группы оливинов: I - со средним содержанием  $FeO$  в минерале  $6,20 \pm 1,5$  вес.%; II -  $7,08 \pm 1,02$  вес.% и III -  $8,52 \pm 0,66$  вес.%. Различия между I и II группами качественные, а между I-III и II-III - количественные.

4. Выделенные группы составляют единую генеральную совокупность со средним значением  $FeO$ , равным  $8,02 \pm 1,61$  вес.%. Основная часть оливинов характеризуется содержанием  $FeO$  в интервале 7-9 вес.%. Наиболее магнезиальные и железистые разновидности оливинов типичны для пород метасоматического генезиса, представленных оливинитами и верлитами.

5. Содержания в оливинах  $MiO$  и  $MnO$  изменяются в широких пределах, достигая иногда в максимуме более 1 вес.%, и отражают региональные геологические особенности гипербазитовых массивов.  $CaO$  и  $Al_2O_3$  обнаружены только в единичных зернах оливина и не превышают сотых долей вес.%.  
6. Сравнительный анализ состава оливинов альпинотипных гипербазитов Алтае-Саянской и других складчатых областей по-

казал, что характер распределения в оливинах FeO для пород разных регионов близок или идентичен.

7. Оливины альпинотипных гипербазитов по железистости охватывают весь интервал составов оливинов из ультраосновных пород других формационных типов и, в частности, Сибирской платформы, алмазоносных кимберлитов и включений в алмазах.

8. Структурно-морфологические и химические особенности оливинов альпинотипных гипербазитов Алтае-Саянской складчатой области свидетельствуют об интенсивном метаморфизме гипербазитов и вторичной природе в них главного породообразующего минерала.

Институт геологии и геофизики СО АН СССР,  
Новосибирск.

И.Ф. Романович

#### СТЕПЕНЬ ЭКЗОГЕННОГО ПАЛЕОРАСКРЫТИЯ ТЕЛ УЛЬТРАМАФИТОВ И ОСОБЕННОСТИ ЭТОГО ПРОЦЕССА — ПОКАЗАТЕЛИ ИХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ

В связи с тем, что необходимые компоненты для формирования хромита и хризотил-асбеста имеются в самих ультрамафитах, формирование их месторождений связано в основном с особенностями эволюции самих тел ультрамафитов. Месторождения хромитов образуются при меньшем экзогенном раскрытии тел ультрамафитов по сравнению с хризотил-асбестовыми. Концентрация хрома в залежи осуществлялась, очевидно, не на месте зарождения ультрамафитовых тел, а на более высоких этажах, в условиях которых могут достаточно хорошо развиваться рудолокализирующие трещины. Так как массовая доля хрома в ультрамафитах дунит-гарцбургитовой формации достаточно характерна для дунитов и гарцбургитов различных регионов (как несущих залежи хромитов, так и безрудных) и в то же время массивы с хромитовыми залежами достаточно редки, необходимы какие-то особые условия концентрации хрома в промышленные залежи. Исходя из развиваемого автором представления о термодиффузионном формировании месторождений хромитов и учитывая, что этот процесс длительный и может осуществляться в относительно ограниченных условиях (р,

Т и пр.), для хромитогенеза необходима какая-то задержка в экзогенном раскрытии тел ультрамафитов, или относительное замедление этого процесса. Скорость экзогенного раскрытия зависит от особенностей вертикального продвижения самих тел ультрамафитов и скорости эрозионных процессов; ведущим фактором является, по-видимому, вертикальное продвижение. Оно зависит от конкретной палеотектонической обстановки, реконструкция которой является важным этапом прогнозирования хромитовых месторождений.

О.З.Алиева, К.Г.Башта, А.К.Сибилев, Н.Ю.Васильев убедительно показали роль тектоники в формировании месторождений хризотил-асбеста, в связи с чем автором было предложено относить месторождения хризотил-асбеста к тектоногенным метаморфическим. Для образования прожилков хризотил-асбеста необходимо, чтобы скорость раскрытия волоконолокализирующих трещин соответствовала скорости роста асбестового волокна (или приближалась к ней; в частности, если после некоторого соответствия в скоростях произойдет ускорение в скорости приоткрывания трещины, рядом с зонкой асбеста образуется зонка колломорфного серпентина). Редкость такого совпадения обуславливает редкость появления месторождений хризотил-асбеста. Скорость раскрытия трещин зависит от скорости экзогенного раскрытия массивов и, по-видимому, асбестогенез осуществляется, как и хромитогенез, в условиях замедления экзогенного раскрытия. При замедлении скорости экзогенного раскрытия, но в условиях достижения телами ультрамафитов поверхности земли, формируется кора выветривания и связанные с ней месторождения  $Ca$ ,  $Co$ , магнетита. В данном случае, вероятно, ведущую роль играло эрозионное раскрытие (его замедление в платформенных условиях).

Вероятность ожидания в экзогенном раскрытии тел ультрамафитов неоднократных достаточно длительных "остановок" или "замедлений", необходимых для формирования месторождений, невелика. Это и является причиной разобщенности месторождений хризотил-асбеста и хромитов. Примеры совместного хромитового и хризотил-асбестового оруденения, как это имеет место на Агардагском массиве, представляют для рассматриваемой проблемы особый интерес.

С учетом изложенного, выделяются следующие типы ультрамафитовых массивов: 1) с относительно равномерным экзогенным раскрытием (представляют интерес для получения форстеритовых огнеупоров, формовочных литейных масс, штучного и рваного камня и пр.); 2) с замедлением в раскрытии на ранних стадиях — в абиссальной обстановке (с хромитовыми залежами); 3) с замедлением в раскрытии на поздних стадиях — в гипабиссальной обстановке (с залежами хризотил-асбеста); 4) с замедлением в раскрытии на позднейших стадиях (с залежами руд  $Co$ ,  $Ni$ , крипнокристаллического магнезита); 5) с неоднократными замедлениями в раскрытии (залежи различных полезных ископаемых).

Московский геологоразведочный институт.

И.А.Мельников, Л.А.Певзнер, В.Л.Покидов, В.А.Циммер

#### ВОЗМОЖНОСТИ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ ПРИ ИЗУЧЕНИИ УЛЬТРАБАЗИТОВЫХ МАССИВОВ В СВЯЗИ С ПОИСКАМИ ХРОМИТОВ

1. На основе результатов многолетних совместных исследований, выполненных специалистами Казахского филиала ВИРТ и ШГО "Запказгеология" в Кемпирсайском рудном районе, обсуждаются возможности применения сейсмических методов разведки на различных стадиях геологоразведочных работ — от изучения глубинного строения ультрабазитовых массивов до поисков месторождений хромитов.

2. Изучена сейсмогеологическая модель объекта поисков — залежей хромитов и вмещающих их ультраосновных пород. Показана возможность изучения внутренней структуры массива и дифференциации серпентинизированных ультрабазитов по сейсмическим свойствам. Установлено контрастное уменьшение (до 1,0–1,2 км/с) скорости воли в рудной залежи относительно вмещающих пород.

3. Обоснован эффективный комплекс наземных и наземно-скважинных методов отраженных (МОВ) и рефрагированных (МРВ) волн. На стадии геолкартирования и общих поисков профильными пересечениями массива, МОВ и МРВ обеспечивается изучение ультрабазитов до глубины 4–6 км. Сейсморазведкой МОВ изучаются структурные неоднородности — сейсмические границы, связанные

с подошвой серпентинизированных ультрабазитов, плоскостями тектонических нарушений, контактами ультрабазитов с породами обрамления. Специальная динамическая обработка материалов МОВ направлена на выделение крупных глубинных неоднородностей состава. МРВ применяется для изучения петрофизической зональности серпентинитов и прогнозирования среди гарцбургитов участков с преимущественным развитием дунитов. Совокупность получаемой информации позволяет прогнозировать площади, перспективные для поисков хромитов.

4. На стадии детальных поисков применялось сейсмическое просвечивание МРВ (СП МРВ). СП МРВ выполнены детальные поиски на площади около 120 кв. км в пределах Главного рудного поля, в результате чего выявлено, детализировано и рекомендовано под оценочное бурение пятнадцать сейсмических аномалий. При проверке аномалий на одной из них (АС-12) встречено тело хромитовых руд средней мощности 85 м при содержании  $Cr_2O_3$  от 7,2 до 24,6% с прогнозными запасами по  $P_3 + C_1$  порядка 15 млн. т.

5. На стадии поисково-оценочных работ применялись пространственные наземно-скважинные сейсмические исследования по выявлению и изучению вещественно-структурных неоднородностей в околоскважинном пространстве по кинематическому погружению месторождения "Алмаз-Жемчужина" и глубоких флангов месторождения "Восход".

6. Выполненные на Кемпирсае исследования доказывают необходимость использования сейсмических методов при изучении ультраосновных массивов. Сведения, получаемые сейсморазведкой, являются основными для расшифровки глубинного строения массива и могут быть использованы при изучении состава, генезиса и формационного расчленения слагающих его пород. Сейсморазведка позволяет вести поиски и оконтуривание непосредственно рудных залежей.

Казахский филиал Всесоюзного института разведочной геофизики, Алма-Ата.

ПРОГНОЗИРОВАНИЕ РУДНЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ,  
СВЯЗАННЫХ С УЛЬТРАБАЗИТАМИ,  
ЕГО МЕТОДИКА И ГЕОЛОГО-ФОРМАЦИОННАЯ ОСНОВА

Ультрабазиты и комагматичные с ними габброиды распространены в Казахстане на площади свыше 21 тыс. кв. км. Различные по размерам и форме массивы их образуют протяженные пояса и зоны, положение которых определяется общим тектоническим планом территории республики. Породы, слагающие эти массивы, принадлежат к ряду геологических формаций, из которых наиболее распространена формация альпийских ультрабазитов.

Рудные полезные ископаемые, связанные с ультрабазитами и габброидами, образуют хромитовую, хромит-платиновую, медно-никелевую, флогопит-титаномагнетитовую, титано- и ильменит-магнетитовую рудные формации. В совокупности с соответствующими геологическими формациями они образуют ряд металлогенических формаций: ультрабазит-хромитовую, ультрабазит-хромит-платиновую, габбро-ультрабазит-хромит-платиновую, дунит-перидотит-пироксенит-габбронорит-медно-никелевую, пироксенит-флогопит-титаномагнетитовую и габбро-пироксенит-титаномагнетит-ильменитовую. В каждой из них по парагенезисам пород и рудообразующих минералов выделяются субформации или минеральные типы оруденения, которые образуются в сходных геолого-тектонических и физико-химических условиях.

Раскрытие основных закономерностей образования и размещения металлогенических формаций и субформаций позволяет прогнозировать связанные с ними месторождения полезных ископаемых. Методика прогнозирования иллюстрируется на примере хромитового оруденения, при этом основным этапом регионального прогнозирования является составление прогнозной карты м-ба 1:500000, на которой выделяются хромитоносные габбро-ультрабазитовые массивы и крупные перспективные площади в их пределах. В региональном геолого-тектоническом плане отражается распространение хромитоносных формаций и субформаций, показываются хромитопоявления с разделением по масштабу и рудообразующему хромшпинелиду. Выделяются площади на поиски хромитового ору-

денения и дается их геолого-экономическая характеристика - в трафарете цвета контуров прогнозной площади обозначается индексом металлогеническая формация, степень перспективности по категориям, глубина прогноза, величина прогнозных ресурсов в млн.тонн, минеральный тип ожидаемых хромитовых месторождений, степень целевой изученности перспективных площадей и практические рекомендации.

Для наиболее перспективных на хромиты массивов составляются прогнозные карты м-ба I:50000 и крупнее, с выделением геологических и металлогенических формаций и субформаций, а также всех хромитопоявлений. По комплексу разработанных поисковых критериев и признаков определяются прогнозные площади и перспективные хромитопоявления, которым дается геолого-экономическая характеристика, аналогичная вышеизложенной. Намечаются рудные объекты под поисково-оценочные работы и предварительную разведку с перспективной оценкой прогнозных ресурсов.

На обзорной прогнозной карте м-ба I:2500000 или I:1500000 для всей территории Казахстана выделяются хромитоносные ультрабазитовые пояса и наиболее крупные габбро-ультрабазитовые массивы. В их пределах показываются геологические формации ультрабазитов, габброидов и вмещающих пород, наиболее крупные хромитопоявления с краткой геолого-экономической характеристикой и сведениями о разведанности, запасах и качестве руд. Контурами показываются листы и участки средне- и крупномасштабного прогнозирования хромитового оруденения.

КазИМС,  
Алма-Ата.

А.А.Савельев, Г.Н.Савельева

#### ПОЛОЖЕНИЕ ХРОМИТОВ В ОФИОЛИТОВЫХ МАССИВАХ ПЕРИДОТИТОВ

В двух типах габбро-ультрабазитовых разрезов офиолитов - существенно лерцолитовом и гарцбургитовом - хромитовое оруденение связано в основном с дунит-гарцбургитовой и дунитовой сериями.

Дунит-гарцбургитовая серия максимально развита в гарцбургитовом типе разрезов. Здесь положение дунитов контролируется разномасштабными структурами высокотемпературного вязко-пластического течения перидотитов. Дуниты образуют: а) согласные обособления в системе складок течения, очерченных полосчатостью; б) штокверки жил и тела, маркирующие участки хрупких деформаций (сколовые зоны) в приосевых частях складок течения, которые образуются одновременно. Падения тел дунитов и склонение тел хромитов в них ориентированы согласно с линейностью гарцбургитов.

Дунитовая серия (краевой зоны) присутствует в обоих типах разрезов и, окаймляя перидотиты со структурами мантийных высокотемпературных деформаций, располагается между ними и породами габброидной серии. Дуниты этой серии представляют реститовую оболочку мантийных блоков перидотитов и залегают согласно с главной границей перидотит - габбро. Такое же залегание имеют внутренние структуры дунитов краевой зоны и подиформные тела хромитов в них.

Приведенные закономерности строения разрезов ультрабазитовых массивов и наличие структурного несогласия между дунитами краевой зоны и перидотитами внутренних частей массивов показывают: а) отсутствие общей субгоризонтальной расслоенности (с дунитами в основании разрезов), б) резкое различие пространственных ориентировок хромитовых тел, залегающих в дунит-гарцбургитовой и дунитовой сериях. Таким образом, дуниты краевой зоны не содержат "донных" рудных залежей, конформных структурам перидотитов.

Формирование дунит-гарцбургитовой и дунитовой серий отражает дифференциацию лерцолитов в ходе рестирования. Дифференциация протекает при массовых высокотемпературных вязко-пластических деформациях, следы которых установлены на всех уровнях исследования вещества - от внутризерновых дислокаций и предпочтительных оптических ориентировок минералов до гигантских складок течения, охватывающих весь видимый разрез перидотитов. Одним из проявлений дифференциации является вынос хрома и алюминия из энстатитов и диопсидов, обстатых этими компонентами, и обособление последних в хромшпинелид. Этот процесс резко усиливается на участках образования дунитовых жил и тел,

за счет миграции флюида или флюидизированного расплава по зонам хрупких деформаций в теле перидотита.

В целом, размеры и состав сегрегаций хромитов зависят от: а) "первичных" локальных неоднородностей распределения хрома в мантийных перидотитах; б) масштабов участков хрупких деформаций на этапах высокотемпературной эволюции мантийных блоков перидотитов; в) степени обработки перидотитов летучими компонентами в ходе их рестирования.

Для конкретных участков потенциальная хромитоносность может быть определена по высокому отношению хром/алюминий в пироксенах лерцолитов и гарцбургитов, а также, вероятно, по повышенному содержанию натрия в диопсидах из дунитов и гарцбургитов.

ГИН АН СССР,  
Москва.

Б.В.Перевозчиков

#### ФОРМИРОВАНИЕ И РАЗМЕЩЕНИЕ ХРОМИТОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ В АЛЬПИНОТИПНЫХ КОМПЛЕКСАХ

I. Альпинотипные массивы имеют дифференцированное строение, проявляющееся на всех уровнях организации вещества: химическом, минеральном и породном. Полный зональный разрез, отвечающий завершённому процессу дифференциации ультрабазитов, имеет следующий вид от краевых частей к центру:

$$\begin{aligned} & \Gamma_{20-35}^* - (90-98)\Gamma_{20-35}^{**} + (2-10)ДЭ - (90-98)\Gamma_{10-20} + \\ & + (2-10)ДЭ - (70-90)\Gamma_{10-20} + (10-30)ДЭ \text{ и } Д - (<70)\Gamma_{10-20} + \\ & + (<30)Д - Д. \end{aligned}$$

При незавершённой дифференциации ультрабазитов зональный разрез является неполным и может быть закончен в любой зоне

\*  $\Gamma_{20-35}$  - гарцбургиты с 20-35% пироксена;  $\Gamma_{10-20}$  - гарцбургиты с 10-20% пироксена, ДЭ - энстатитовые дуниты; Д - дуниты.

\*\* Процентное содержание породы в дунит-гарцбургитовом комплексе.

вправо от гарцбургитов с 20–35% пироксена, которые являются наиболее ранними породами.

В направлении от краевых частей к центру зональных разрезов отмечается последовательное сокращение содержания в ультраосновных породах количества орто- и клинопироксена, в пироксенах происходит уменьшение содержаний  $Cr$ ,  $Al$ ,  $Ca$ , возрастает хромистость и понижается глиноземистость как аксессуарных, так и рудных хромшпинелидов.

2. В зависимости от положения по отношению к полному зональному разрезу хромитовое оруденение делится на два класса: I – высокоглиноземистых низкохромистых хромитов в краевой части разреза ( $\Gamma_{20-35} - \Gamma_{20-35} + ДЭ$ ) и 2 – высокохромистых низкоглиноземистых хромитов в центральных частях разреза с содержанием дунитов 10–30% и выше. В переходной части разреза аксессуарные и рудные хромшпинелиды имеют промежуточный состав. Для появления высокохромистых хромшпинелидов принципиально необходимой является смена гарцбургитов с 20–35% пироксена на гарцбургиты с 10–20% пироксена.

3. В зональных разрезах как с полной, так и незавершенной дифференциацией хромитовое оруденение по морфологии и структурно-текстурным особенностям подразделяется на 2 типа: I – сегрегационный, приуроченный к крупным телам дунитов, и 2 – гистеромагматический, развитый среди гарцбургитов. В переходном дунит-гарцбургитовом комплексе происходит наложение на сегрегационный тип гистеромагматического типа оруденения.

4. Дифференциация ультрабазитов и формирование хромитового оруденения были вызваны сложными процессами, протекавшими в верхней мантии и приводившими к селективному плавлению и перераспределению вещества. Крайними членами дифференциации первоначально гарцбургитового материала (здесь не рассматриваются процессы формирования гарцбургитов) являлись дуниты, хромитовые руды и габброиды. В процессе дифференциации хром и "габброидные" компоненты переходили в состав высокотемпературных флюидов и расплавов. Дуниты, рассматриваемые как респиты, оставались в очагах дифференциации и включали хромитовое оруденение сегрегационного типа.

Высокотемпературные флюиды и расплавы перемещались от центров дифференциации по тектонически ослабленным зонам. Основная масса хромитового оруденения в виде руд гистеромагматического типа формировалась в переходной и, незначительно, в краевой областях; "габброидные" компоненты оставались в подвижном состоянии длительный период и переносились в краевую область и за пределы альпинотипных комплексов.

Все многообразие хромитового оруденения по составу и морфологии является следствием масштабов процессов дифференциации и их завершенности.

Камское отделение ВНИГНИ,  
Пермь.

Л.Н.Овчинников, Ф.Я.Корытов, Р.И.Лутков

#### ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ХРОМИТА УРАЛА В СВЯЗИ С ЕГО ГЛУБИНЫМ СТРОЕНИЕМ

Проведенный авторами стереометаллогенический анализ позволил выявить закономерную связь размещения хромитового оруденения Урала с его глубинным строением. Главная закономерность заключается в том, что основное количество массивов основных ультраосновных пород и ассоциирующих с ними месторождений хромита приурочено к районам с повышенной мощностью литосферы, земной коры и ее "базальтового" слоя. Согласно статистическому анализу (по 252 хромитоносным объектам) основная часть месторождений хромита Урала находится на площадях с мощностью земной коры в 45-50 км и ее "базальтового" слоя в 30-33 км. При этом поверхность Конрада располагается на глубинах 12-17 км, а коэффициент основности земной коры (отношение мощности "базальтового" слоя к мощности земной коры) составляет 0,55-0,75. Месторождения хромита, как правило, локализуются в зонах глубинных разломов, пересекающих земную кору в местах максимального изменения ее мощности (в краевых частях ее "раздувов").

Установлена зависимость масштабов и формационного состава месторождений хромита (а также массивов магматических пород, с которыми они связаны) с особенностями глубинного строения. Так, самые крупные по запасам руд и богатые по содержанию в рудах

$\text{Cr}_2\text{O}_3$  месторождения хромита (Кемпирсайского и других массивов) приурочены к площадям с значительной мощностью земной коры (до 50 км) и ее "базальтового" слоя (> 30 км). Зависимость размещения хромитоносных массивов магматических пород с глубинным строением подчеркивается наличием региональной металлогенической зональности Урала. Последняя выражена в том, что с севера (от Полярного Урала) на юг (Средний и Южный Урал) увеличивается количество гипербазитовых массивов. В этом же направлении (до Среднего Урала) повышается степень дифференциации и сложность строения массивов основных-ультраосновных пород, с которыми ассоциируют месторождения хромита. На Южном Урале степень такой дифференциации пород снижается. С севера на юг Урала в месторождениях хромита возрастает содержание в их рудах  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (от 15-17% на месторождениях Райизского до 60% и более - Кемпирсайского массива). Такая продольная металлогеническая зональность Урала коррелирует с региональной зональностью глубинного строения провинции, в которой с севера на юг увеличивается мощность литосферы (от 100 до 200 км), земной коры (с 40-45 до 45-55 км) и ее "базальтового" слоя (с 15-22 до 25-40 км). Причем глубина поверхности Конрада в этом направлении уменьшается от 20-27 до 10-20 км.

На Урале отмечается также и поперечная зональность в размещении хромитоносных магматических пород, которая в известной степени также обусловлена изменениями глубинного строения региона.

Установленные закономерности размещения хромитового оруднения Урала в связи с его глубинным строением могут быть использованы как критерии прогноза и поисков новых месторождений хромита.

ИМГРЭ,  
Москва.

С.К.Злобин, Л.В.Дмитриев, Н.Н.Кононкова

#### ДВА ТИПА ХРОМИТОВЫХ РУД В ОФИОЛИТАХ МАЛОГО КАВКАЗА

I. В пределах мезо-кайнозойских офиолитовых поясов мира месторождения хромита локализованы в области Западно-Тихоокеанской активной континентальной окраины (Нов.Каледония, Филиппины).

пини, Сахалин) и в восточной провинции Средиземноморской складчатой области (Кипр, Греция, Турция, Иран, Сирия, Малый Кавказ), офиолиты которой согласно современным палеотектоническим реконструкциям представляют собой фрагменты примитивных островных дуг.

В офиолитах как Западно-Тихоокеанской активной окраины, так и М.Кавказа на основании совокупности геологических и геохимических данных выделяются две вулканоплутонические серии: 1) толеитовая (верлиты, габбро, габбро-нориты, толеитовые базальты) и 2) бонинитовая (дуниты, верлиты, габбро, диориты, плагиограниты, имеющие геохимические черты, сближающие их с производными бонинитовых магм).

2. Изучение на микрозонде составов рудных хромитов М Кавказа показало наличие двух типов руд: 1) высокохромистого (ВХ) и 2) высокоглиноземистого (ВГ). ВХ-хромиты образуют тела линзово- и гнездообразной формы, ассоциирующие с дунитами и сложенные рудами вкрапленной, массивной, нодулярной и орбикулярной структур. Для руд этого типа характерен идиоморфизм хромита по отношению к оливину. Хромиты имеют высокие содержания  $Cr_2O_3$  (53-65%) и комплементарно варьирующие концентрации  $Al_2O_3$  (3-15%).

Руды ВГ-типа распространены в пределах М.Кавказа в значительно меньшей степени. Они образуют мелкие гнездообразные тела в метаморфизованных перидотитах и характеризуются монотонностью состава ( $Cr_2O_3$  40-41%,  $Al_2O_3$  25-27%), а также отсутствием кумулятивных структур.

3. Сравнение геологической позиции рудных ВХ-хромитов с аксессуарными хромшпинелидами из ультраосновных кумулятов расчлененных комплексов бонинитового типа свидетельствует об их генетической связи. Сопоставление этих данных с данными экспериментальной петрологии приводит к заключению о том, что высокое содержание хрома в хромите определяется в первую очередь пониженной концентрацией глинозема в исходном расплаве, что типично для бонинитов.

Таким образом, можно сделать вывод о генетической связи высокохромистых хромитовых руд, локализованных в офиолитах островодужного типа, с наиболее ранними дифференциатами бонинитовой магмы.

В то же время, очевидно отсутствие подобной связи для хромитовых руд ВГ-типа, обязанных своим происхождением, по-видимому, процессам перераспределения вещества, происходящим в толщах метаморфизованных перидотитов.

Наличие высокохромистого и высокоглиноземистого типов хромитовых руд типично для многих офиолитовых серий мира (Новая Каледония, Филиппины, Греция, Сирия).

ГЕОХИ АН СССР,  
Москва.

Г.Г.Дмитренко, А.Г.Мочалов, С.А.Паланджян, В.А.Акинин

### Вещественный состав и условия локализации хромитовой минерализации в некоторых дунит-перидотитовых массивах Корякского нагорья

Количественные соотношения дунитов, гарцбургитов и лерцолитов в дунит-перидотитовых массивах Корякского нагорья колеблются. Наиболее хромитосны дунит-гарцбургитовые массивы, в которых дуниты тесно связаны с богатыми оливином разновидностями гарцбургитов.

Строение каждого массива индивидуально. Вместе с тем в них можно выделить отдельные поля или участки, иногда тектонически обособленные блоки, характеризующиеся преимущественным развитием какой-либо одной петрографической фации или устойчивым сонахождением целого комплекса пород. В целом можно говорить о наличии в массивах трех структурно-вещественных элементов: крупных полей гарцбургитов (часто с линзами дунитов), различных по размеру участков дунитов (с прожилково-шлировыми выделениями пироксенитов) и контрастного по железистости ( $\text{Fe} = 13-26 \text{ мол.}\%$ ) такситового комплекса ультрамафитов, представленного полосчато-шлировым чередованием дунитов, пироксенитов и различных по содержанию оливина гарцбургитов.

В целом можно выделить три главных типа хромитовой минерализации: 1) рассеянную, на уровне аксессуарной вкрапленности, 2) полосчато-вкрапленные сегрегации мелко- и среднезернистого хромита и 3) шлировые, иногда прожилково-шлировые скопления

густовкрапленного и сплошного хромита. Состав рассеянной вкрапленности определяется химизмом вмещающих пород: в магнезиальном дунит-гарцбургитовом комплексе хромиты содержат минимальные количества окисного железа при некоторых вариациях хрома, алюминия, закисного железа и магния, в такситовом комплексе — повышенные количества общего железа и титана, умеренные до низких концентрации хрома и невысокие в целом количества магния. Химизм полосчато-вкрапленных и шпировых сегрегаций хромита повторяет состав акцессорной вкрапленности при некотором увеличении роли магнохромитового минала в составе шпирового хромита из магнезиального комплекса пород.

Характерной особенностью полосчато-вкрапленных и шпировых сегрегаций хромита является постоянное присутствие в них акцессорной платинометальной минерализации и ряда самородных элементов (железа, никеля, меди, золота, цинка). Распределение минералов платиновых элементов в рудах крайне неравномерное. Подавляющее большинство зерен имеет совершенную кристаллографическую огранку, размеры кристаллов не превышают 100–150 мкм, чаще это 40–60 мкм. В пределах магнезиального комплекса ультрамафитов выявлены сростки иридоосмия и рутениридоосмия с твердым раствором иридия, осмия и платины, изоферроплатиной и сульфидами ряда лаурит-эрлиманит, которые встречаются также в виде отдельных кристаллов, самородным иридием и твердым раствором переменного состава рутения, осмия, иридия и железа, ирарситом и другими менее распространенными минералами. В прожилково-шпировых сегрегациях хромита такситового комплекса преобладает изоферроплатина в ассоциации с твердыми растворами платины, железа, меди и никеля и сульфидами этих элементов. Из других самородных минералов в хромитовых рудах чаще всего встречается аваруйт.

Типоморфизм хромита позволяет предполагать близкие условия образования рассеянной вкрапленности и полосчато-вкрапленных сегрегаций, определяемые химизмом вмещающих их пород. Несколько отличны условия кристаллизации шпировых выделений, которые носили, по-видимому, более автономный характер. Тесная связь платинометальной и хромитовой минерализаций свидетельствует о фракционировании платиновых элементов из силикатной

матрицы в окисно-рудную фазу и самостоятельном их осаждении в виде широкого спектра минералов.

Дальневосточный комплексный НИИ ДВНЦ АН СССР,  
Магадан.

В.Ю.Алимов, Е.П.Царицын, Л.А.Шерстобитова

## О МИКРОСТРУКТУРАХ ХРОМИТОВ ИЗ НОДУЛЯРНЫХ РУД

Нодулярные текстуры считаются в настоящее время одним из основных аргументов в пользу магматического генезиса хромитовых руд. Вместе с тем, практически отсутствуют данные по микростроению хромитовых нодулей.

Авторами было предпринято электронномикроскопическое изучение нодулей с целью выяснения их микроструктуры.

Установлено, что кристаллические агрегаты, слагающие нодули, в ряде случаев имеют характерное блочное строение. Наряду с преобладающими участками полнокристаллического строения в нодулях наблюдались области шаровидного, микроглобулярного сложения с субмикронным размером частиц. Такие участки выглядят как реликтовые. Необходимо отметить, что и для самых мелких частиц отмечена сложная морфология. Подобное микростроение характерно для пирита, что показано П.Я.Ярошем в 1973 г.

Полученные от микроглобулей электронограммы, как правило, являются кольцевыми и свидетельствуют о низкой степени совершенства кристаллической решетки минерала. Установлено, что поверхность нодулей также имеет колломорфное строение. Морфологические различия колломорфных микроструктур в центральных и периферических частях нодулей, как правило, не устанавливаются. В отдельных случаях размер микроглобулей нарастает от периферии к центру нодуля, однако, отмечена и противоположная тенденция. Наблюдались все переходные стадии от тонкодисперсных, микроглобулярных структур к полнокристаллическим. При изучении хромитовых руд Войкаро-Сыньинского массива установлено, что метаморфизм вмещающих оруденение гипербазитов приводит к изменению микростроения хромшпинелида. В наименее метаморфизованных рудопроявлениях микроглобулярные структуры широко распространены, а в значительно метаморфизованных — практически

отсутствуют. Переходные стадии характеризуются наличием зон роста полнокристаллических субиндивидов хромшпинелида.

Аналогичными особенностями обладает и оливин из внутрирудных дунитов, в частности из руд оксидной текстуры.

Полученные результаты позволяют рассмотреть хромитообразование как процесс, протекавший в термодинамически неравновесной обстановке, характеризующейся высокой удельной поверхностью минеральных фаз.

Институт геологии и геохимии УНЦ АН СССР,  
Свердловск.

В.Ю.Алимов, Н.В.Вахрушева

О СВЯЗИ СОСТАВА РУДООБРАЗУЮЩИХ ХРОМШПИНЕЛИДОВ  
С ПЕТРОХИМИЧЕСКИМИ ХАРАКТЕРИСТИКАМИ  
ДУНИТ-ГАРЦБУРГИТОВОГО КОМПЛЕКСА

Авторами изучена зависимость мольного объема хромшпинелида от среднего мольного объема безводных минеральных фаз пород рудовмещающего дунит-гарцбургитового комплекса. Мольный объем хромшпинелида определялся по измеренному параметру элементарной ячейки. Средний мольный объем, характеризующий безводные минералы породы, рассчитывался по табличным значениям. Для снятия влияния метаморфизма количественные соотношения пироксена и оливина определялись по нормативному пересчету на четыре пироксеновых и два оливиновых минала. Расчеты выполнялись на программируемом вычислительном устройстве "Электроника ДЗ-20".

Установлено, что мольный объем хромата, как правило, превосходит по величине аналогичную характеристику гарцбургитов, но оказывается меньше среднего мольного объема для дунитовой составляющей рудоносных комплексов. При этом зависимость мольного объема рудообразующего хромшпинелида от соответствующей характеристики гарцбургитовой составляющей комплекса близка к логарифмической.

Подобная зависимость для акцессорных хромшпинелидов имеет линейный характер. При этом мольный объем хромшпинелида

близок к среднему мольному объему безводных минеральных фаз вмещающей породы.

Из сопоставления диаграмм мольных объемов для рудообразующих и аксессуарных хромшпинелидов видно, что фигуративные точки, соответствующие рудным телам незначительных размеров, тяготеют к линии равных значений. Это относится к проявлениям хромитов как в дунитах, так и в гарцбургитах. Крупным рудным телам соответствуют точки, удаленные от линии равных значений. Эта закономерность является обобщением известной зависимости, отмеченной Н.В.Павловым и А.Б.Малеевым, согласно которой масштаб оруденения пропорционален различию в составах рудообразующих хромшпинелидов и аксессуарных хромшпинелидов из вмещающих пород. Анализ диаграмм мольных объемов показывает, что наибольшей информативностью для прогнозной оценки хромитовости обладает гарцбургитовая составляющая дунит-гарцбургитового комплекса. Мольный объем дунитовой составляющей слабо зависит от размера рудных тел.

Наличие связи между мольным объемом рудного хромшпинелида и минералого-петрохимическими характеристиками дунит-гарцбургитового комплекса свидетельствует о генетическом единстве последнего с хромитовым оруденением.

Выявленные количественные зависимости в значительной мере позволяют прогнозировать масштаб оруденения по химическим характеристикам пород. Полученные данные показывают, что мольный объем минеральных фаз является одним из важнейших параметров, описывающих дифференциацию вещества при хромитообразовании.

Институт геологии и геохимии УНЦ АН СССР,  
Свердловск.

Е.Е.Порошин

#### АКЦЕССОРНЫЕ ХРОМШПИНЕЛИДЫ — ИСТОЧНИК ИНФОРМАЦИИ О ГЕНЕЗИСЕ ОБИОЛИТОВ

Исследованы составы аксессуарных хромшпинелидов из геосинклинальных базальтов Уральской и Алтае-Саянской (Западный Саян, Тува, Кузнецкий Алатау) складчатых областей, относимых к формациям натриевых базальтов, натриевых базальтов-дипаритов.

андезито-базальтовой, базальт-андезит-диоритовой. С помощью статистических и традиционных петрохимических методов они сопоставлены с хромшпинелидами иных магматических пород, в том числе из ультрамафитов дунит-перидотитовой и дунит-клинопироксенит-габбровой формаций тех же и других регионов. В результате анализа установлено:

1. Хромшпинелиды геосинклинальных базальтов характеризуются широкими вариациями состава. В пределах вулканического комплекса и даже одной породы могут быть выделены несколько разновидностей минерала с постепенными или дискретными переходами между собой. Образование большинства из них осуществлялось до кристаллизации первых силикатных породообразующих минералов (включения хромшпинелидов в оливинах, клинопироксенах, следы оплавления октаэдров).

2. Составляющие значительное большинство высокохромистые (более 53–55 вес.%  $Cr_2O_3$ ) разновидности отличаются от известных в литературе хромшпинелидов из океанических и континентальных базальтов, из лерцолитовых включений в щелочных базальтах и даже из вулканических ультрамафитов (пикриты, меймечиты и др.) повышенными содержаниями хрома и пониженными — магния и алюминия. Отсутствие их аналогов и среди хромшпинелидов, полученных экспериментально при плавлении базальтов, позволяет сделать заключение о ксеногенной для исследуемых базальтов природе образования минерала. Более низкохромистые разновидности минерала (меньше 53 вес.%  $Cr_2O_3$ ) могут рассматриваться в качестве первых ликвидусных фаз базальтового расплава (подтверждается петрографическими наблюдениями).

3. Сходство составов и трендов ( $Fe^{2+} \leftrightarrow Mg$  изоморфизм) высокохромистых разновидностей с хромшпинелидами глубинного (мантийного) парагенезиса пород (алмазы и сростания с ними, перидотитовые включения в кимберлитах, каменные метеориты) свидетельствует о их мантийной природе.

4. Среди геосинклинальных ультрамафитов аналогичные высокохромистым разновидностям обнаружены только в дунитах некоторых (далеко не всех) массивов дунит-перидотитовой формации (Иджимский, Агардакский в Алтае-Саянской, Кемпирсайский в Уральской складчатых областях). Акцессорные хромшпинелиды

ультрамафитов дунит-клинопироксенит-габбровой, клинопироксенит-перидотитовой и большинства массивов дунит-перидотитовой формаций отличаются пониженной хромистостью (за счет  $Al$  и  $Mg$ ) и иной ориентировкой трендов состава (преобладающие  $Cr \leftrightarrow Al^{3+}$  изоморфизм в первых и  $Cr, Fe^{2+} \leftrightarrow Al, Mg$  - в последней).

5. На основании анализа изменчивости составов хромшпинелидов из ультрамафитов дунит-перидотитовой формации (Иджимский, Агардакский, Кемпирсайский и др. массивы) и ассоциирующихся с ними геосинклинальных базальтов (алтынбулакский, монокский, бериккульский и комплексы Тагило-Магнитогорской зоны и др.) делается вывод об едином мантийном субстрате и, возможно, о существовании общего магматического расплава для обоих членов офиолитовой ассоциации. Наиболее хромистые (60-66 вес.%  $Cr_2O_3$ ) хромшпинелиды рассматриваются в качестве реститов мантии, менее хромистые (53-58 вес.%  $Cr_2O_3$ ) - как первые ликвидусные минералы этого расплава. Переход твердая фаза (мантия) - магматический расплав осуществляется в условиях увеличения парциального давления кислорода. С отделением базальтовой составляющей пути эволюции альпинотипных ультрабазитов и базальтов различаются.

ВСЕГЕИ,  
Ленинград.

В.Р.Артемов

#### ТИПЫ МЕТАМОРФИЗМА ГИПЕРБАЗИТОВ ЮЖНОГО УРАЛА И ПРОГНОЗ РУДНЫХ И НЕРУДНЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

1. С гипербазитами Южного Урала связаны месторождения и рудопроявления хромитов, силикатных  $Mn-Co$ -руд, сульфидных  $Ca-Mn$ -руд, медистых магнетитов, хризотил-асбеста, антофиллит-асбеста, вермикулита, тальцитов и талькового камня, нефрита, гипергенного магнезита. Сами гипербазиты могут использоваться как строительный и поделочный камень, огнеупорное и агрономическое сырье. Метаморфизм гипербазитов, за исключением хромитов, оказывает решающее влияние на формирование тех или иных видов полезных ископаемых; ряд из них является продуктами метаморфизма.

2. По структурному положению гипербазиты Южного Урала образуют целый ряд поясов, среди которых с запада на восток выделены: Зылаирский, Уфалейско-Кемпирсайский, Миасско-Кацбахский, Айдырлинско-Татищевский, Киямбай-Полтавский, Шевченково-Джетиккульский, Бильге-Текелинский, Джабисай-Бугеткольский, Аккаргинско-Джетигаринский, Притобольский, Тименско-Кустанайский. Большинство поясов приурочено к зонам сочленения положительных структур, сложенных образованиями докембрия, и отрицательных структур, сложенных палеозойскими отложениями.

3. Вторичные изменения гипербазитов выражаются в их оливинизации и пироксенизации; лизардитизации, хризотилзации, антитритизации; амфиболзации, хлоритизации и ослеплении; карбонатизации и отальковании, лиственитизации. Многие из перечисленных типов метаморфизма проявлены в одних структурно-фациальных зонах и отсутствуют в других. Объясняется это наличием или отсутствием тех или иных магматических формаций.

4. Месторождения антофиллит-асбеста Южных Мугоджар приурочены к периферическим частям гранито-гнейсовых куполов, где имеет место пространственное совмещение дунит-гарцбургитовой и гранитовой формаций, с обильным проявлением пегматитов и кремнистого метасоматоза - окварцевания в алмосиликатных породах и антофиллитизации и оталькования в гипербазитах. Перспективными на антофиллит-асбест являются лишь те зоны, где процесс метаморфизма заходит достаточно глубоко, до образования крупнопучковатых антофиллитовых и тальк-антофиллитовых пород и где слабо развито вторичное оталькование, уничтожающее руды. Большое количество гипербазитовых тел на крыльях куполов или за их пределами метаморфизовано недостаточно интенсивно; при этом возникает приазовский или кандакаринский тип минерализации.

5. Анализ размещения месторождений и рудопроявлений хризотил-асбеста с учетом современных представлений о типах и стадийности процесса серпентинизации приводит к выводу о том, что преобладающее большинство гипербазитовых массивов Южного Урала оказывается неасбестоносными вследствие того, что в них проявлены преимущественно неблагоприятные типы серпентинизации. Крупные промышленные месторождения, такие как Джетигарин-

ское и Киембайское, возникают при сочетании нескольких благоприятных факторов в районах, где неполностью серпентинизированные перидотиты подвергаются воздействию гидротерм гранитоидов натрового ряда (плагитогранит-гранодиоритовой формации) с интенсивным проявлением благоприятных типов серпентинизации. Более поздняя формация нормальных или калиевых гранитов, по-видимому, вызывает антигоритизацию, оталькование и карбонизацию, что приводит, с одной стороны, к образованию месторождений тальцитов и талькового камня, с другой - к порче и частичному уничтожению руд хризотил-асбеста.

6. Главная закономерность размещения никеленосных участков в коре выветривания на крупных массивах гипербазитов заключается в приуроченности их к серпентинитам, окружающим дунито-перидотитовые ядра, на которых обычно развивается непромышленный силицифицированный профиль коры выветривания. В связи с этим, на силикатные никель и кобальт перспективны сложенные серпентинитами площади.

ВИМС,  
Москва.

А.Н.Сутурин

#### ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ГИДРАТАЦИИ И МЕТАСОМАТОЗА В ГИПЕРБАЗИТОВЫХ МАССИВАХ

Гипербазиты, сложенные нестабильными в условиях литосферы орто- и мета-силикатами, подвержены интенсивной многофазной гидратации, карбонатизации и метасоматозу. Огромный фактический материал по серпентинитам и метасоматитам требует не только концептуального, но и физико-химического анализа. Теоретической основой моделирования взаимодействия "раствор - горная порода" служит разработка физико-химической теории моделирования на ЭВМ, проведенная И.К.Карповым /1981/. Для характеристики всего спектра метасоматических процессов в гипербазитах подготовлена мультисистема, состоящая из 17 независимых компонентов ( K , Na , Ca , Mg , Fe , Al , Si , Cr , Ni , z , c , cl , f ; n , n , o ,  $\bar{n}$  ) и 168 зависимых компонентов, в том числе 77 в водном растворе, 8 в газовой и 83 в твердой фа-

зах. Расчеты проводились по программе "Селектор" на БЭСМ-6 для интервала температур 150-450<sup>0</sup>С. Программой предусмотрены смена состава замещаемого субстрата и многопрофильное изменение состава флюида в зависимости от типа поставленных задач. Установлены физико-химические параметры ( $T^0$ ,  $\mu$ , pH), состав флюидов, динамика процессов формирования различных генетических типов серпентинитов, нефритообразования, оталькования и хлоритизации. Выявлены 2 генетических типа родингитов и различные источники растворов для родингитизации. Показана высокая роль восстановленных флюидов в метасоматических процессах, характер поведения хрома и никеля, место самородного минералообразования. Экспериментально подтверждена специфика кислотно-основного взаимодействия в магнезиальных средах. Программный комплекс наметил общие черты и особенности процессов метасоматоза в гипербазитах. Широкое его использование позволит получить новую информацию о динамике процессов преобразования гипербазитов в условиях литосферы.

Институт геохимии СО АН СССР,  
Иркутск.

В.С.Полянин, Т.А.Полянина

#### ОСОБЕННОСТИ МЕТАМОРФИЗМА УЛЬТРАМАФИТОВ НЕКОТОРЫХ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ СССР

Авторами изучен минеральный состав, химизм и трещиноватость ряда типовых массивов ультрамафитов дунит-гарцбургитовой и дунит-пироксенит-габбровой формаций некоторых геосинклинально-складчатых областей (Кавказской, Памиро-Тяньшанской, Алтае-Саянской, Сихотэ-Алиньской, Ниппонской), Алданского и Балтийского щитов. Для ультрамафитов этих регионов выделен следующий общий эволюционный ряд минеральных ассоциаций, сменяющих друг друга во времени в процессе метаморфизма: лизардитовая (развитие лизардита петельчатого и серпофитоподобного в ячейках петерь, брусита); хризотил-лизардитовая (развитие антигорита раннего, лизардита секториального, ленточного, хризотила породообразующего поперечно-, перекрещенноволокнистого, жильного хризотил-асбеста и офита, жильного и породообразующе-

го брусита, магнетита); хризотилевая (новообразования жильного и породообразующего хризотила косо-, продольноволокнистого (в т.ч. хризотил-асбеста) по минералам предшествующих ассоциаций); антигоритовая (пластинчатый, лейстовидный антигорит, тальк, карбонат, редко оливин, амфибол). Развитие и масштабы проявления в массивах ультрамафитов тех или иных минеральных ассоциаций определяют образование и сохранность хризотил-лизардитовой ассоциации, с которой связаны промышленные скопления волокна хризотил-асбеста.

В пределах регионов, которые в настоящее время находятся на островодужной (Восточно-Камчатская) или орогенной (Сихотэ-Альчinskая, Корякская, Кавказская) стадиях развития в ультрамафитах дунит-гарцбургитовой и дунит-клинопироксенит-габбро-вой формаций развиты, главным образом, лизардитовая минеральная ассоциация с наложением хризотил-лизардитовой и хризотилевой. Антигоритовая синскладчатая ассоциация развита очень незначительно.

В ультрамафитах дунит-гарцбургитовой формации складчатых областей, прошедших орогенную стадию развития, широко развиты минеральные ассоциации всех четырех типов. Наиболее локально проявлена хризотил-лизардитовая ассоциация (Куртушибинский пояс, южная часть Восточно-Саянского пояса). Лизардитовая ассоциация тяготеет к верхним, существенно осадочным частям разреза офиолитов, а антигоритовая развита в районах проявления метаморфизма верхов зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой фаций и в полях развития орогенных и синскладчатых гранитоидов. Хризотил-лизардитовая ассоциация свойственна офиолитам с существенно вулканогенным типом разреза (более 50% вулканитов) в районах развития блоков ранней консолидации /Н.Н.Ведерников, 1969, 1976, 1979 и др.; К.К.Золоев, 1972, 1975, 1979 и др./.

Ультрамафиты зеленокаменных поясов позднего архея отмечены хризотил-лизардитовой ассоциацией с наложением хризотилевой в участках интенсивного динамометаморфизма (Кумбуксинский, Вожминский массивы Ветреного пояса); хризотил-лизардитовой с наложением антигоритовой безоливиновой ассоциации (Конжозерский, Светлоозерский массивы Ветреного пояса); оливин-антигоритовой - в районах развития метаморфизма верхов зеленослан-

цевой – эпидот–амфиболовой фаций (ультрамафиты Олондинского трога Алданского щита).

Таким образом, устанавливается принципиальная общность минеральной и тектонической (структурной) эволюции ультрамафитов в геосинклинально–складчатых областях, находящихся на различных стадиях развития. Разнятся лишь масштабы проявления минеральных ассоциаций. Это позволяет положительно оценивать перспективы на обнаружение промышленных месторождений хризотил–асбеста не только в древних (и прошедших орогенный этап) ультрамафитовых комплексах, но и в молодых, характеризующихся незавершенным геосинклинальным развитием.

Всесоюзный НИИ геологии нерудных полезных ископаемых,  
Казань.

И.Ф.Таврин, И.С.Чацухин, И.Н.Ворончихина

## МЕТАМОРФИЗМ И ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПОРОД МАССИВА РАЙ–ИЗ

1. Неизмененные ультраосновные породы, которые слагали массив при его образовании, мало различимы по физическим свойствам. Однако в процессе эволюции дунит–гарцбургитовые комплексы массива Рай–Из претерпели интенсивный многоэтапный метаморфизм, в результате которого из–за изменения минерального состава пород существенно различаются их физические свойства.

Метаморфизм ультраосновных пород можно подразделить на регрессивный и прогрессивный. Наиболее важным их отличительным признаком является поведение магнетита: в регрессивных метаморфических парагенезисах магнетит отсутствует, в ходе прогрессивного метаморфизма в породах появляется магнетит.

2. Массив Рай–Из большим числом крупных и мелких тектонических нарушений разбит на множество блоков. Метаморфическая переработка каждого блока индивидуальна, поэтому плотности и магнитные параметры пород блоков существенно отличаются.

3. Регрессивным метаморфизмом в той или иной степени затронуты все породы массива. В пределах зон, где протекали эти процессы, плотность пород разных блоков меняется в широких пределах от 2,8 до 3,1 г/см<sup>3</sup>, а магнитная восприимчивость не

превышает  $100 \cdot 10^{-6}$  сгсм. По результатам поинтервальной обработки измерений плотности образцов из 100 скважин установлено, что плотность в зонах регрессивного метаморфизма возрастает с глубиной от 2,8 до 3,12 г/см<sup>3</sup>, а дисперсия убывает от 0,30 до 0,04 г/см<sup>3</sup>.

4. Прогрессивный метаморфизм I, II и III этапов приурочен к узким линейным зонам, частично или полностью пересекающих массив и в общих чертах следующих почти параллельно кжному контакту массива. Магнитная восприимчивость всех пород, переработанных прогрессивным метаморфизмом, как правило, превышает  $3000 \cdot 10^{-6}$  сгсм. В зонах I и II этапов прогрессивного метаморфизма развиты серпентиниты со средней плотностью  $2,58 \pm 0,03$  г/см<sup>3</sup>, а в зонах II этапа - войкариты ( $2,94 \pm 0,14$  г/см<sup>3</sup>) и брусит-антигоритовые серпентиниты ( $2,64 \pm 0,07$  г/см<sup>3</sup>).

Зоны прогрессивного метаморфизма фиксируются узкими линейно-вытянутыми интенсивными магнитными аномалиями. В поле тяготения над ними наблюдаются узкие линейно-вытянутые отрицательные аномалии силы тяжести, если они выполнены серпентинитами. Над войкаритами рисунок аномалий тот же, но поле положительное.

5. Дуниты менее подвержены метаморфической переработке, чем гарцбургиты. Это позволяет по данным гравитационных и магнитных съемок выделять поля дунитов среди гарцбургитов, что важно при поисках хромитового оруденения в пределах ультраосновного массива.

Институт геофизики, Институт геологии и геохимии УНЦ АН СССР, Свердловск.

В.В.Велинский, М.П.Гора

#### РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПРОЦЕССЕ СЕРПЕНТИНИЗАЦИИ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД

I. Рассмотрено поведение породообразующих окислов в процессе серпентинизации для теоретических составов дунитов и гарцбургитов при изо- и неизохимическом протекании реакции гидратации.

2. По расчетным данным построена палетка в координатах п.п.п. — ортопироксен, отражающая зависимость количества нормативного ромбического пироксена от степени серпентинизации для идеальных силикатных систем оливин+ортопироксен+серпентин+брусит и оливин+ортопироксен+серпентин.

3. При неизохимическом характере серпентинизации всегда появляется в завышенных количествах нормативный ромбический пироксен, который рассчитывается даже для идеального дунита. Количество нормативного пироксена растет пропорционально степени серпентинизации пород.

4. Для реальных составов ультраосновных пород устанавливается, что серпентинизация является процессом неизохимическим и сопровождается выносом кремния, магния и никеля, приносом алюминия и увеличением степени окисленности железа. Это подтверждается устойчивым характером корреляционных связей между этими компонентами и содержанием воды.

5. Реконструкция первичного минерального состава серпентинитов и сильно серпентинизированных разновидностей ультраосновных пород методами расчета нормативных составов дает искаженные результаты и ложные представления о преобладании в массивах альпинотипных гипербазитов гарцбургитов.

Институт геологии и геофизики СО АН СССР,  
Новосибирск.

В.В.Велинский

#### МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ АЛЬПИНОТИПНЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ В СВЕТЕ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ ПО ДЕГИДРАТАЦИИ СЕРПЕНТИНА

1. В экспериментах по дегидратации природных серпентинитов, проводимых при переменных  $PT$ -параметрах в различной химической среде, возникают минеральные фазы, описывающие дуниты и гарцбургиты.

2. Появление той или иной минеральной ассоциации зависит от температуры, времени воздействия теплового поля на серпентиновую матрицу и окислительно-восстановительных условий, в которых протекает реакция дегидратации.

3. Применительно к природным объектам результаты экспериментальных исследований указывают на то, что процесс дегидратации легко реализуется в температурном режиме низко- и среднетемпературных фаций метаморфизма и может быть использован для объяснения региональных особенностей минерального, петро- и геохимического состава пород в массивах альпинотипных гипербазитов. Информацию о процессе несут геологическая ситуация, химический состав оливинов и характеристика их структуры в отношении изоморфизма трехвалентного железа.

4. На современном эрозионном уровне в палеозойских и особенно докембрийских складчатых структурах альпинотипные гипербазиты в силу неоднократно испытанных ими воздействий в процессе динамического (локального и регионального) и контактового метаморфизма (и метасоматоза) представляют собой глубокометаморфизованные породы.

5. Направленность протекания твердофазных превращений в системе оливин-серпентин-оливин отражает специфику первичного состава гипербазитов и его существенно оливиновый исходный материал.

6. В своей эволюции вещество альпинотипных гипербазитов претерпело по крайней мере три этапа превращений, которые схематически можно изобразить в следующем виде: а) оливин-серпентин (внедрение в нижние горизонты коры), б) серпентин-оливин (под воздействием более позднего магматизма и процессов складчатости) и в) оливин-серпентин (проявление низкотемпературного, ниже  $500^{\circ}\text{C}$ , регионального метаморфизма). Эти превращения отражают процесс приспособления глубинного вещества к изменяющимся физико-химическим условиям обстановки коры и неизбежны в силу особенностей структуры минералов и их термодинамических свойств.

7. Из-за отсутствия фиксированных данных о полноте реализации указанных фазовых переходов альпинотипные гипербазиты следует рассматривать как гетерогенные образования, несущие в себе как особенности состава первичного мантийного вещества, так и продуктов его последующих изменений. В целом, чем более длительную и интенсивную историю претерпели гипербазиты в земной коре, тем больше их состав отличается от пер-

воначального и тем более он определяется характером испытанных превращений.

Институт геологии и геофизики СО АН СССР,  
Новосибирск.

Т.Г.Черепанова, В.С.Полянин

### ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ УЛЬТРАМАФИТОВ В СВЯЗИ С ИХ ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ ХРИЗОТИЛ-АСБЕСТОНОСНОСТЬЮ

Методом полуколичественного спектрального анализа исследованы ультрамафиты Баженовского (Урал), Иджимского и Актотраковского (Западный Саян) массивов и ряда неасбестоносных.

Результаты спектрального анализа подвергались статистической обработке с вычислением средних арифметических содержаний, стандартных отклонений, дисперсий содержаний по каждому из элементов, имеющему встречаемость более 50%. Связи между элементами исследовались методом многократной корреляции. Статистическая обработка выполнена на ЭВМ ЕС-100.

Геохимические особенности асбестоносных ультрамафитов исследовались по выборкам проб ультрамафитов, слагающих рудные поля Баженовского, Саянского и Актотраковского месторождений хризотил-асбеста.

Ультрамафиты Баженовского месторождения по сравнению с саянскими и актотраковскими обогащены титаном, ванадием, марганцем, кобальтом, цирконием, молибденом, медью и цинком.

В пределах Актотраковского массива изучены три наиболее контрастные группы пород: гарцбургиты центральной осевой части массива, хризотилитовые серпентиниты зоны отороченных жил и безрудные лизардитовые серпентиниты краевой части массива. Установлена малая подвижность большинства примесных элементов в процессах аллометаморфической серпентинизации ультрамафитов. Перемещения малых элементов ограничивались лишь местным перераспределением между вновь образованными минералами и диффузионным обменом, направленным на выравнивание химических потенциалов между породой и флюидом. Ограниченным поступлением в асбестизирующие флюиды обладают хром, никель и олово, связанные между собой положительными связями.

На основании полученных соотношений содержаний элементов в асбесте, серпентинитах оторочек и гарцбургитах, слагающих ядра в зоне отороченных жил Актотракского месторождения, можно заключить, что в процессе взаимодействия ультраосновной породы с трещинными флюидами в последние наряду с железом активно диффундировали кобальт, титан, ванадий, молибден и цирконий, в значительной своей части вошедшие затем в структуру сингенетичного с асбестом магнетита. Интенсивно выщелачивались из породы и осаждались в асбесте стронций и барий.

Геохимические характеристики пород Актотракского и Саянского месторождений сравнивались с данными по неасбестоносным ультрамафитам того же региона. Установлено, что асбестоносные ультрамафиты по сравнению с неасбестоносными значимо обогащены никелем и обеднены ванадием, медью и, в ряде случаев, титаном. Выявленные геохимические особенности асбестоносных и неасбестоносных пород могут быть использованы в качестве прогностического критерия потенциальной хризотил-асбестоносности ультрамафитов Западного Саяна и Центральной Тувы.

Всесоюзный НИИ геологии нерудных полезных ископаемых,  
Казань.

Н.Н. Джафаров

#### ОСОБЕННОСТЬ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ДЖЕТЫГАРИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ХРИЗОТИЛ-АСБЕСТА

I. Джетыгаринский ультраосновной массив, к которому приурочено одноименное месторождение хризотил-асбеста, протягивается в меридиональном направлении на 18 км. Имеет пластообразную форму шириной 3 км с крутым восточным падением (60-75°). Массив сложен породами дунит-гарцбургитовой формации. Преобладают гарцбургиты с содержанием ромбического пироксена 10-20%, редко моноклинового пироксена 1-2%. Дуниты не нашли широкого развития и представляют собой тела размерами 100-200 м по простиранию, мощностью 50-60 м, выявлены в юго-восточной части массива. В результате внедрения более молодых гранитоидов массив разбит на 3 части. В пределах массива выделены многочисленные зоны разломов. Самые крупные из них восточные и центральные.

2. Первичные породы массива подвержены серпентинизации. Выявлены три ядра малосерпентинизированных пород: одно в центральной части, два в южной части. Ядра окаймлены нацело серпентинизированными породами. Установлена зональность по степени серпентинизации пород, по мере приближения к разломам. Серпентиниты лизардитового, лизардит-хризотилового состава имеют широкое развитие во всех частях массива. Хризотилловые серпентиниты выявлены в пределах Основной залежи месторождения. Антигоритовые серпентиниты распространены в зоне центрального разлома, где антигоритизация, по-видимому, имеет пострудный характер и уничтожила ранееобразованный хризотил-асбест.

3. Установлены критерии локализации асбестовых залежей. Главные из них: наличие блоков малосерпентинизированных первичных пород, минералого-петрографический состав, степень и тип серпентинизации вмещающих пород, наличие разломов, фиксируемых дайками молодых гранитоидов, состав гранитоидов в дайках, ширина рудовмещающего пространства и т.д.

4. В пределах массива выявлены 9 залежей: Основная, Гейслеровская, Малая, Новая, Лидинская, Восточная, Промежуточная, Западная и Отдельная, а также несколько небольших рудных тел. Гейслеровская залежь расположена в центральной части массива, а остальные на южной. Самой крупной является Основная, где сосредоточены более 80% разведанных запасов.

5. В пределах асбестовых залежей выделены 6 типов асбестизации: одиночные жилы, крупная сетка, мелкая сетка, мелкопрожил, просечки. Кроме Основной, где развиты все типы асбестизации, в остальных залежах развит, в основном, один тип (мелкая сетка).

6. Установлена закономерность в развитии типов асбестизации в пределах залежей по мере удаления от блоков малосерпентинизированных первичных пород к разломам, фиксируемым дайками гранитоидов.

7. Определена связь между типами асбестизации и составом вмещающих пород и степенью и типом серпентинизации их. Промышленная асбестизация в основном приурочена к алоперидотитовым серпентинитам лизардитового, хризотил-лизардитового и хризоти-

лового состава. Аподунитовые серпентиниты содержат бедную асбестизацию мелкосетчатого типа и просечки.

Центральная геологоразведочная экспедиция  
Министерства строительных материалов СССР,  
Джетыгара.

Г.Г.Кораблев

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА И МЕТАМОРФИЗМ  
УЛЬТРАМАФИТОВ ХРИЗОТИЛ-АСБЕСТОНОСНОГО МАССИВА  
БИЛЬГЕ (МУГОДЖАРЫ)

1. Ультрамафитовый массив Бильге, локализующийся в западной части Зауральского мегантиклинория, в 5 км восточнее Восточно-Мугоджарского глубинного разлома, отделяющего его от Текельдытауского антиклинория, слагается в значительной степени (40-95%) или полностью серпентинизированными гарцбургитами и дунитами. Более 10% площади массива занято интенсивно оталькованными и карбонатизированными разностями пород. Здесь выявлено и оценено несколько залежей хризотил-асбеста баженовского подтипа, приуроченных к небольшим (300-800 м) гарцбургитовым и дунит-гарцбургитовым ядрам.

2. Установлена следующая последовательность метаморфических процессов: 1)  $\mathcal{L}$ -лизардитизация; 2) образование гребчатого антигорита по оливину, гидродиоксида и бастита по энстатиту; 3)  $\mathcal{B}$ -лизардитизация, хризотилизация и асбестообразование; 4) пострудная антигоритизация (лейстовидный и микроантигорит), карбонатизация и оталькование.

В западных и центральных частях массива в серпентинитах, дунитах и гарцбургитах встречен  $\mathcal{L}$ -лизардит в количестве 10-20%, редко больше.

В восточной приконтактной полосе широко развиты оталькование и карбонатизация, на фронте которых отмечается полоса антигоритовых серпентинитов, реже антигоритизированных дунитов и гарцбургитов мощностью до 1000 м. Эти же породы наблюдаются в линейных структурах в центральной части массива.

$\mathcal{B}$ -лизардитовые и хризотилитовые серпентиниты, часто в той или иной степени антигоритизированные, встречаются в централь-

ных и западных частях Южного и Центрального блоков массива и в юго-западной части Северного блока. Гребенчатый антигорит и псевдоморфозы гидродиопсида по энстатиту развиты в многочисленных ядрах гарцбургитов, реже дунитов, в том числе и на известных асбестоносных участках, где эти ядра иногда оказываются полностью серпентинизированными.

3. Важнейшим фактором, контролирующим асбестообразование, является структурная неоднородность пород, обеспечивающая возникновение достаточно крупных трещин и полостей. Такой структурнонеоднородной средой могут быть не только ядра гарцбургитов, но и ядра серпентинитов с гидродиопсидом, что характерно для многих залежей хризотил-асбеста массива Бильге.

4. Возникающие в процессе а-лизардитизации и хризотилизации гелеобразные асбестообразующие растворы при отсутствии благоприятных факторов, в частности, ядер гарцбургитов могут реализоваться в виде просечек и волосовидных прожилков, равномерно рассеянных в породе, не давая промышленных скоплений. Отсюда следует, что а-лизардитизация и хризотилизация не являются поисковым признаком для залежей хризотил-асбеста в пределах массива Бильге.

5. Позднейшая наложенная антигоритизация происходила избирательно, почти не затрагивая прожилки хризотил-асбеста. Это обусловило сохранность залежей асбеста, несмотря на интенсивную антигоритизацию пород массива. Аналогичный вывод получен М.М.Будаев /1975/.

6. Залежи асбеста или отдельные жилы в зонах развития оталькования и карбонатизации или в зонах антигоритизации вблизи оталькованных и карбонатизированных пород псевдоморфно замещаются частично или полностью магнезитом, реже тальком. В связи с изложенным снижаются перспективы на хризотил-асбест восточной эндоконтактной зоны массива Бильге, где эти процессы получили интенсивное развитие.

7. При высокотемпературной серпентинизации, сопровождавшейся образованием гребенчатого антигорита, энстатит в гарцбургитах замещался серпентином, а избыток кремнекислоты тут же реализовался в виде спутанно-волоконистых агрегатов гидродиопсида. В более поздние стадии метаморфизма, гидродиопсид, теряя воду, образует фенокристы диопсида.

Таким образом, наблюдаемые в ультрамафитах фенокристы моноклинного пироксена - вторичные, и породу следует относить к гарцбургитам, а не к лерцолитам или верлитам.

ИГО "Запаказгеология",  
Актыбинск.

О.А.Кузьмина, Л.К.Тимофеева, М.В.Недосеева

#### ЯВЛЕНИЯ ДЕГИДРАТАЦИИ СЕРПЕНТИНИТОВЫХ НОДУЛЕЙ В БАЗАЛЬТАХ

При изучении ксенолитов оливиновых пород в базальтах было подмечено сходство этих пород с регенерированными дунитами и гарцбургитами, т.е. породами, образовавшимися в результате дегидратации серпентинита в расплаве базальта.

Эксперименты проводились в условиях атмосферного давления при  $T = 1200^{\circ}\text{C}$  с постепенным уменьшением температуры до комнатной в течение 14 суток.

В результате опытов установлено, что погруженный в базальтовый расплав серпентинит переходит в микрокристаллический оливинит, где оливинит имеет высокомагнезиальный состав до 95%. По пути следования при выделяющейся при этом газовой фазе переносится железо, которое перетлагается и концентрируется в виде магнетита.

В опытах с серпентинитом, обогащеннымgrossуляром, последний полностью прореагировал с расплавом, образовав соответствующий андезиту расплав на дне тигля. Базальт около нового расплава приобрел офитовую структуру и обогащен лейстами основного плагиоклаза.

Эти данные нуждаются в дальнейших уточнениях, но и приведенных достаточно, чтобы предположить, что оливиновые нодулы могут образоваться вследствие дегидратации захваченных фрагментов серпентинита.

Метаморфические преобразования серпентинита с grossуляром резко снижают температуру магмообразования и изменяют состав базальта, способствуя его раскристаллизации.

Дегидратация серпентинитов имеет большое петрогенетическое и тектоническое значение, т.к. выделившаяся вода может создать в локальных участках колоссальное внутреннее давление.

К о н ц е н т р и ч е с к и - з о н а л ь н ы е  
у л ь т р а б а з и т ы

П.А.Куций

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОЛОГИИ ИМАГЛИНСКОГО МАССИВА  
УЛЬТРАОСНОВНОЙ-ЩЕЛОЧНОЙ ФОРМАЦИИ

1. Массив вскрыт на глубину до 890 м. Изучены взаимоотношения дунитов с шонкинитами, пироксенитами, сиенитами, гранитами и щелочными пегматитами. Интрузивные пироксениты и граниты в составе пород массива выделяются впервые.

2. Между дунитовым ядром и вмещающими массив архейскими высокометаморфизованными породами на поверхности картируется непрерывная кольцевая дайка шонкинитов мощностью 100-700 м. Сейчас бурением вскрыт контакт дунитов с архейскими гнейсами.

3. По петрохимическим данным наметился четкий ряд дифференциации от дунитов через пироксениты и шонкиниты к сиенитам. Отдельно следует отметить нестабильность химического состава пироксенитов, что является следствием их гибридной природы, охватывающий широкий разрыв между дунитами и шонкинитами.

4. Встречаемые только в пределах дунитового ядра щелочные пегматиты представлены двумя разновидностями: хромдиопсид-флогопитовыми и амфибол-ортоклазовыми. Последние, являясь более молодыми, имеют по отношению к первым секущие контакты. Пространственно же они встречаются вместе, выполняя трещины кольцевого разрывного нарушения, параллельного внешним границам дунитового ядра. Практический интерес представляют пегматиты первого типа, несущие флогопитовую и вторичную - вермикулитовую минерализацию. Мощность тел слюдястых пегматитов на поверхности составляет 2-20 м при протяженности до 50-300 м. Вниз по вертикали мощность их резко падает, составляя до 0,5-2,0 м на глубине более 200 м. Процесс вермикулитизации флогопита и серпентинизации дунитов имеет место лишь до глубин 150-200 м (в зависимости от мощности тел пегматитов и степени тектонической нарушенности вмещающих их пород).

Тимитово-Учурская ГРЭ ИГО "Якутскгеология",  
Алдан.

## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ГЕНЕЗИС ДУНИТОВ И ОЛИВИНИТОВ ИЗ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНЫХ МАССИВОВ

Результаты детального геохимического изучения дунитов и оливинитов щелочно-ультраосновных массивов приводят к новым представлениям об их генезисе.

Дуниты Гулинского массива по уровню накопления многих малых элементов близки дунитам альпинотипных комплексов, резко отличаясь от последних только высоким содержанием титана.

Уравнение материального баланса для ряда малых элементов, включая р.з.э., и проверка реальных и расчетных содержаний магния и железа с помощью соответствующих коэффициентов распределения свидетельствуют о большей вероятности того, что дуниты Гулинского массива представляют собой твердый остаток после выплавления из аномально обогащенного литофильными элементами мантийного субстрата 30-ти % магмы состава пикритового порфирита Маймеча-Котуйского региона.

Оливиниты в среднем геохимически заметно отличаются от дунитов Гулинского массива. Низкие содержания в них никеля и хрома исключают возможность их кристаллизации из ультраосновных расплавов.

Решение проблемы генезиса оливинитов базируется на:

1) возможности равновесия оливина из оливинитов расплава среднего мельтейгита формации (по данным о распределении  $Fe$  и  $Mg$  в системе и соответствующим коэффициентам распределения);

2) соответствии равновесной величине 0,3 константы распределения  $K_D^{Fe/Mg}$  для системы мельтейгит - валовый состав оливинита;

3) том же соответствии для системы мельтейгит - относительно железистый оливин ( $Fe_{83-84}$ ), изредка встречающийся среди оливинов ( $Fe_{90-92}$ ) оливинита;

4) наличии в оливинах зональности с обогащением магниевой периферии зерен относительно центра на величину до 4 мол.% /Багдасаров, 1981/.

Отсюда следует, что оливиниты возникали при фракционировании из более магнезиального, чем средний мельтейгит расплава (мельтейгит + 15% оливинита). Выделившийся на ранней стадии этого процесса относительно железистый оливин ( $Fe_{83-84}$ ) замещался позднее высокомагнезиальным оливином в результате реакции (а) после консолидации оливинита или реакции (б) еще на стадии магматического фракционирования:

- а) форстерит<sub>83</sub> + титаномагнетит = форстерит<sub>90</sub> + более богатый железом титаномагнетит;
- б) форстерит<sub>83</sub> + расплав<sub>I</sub> = форстерит<sub>90</sub> + титаномагнетит + расплав.

ВСЕГЕИ,  
Ленинград.

Г.К. Шнай

#### К ФОРМАЦИОННОМУ РАСЧЛЕНЕНИЮ ПОРОД "ДУНИТОВЫХ ЯДЕР" В МАССИВАХ УЛЬТРАОСНОВНОГО-ЩЕЛОЧНОГО СОСТАВОВ

Исследования в алданской, маймеча-котуйской и карело-кольской петрографических провинциях показали неоднородность состава и строения так называемых "дунитовых ядер" щелочно-ультраосновных комплексов, состоящих из собственно дунитов, вторичных дунитов и оливинитов /Шнай, 1980; Шнай, Куранова, 1981; Васильев и др., 1981/. Перечисленные породы имеют как площадное, так и линейное распределение и находятся в сложных (тектонических и интрузивных) взаимоотношениях с окружающими их щелочными породами.

Дуниты состоят из форстерита и феррихромпикотита, вторичные дуниты - из форстерита-хризолита и высокохромистого магнетита, оливиниты - из хризолита и магнетита. Методом ЭПР установлены различия оливинов разных типов пород: в оливинах дунитов не обнаружен ион  $Fe^{3+}$ , в то время как он постоянно присутствует в регулярной части решетки оливина оливинитов и в искаженной решетке (вблизи дефектов структуры) во вторичных дунитах. Кроме того, вторичные дуниты и оливиниты содержат примесь  $Fe^{3+}$  (кластерного в первых и микрофазового во вторых). Оценка степени равновесия границ между зернами в

структуре дунитов и оливинитов выявила существенные различия условий их кристаллизации: неравновесные структуры минерального агрегата дунитов, устанавливаемые в породах магматического происхождения, и равновесные в оливинитах, свидетельствующие об образовании в твердом состоянии /Бродская, Шнай, 1979, 1981/.

Гетерогенность гипербазитов объясняет неоднородный характер магнитного поля "дунитовых ядер": спокойное, положительное, слабо изрезанное на площадях выходов дунитов и знакопеременное в участках развития вторичных дунитов и оливинитов. При этом дуниты обладают прямой полярностью, а вторичные дуниты и оливиниты - обратной, аналогичной полярности окружающих их щелочных пород. Детальные исследования магнитных характеристик ( $\alpha$ ,  $\chi_0$ ,  $\Delta m$ ,  $N_T$ ,  $N_0$ ), устанавливающих природу ферромагнетиков этих пород, также свидетельствуют в пользу одновременности их образования.

Существенные отличия, устанавливаемые между дунитами и оливинитами при промежуточном характере вторичных дунитов, полученные в результате комплексных исследований, свидетельствуют об их одновременности. Появление мантийных реститов (дунитов) связано с формированием древних (дорифейских) зеленокаменных поясов, в которых дуниты обнаруживают сходство с альпинотипными гипербазитами складчатых областей, в то время как оливиниты и вторичные дуниты, обладающие явными признаками метасоматического происхождения, являются продуктами переработки серпентинизированных дунитов поздними (мезозойскими) интрузиями щелочного состава.

ВСЕГЕИ,  
Ленинград.

Г.Б.Ферштатер, Е.В.Пушкарёв

#### О ПРИРОДЕ ПИРОКСЕНИТОВ ИЗ КОЛЫЦ ИХ ИНТРУЗИВОВ В ГАРЦБУРГИТАХ ХАБАРНИНСКОГО МАССИВА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Гарцбургиты Хабаровинского массива на Южном Урале прорваны небольшими интрузивами сложного состава. Они представлены гомодромной серией пород: оливиновые пироксениты - габбро - сиено-диориты - гранодиориты. Контакты этих тел с вмещающими

гарцбургитами резкие. В экзоконтактовых зонах гарцбургиты сильно антигоритизированы.

В составе сложно дифференцированных интрузий пироксениты приурочены к краевым зонам, подчеркивая концентрически-зональный характер их внутреннего строения, или образуют ксенолиты в породах последующих фаз внедрения. В приконтактовых частях с габброидами и гранитоидами амфиболизируются, превращаясь в горнблендиты. Встречаются также обособленные, сравнительно крупные тела пироксенитов (от 50 до 200 м) среди гарцбургитов, без видимой связи с габбро. В них отмечаются ксенолиты верлитов, являющихся, по-видимому, наиболее ранними членами серии.

Изучение вещественного состава пироксенитов показало их высокую однородность как в пределах одного тела, так и разных тел между собой. Как правило, пироксениты состоят из клинопироксена (65%), оливина (11%), амфибола (20%), титаномagnetита (4%). Отчетливо выделяются два парагенезиса минералов: а) ранний, оливин-пироксеновый; б) поздний, амфибол-титаномagnetитовый. Количество оливина и клинопироксена соответствует эвтектическому соотношению этих минералов в экспериментально изученных системах  $Mg - Fe$ ;  $Mg - Fe - FeO$ .

Сложная история образования пироксенитов зафиксирована в наличии нескольких генераций клинопироксена. Наиболее ранний пироксен представлен редкими крупными вкрапленниками (до 4 см) яблочно-зеленого малоглиноземистого хромдиоксида ( $Al_2O_3 \sim 0,8-1,0\%$ ,  $Cr_2O_3 = 0,5-0,7\%$ ,  $r = 8-10\%$ ). Примерно такому же составу отвечают идиоморфные ядра зональных кристаллов пироксена. Морфология и состав ранней генерации пироксена показывает возможность его образования в глубинных условиях предположительно шпиль-гранатовой фации.

Пироксены поздней генерации соответствуют по составу авгиту ( $Al_2O_3 \sim 5\%$ ,  $Cr_2O_3 < 0,02\%$ ,  $r = 20\%$ ) и образуют каймы в зональных кристаллах и зерна основной массы. Совместная кристаллизация его с оливином ( $r = 20-22\%$ ) происходит в условиях плагиоклазовой фации глубинности.

Резкая смена условий приводит к выделению хромита из пироксена ранней генерации, на долю которого приходится практически все количество хрома (до 1000 г/т), содержащегося в породе.

Таким образом, особенности структуры и состава минералов указывают на кристаллизацию их из расплава, претерпевшего значительные вертикальные перемещения. Выдержанный эвтектический тип породы и резкие интрузивные взаимоотношения с вмещающими гарцбургитами свидетельствуют о существовании самостоятельно-го пироксенитового расплава. Следовательно, в данном случае пироксениты не являются кумюлятами фемических минералов из базальтового расплава и не были образованы метасоматическим путем в результате реакции на границе габбро-перидотит.

Институт геологии и геохимии УНЦ АН СССР,  
Свердловск.

# Ультрабазиты расслоенных интрузий

В.Н.Москалева, В.В.Слодкевич

## УЛЬТРАМАФИТОВЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ АССОЦИАЦИИ МИОГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ (НА ПРИМЕРЕ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА)

1. В миогeosинклиналях, как в структурных элементах геосинклинальных систем, в последние годы на Урале, в Казахстане, в Алтае-Саянской области устанавливаются магматические образования, главным образом, в виде малых интрузий (даек, силлов) габбро-диабазов и незначительных по масштабам вулканических проявлений трахибазальтов и щелочных базальтоидов. Вместо отсутствующих альпинотипных дунит-перидотитовых интрузий в миогeosинклиналях наблюдаются интрузивные ультрамафитовые массивы, отличающиеся от первых большим развитием пироксенитов и повышенной железистостью, глиноземистостью и титанистостью породообразующих минералов, а в наиболее жестких частях геосинклинальных поднятий изредка проявляются щелочно-габброидные комплексы. Интрузивные ультрамафитовые ассоциации такого типа наиболее характерны в Центральном Казахстане, где в Улутауской миогeosинклинальной зоне известно несколько десятков мелких интрузивных тел и два более крупных массива (Шайтантасский - 60 кв.км и Ешкеульмесский - 13,5 кв.км), объединяемых в улутауский пироксенит-перидотитовый комплекс, и единичные небольшие тела эссекситов и шонкинитов, относимых к жусалинскому щелочно-габброидному комплексу /Петрография Центрального Казахстана, том 2, 1971/.

2. Наиболее представительным интрузивным телом пироксенит-перидотитового комплекса является Ешкеульмесский массив, который, обладая в целом клиновидно-полосчатым строением, обнаруживает признаки магматической расслоенности. В основании этого массива, представляющего собой крутопадающее пластообразное тело, устанавливаются слабо дифференцированные апопироксенитовые амфибол- и пироксен-цоизитовые породы с прослоями амфиболизированных вебстеритов и апоперидотитовых серпен-

тинитов; выше залегает пачка дунит-гарцбургитовых и гарцбургит-бронзититовых слоев с полосовидными, клиновидными обособлениями ортопироксенита; она сменяется вверх по разрезу монотонными бронзититовыми слоями с резко выраженной размерно-градационной расслоенностью: выше них устанавливается сложная пачка бронзитит-вебстерит-клинопироксенитовых слоев с линзовидными прослоями клинопироксенитов и плагиоклазовых клинопироксенитов. В верхней части устанавливаются пачки тонкого переслаивания бронзититов, вебстеритов, клинопироксенитов (преобладающих), апопироксенитовых и апогабровых амфибол-цоизитовых пород с резко выраженной изменчивостью по простиранию.

Все эти проявления расслоенности имеют в разрезе возвратно-поступательный характер, типичный для расслоенных (стратиформных) интрузивных массивов. Но в отличие от последних, в Ешкеульмесском массиве наибольшее развитие получили структурные, текстурные и геохимические проявления магматической расслоенности /Москалева, Слодкевич, 1983/, тогда как собственно скрытая расслоенность (изменение химического состава минералов в вертикальном разрезе интрузии) проявлена слабо.

3. Своеобразие петрографического состава и строения Ешкеульмесского массива резко отличает его от интрузий дунит-перидотитовой альпинотипной формации, а с другой стороны — сближает его с расслоенными интрузиями перидотит-ортопироксенит-норитовой формации. Отмеченные элементы магматической расслоенности в массивах пироксенит-перидотитового комплекса могут указывать на специфику позднерифейского эндогенного режима, имевшего рифтогенный характер и проявившегося в миогеосинклинальных условиях в пределах жесткой, консолидированной структуры (геоантиклинального поднятия). Широко проявленные метаморфические преобразования ультрамафитовых пород комплекса (антигоритизация, амфиболизация, цоизитизация, хлоритизация), а также их интенсивное и неравномерное расщепление свидетельствуют о времени становления интрузий улутауского комплекса, которое предшествовало региональному метаморфизму и складчатости, наиболее интенсивно проявившимися в позднем рифее — венде. Сказанное подтверждается также тесной пространственно-временной связью массивов улутауского пироксенит-пери-

дотитового комплекса с апобазальтовыми амфиболитами бектурганской серии, относимыми к метаморфизованной трахибазальтовой формации.

ВСЕГЕИ,  
Ленинград.

В.Л. Бочаров

### ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ МАГМАТИЧЕСКОГО РАССЛОЕНИЯ В СТРАТИФОРМНЫХ УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫХ КОМПЛЕКСАХ

Длительный и сложный процесс консолидации никеленосных стратиформных перидотит-габбро-норитовых плутонов (на примере Еланьского, Вязовского, Ширяевского, Липового Куста - Воронежский кристаллический массив) определяется рядом структурно-петрологических факторов, среди которых особая роль принадлежит магматическому расслоению и кристаллизационной дифференциации. Относительное соотношение этих факторов, как и масштабы сегрегации рудного вещества на отдельных стадиях эволюции никеленосной магмы, варьируют в широких пределах в зависимости от условий становления конкретных ультрамафит-мафитовых плутонов. При этом главный петрохимический тренд кристаллизационной дифференциации определяется последовательной сменой кислотно-основного типа магматического расслоения кислотно-щелочным /Дмитренко, Бочаров, 1982/.

Магматическое расслоение проявляется в формировании контрастных мафических серий - перидотитовой, троктолит-габбро-норитовой и габбро-монзонитовой (таблица). Для первых характерна фракционная кристаллизация с последовательным отделением интеркумулясных парагенезисов и обогащением формирующихся кумулюсных ассоциаций перидотитовой серии хромом и троктолит-габбро-норитовой - платиновыми металлами. В отличие от этих элементов никель и кобальт накапливаются в остаточных расплавах, которые дают начало ортопироксенитам и норит-диоритовым телам с богатым существенно никелевым оруденением. Габбро-монзонитовая серия эволюционирует в условиях высокой флюидонасыщенности и активности щелочей с обогащением конечных членов сингенетического ряда некогерентными элементами - калием, барием, рубидием, цезием.

Подобная схема развития магматического процесса применима и к другим никеленосным стратиформным комплексам, характеризующимся сходными геохимическими признаками внутрикамерного расслоения. Наблюдающиеся в отдельных случаях отклонения касаются в основном структурно-петрологических особенностей проявления рудоконцентрирующей интеркумулусной ассоциации (нориты Еланьского плутона - пироксенитовые пегматиты Мончи - габбро-анортозиты Стиллуотера).

Средний химический состав расслоенных серий

	I	II	III	IV	V	VI
SiO <sub>2</sub>	40,40	45,20	52,20	48,05	52,54	49,20
TiO <sub>2</sub>	0,45	0,55	0,78	0,50	0,62	0,75
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,30	0,20	0,08	0,27	0,15	0,18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,95	7,67	14,34	3,74	10,57	12,95
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,05	5,05	2,81	7,20	3,40	3,26
FeO	9,02	8,00	5,37	10,22	6,16	7,24
MnO	0,17	0,12	0,08	0,10	0,05	0,10
MgO	27,20	20,10	8,45	22,65	14,50	12,24
CaO	5,45	8,05	6,98	4,02	6,35	6,96
Na <sub>2</sub> O	0,70	1,05	3,22	0,40	1,90	2,40
K <sub>2</sub> O	0,40	0,70	3,52	0,52	1,25	1,85
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,25	0,32	0,50	0,16	0,30	0,30
SO <sub>3</sub>	0,30	0,23	0,15	1,01	1,38	0,47
H <sub>2</sub> O	6,36	2,76	1,52	1,16	0,83	2,10

Серии: I - перидотитовая, II - троктолит-габбро-норитовая, III - габбро-монцитонитовая; рудоконцентрирующие парагенезисы: IV - ортопироксениты, V - нориты, VI - исходный магматический расплав.

Воронежский госуниверситет.

ГЕОЛОГИЯ, ТЕКТНИКА И РУДНОСНОСТЬ САРАНОВСКОГО КОМПЛЕКСА  
(ЗАПАДНЫЙ СКЛОН УРАЛА)

Сарановский стратиформный хромитоносный комплекс - наиболее хорошо изученный уральский объект этого типа формаций.

Сарановский комплекс приурочен к зоне глубинного разлома, отделяющего вулканогенно-терригенные образования верхнего рифея (федотовская, щегровитская, ослянская свиты) от карбонатно-терригенных толщ венда (вильвенская свита).

Вмещающими породами комплекса на западе являются слючисто-кварцевые и углисто-слюдисто-кварцевые сланцы с прослоями основных эффузивов (федотовская свита), а на востоке слюдисто-хлорит-кварцевые сланцы с прослоями карбонатных пород (вильвенская свита). Контакты пород комплекса с вмещающими толщами имеют характер тектонических зон дробления, истирания и рассланцевания мощностью от 2 до 20 метров и более, в пределах и вблизи которых гипербазиты подвергаются интенсивной антигоритизации, карбонатизации и оталькованию, а габбро превращаются в зеленые карбонат-актинолит-соссуритовые и карбонат-хлоритовые сланцы.

Сарановский комплекс представляет собой крупный сложно построенный тектонический блок линзо-, клино- и пластинообразной формы, внутреннее строение которого определяется тектоническими факторами.

Ведущими структурными элементами, помимо граничных зон дробления и рассланцевания, являются продольные нарушения, ограничивающие более мелкие структурно однородные блоки в форме пластин и линз. Эти нарушения, имеющие характер взбросо-сдвиговых деформаций, фиксируются зонами дробления, рассланцевания и гидротермальной проработки ("осветления"). Внутри отдельных блоков широко развита система диагональных и широтных нарушений, создающих трещинные зоны разной мощности. Структурные элементы комплекса фиксируются дайками разного состава. Наиболее ранние разрывные нарушения, не выходящие за пределы габбро-гипербазитовых блоков, фиксируются дайками щелочных

диабазов и пикрит-диабазов, превращенных в зеленые хлоритовые сланцы. Поздние нарушения, рассекающие породы и хромитовые руды, контактовые зоны комплекса и его раму, залечены дайками габбро-диабазов и диабазов известковистых серий, имеющими зоны закалки и слабую степень метаморфизма.

В целом степень тектонической нарушенности Сарановского комплекса возрастает с севера на юг. При этом латеральный разрез стратиформного хромитоносного комплекса, относительно полно представленный в его северной части, к югу трансформируется в сокращенный по мощности разрез, имеющий этажное строение с наличием многочисленных слепых хромитоносных блоков-линз, вскрытых сиважинами на глубинах 100-200-300 метров от поверхности и перекрытых различными составляющими разреза комплекса (дуниты, гарцбургиты, габбро), а также мощными дайками габбро-диабазов.

Установленные по геологическим и геофизическим данным ограниченные размеры Сарановского комплекса как по латерали, так и по вертикали предопределяют общие перспективы его рудоносности. Перспективы наращивания запасов хромитовых руд в первую очередь связаны с поисками слепых рудоносных блоков на флангах комплекса и реализацией представлений об этажном характере строения разреза.

Институт геологии и геохимии УНЦ АН СССР, ПГО "Уралгеология", Свердловск, Пермь.

Е.В.Кислов, Э.Г.Конников

#### ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПИРОКСЕНИТОВ ЧАЙСКОГО ПЕРИДОТИТ- -ПИРОКСЕНИТ-ГАББРОВОГО МАССИВА (СЕВ. ПРИБАЙКАЛЬЕ)

Повышенный интерес к пироксенитам Чайского массива вызывается пространственной приуроченностью к ним сульфидной медно-никелевой минерализации. Однако в литературе приводятся противоречивые сведения как о происхождении пироксенитов, так и о соотношении их с оруденением.

Ю.А.Чешенко /1966/ и Ф.П.Леснов /1972/ рассматривают данные пироксениты как результат контактово-реакционного взаимодействия новых порций магмы с ранее закристаллизовавшимися

иными по основности дифференциатами. Иную точку зрения высказывают С.А.Гурулев и К.С.Самбуев /1968/, которые считают пироксениты гибридными образованиями, кристаллизовавшимися из расплавов, возникших в процессе магматического замещения различных по составу пород. Повышенное содержание сульфидов Ф.П.Леснов объясняет пространственным совмещением пироксенитов и взаимодействием серусодержащих флюидов, отделяющихся от базальтовой магмы, с ультраосновными породами, содержащими железо, никель, медь. С.А.Гурулев и К.С.Самбуев считают сульфидную вкрапленность унаследованной от замещенных оруденелых ультрабазитов при общей тенденции к ее уничтожению в процессе образования пироксенитов.

По нашим данным, пироксениты плутона более разнообразны. Необходимо выделить, по крайней мере, четыре их генетических типа: 1) пироксениты, слагающие прослой в дунитах и перидотитах I интрузивной фазы; 2) реакционные пироксениты, образующие эндоконтактовую зону плагиоперидотитов, троктолитов, меланогабброидов II фазы, воздействовавших на породы I фазы; 3) реакционные пироксениты из зоны контакта габбро, габбро-норитов III фазы или жильных габброидов с породами II фазы; 4) шпиль и прослой пироксенитов в габброидах III фазы. Устанавливается пространственная связь сульфидного оруденения с пироксенитами реакционного происхождения.

Приводится характеристика особенностей вещественного состава изученных типов пироксенитов.

Геологический институт БФ СО АН СССР,  
Улан-Удэ.

Е.В.Туганова

#### ИНТРУЗИИ НОРИЛЬСКОГО ТИПА - ПРОДУКТ СМЕШЕНИЯ ДВУХ МАГМ

Интрузии норильского типа - продукт смешения двух магм: ультраосновной (перидотит-коматиитовой) и толеит-базальтовой. Смешение магм подтверждается сосуществованием в породах рудосносных интрузий неравновесных авгитов разного цвета и состава.

Судя по 49 зондовых анализам, зеленые авгиты богаче хромом (1%), алуминием, кальцием, магнием, натрием и калием, ко-

ричевые (46 анализов) – титаном, железом и марганцем и близки клинопироксенитам из глубинных ксенолитов кимберлитов, что свидетельствует о глубинности образования ультраосновной магмы. Это подтверждается присутствием в пикритовом горизонте хромитов нескольких генераций, близких по составу хромитам из глубинных включений в кимберлитах и других ультрамафитов /Соболев, 1976; Генкин, 1979/. Кроме хромистого авгита и хромита, магма содержала оливин и капли жидких сульфидов, которые, попав в камеру (после смешения с основной магмой), опустились на дно, образовав горизонт ультраосновных пород с вкрапленным сульфидным оруденением. Кристаллизация толеит-базальтовой магмы началась с выделения авгита с резко изменившимся цветом и составом. Хромистый авгит имеет почти одинаковый состав, состав титанистого авгита по мере кристаллизации интрузии плавно изменяется.

Мелезистость для хромистых авгитов постоянна (0,16) во всех горизонтах, для титанистых – выше в начале кристаллизации (0,18) и плавно увеличивается до 0,23 в конце.

Пикритовые габбро-долериты не являются результатом фракционирования базальтового расплава, о чем свидетельствуют: различие температур гомогенизации расплавных включений в пироксенах и оливинах ультраосновных пород и габброидов /Булгакова, 1971), отчетливая граница между ними, иногда со срывом /Егоров, Суханова, 1963; Степанов, 1981/, заметные вариации мощности ультраосновных и габброидных зон, специфика минералогического и геохимического состава горизонта ультраосновных пород, различная последовательность кристаллизации минералов в пикритовом и габброидных горизонтах /Маракушев и др., 1981/ и другие особенности.

Б.СЕРЕИ,  
Ленинград.

А.Н.Плаксенко, С.М.Тролов

#### К ПРОБЛЕМЕ ГЕНЕЗИСА НИКЕЛЕНОСНЫХ НОРИТОВ ЕЛАНЬСКОГО ДИФФЕРЕНЦИРОВАННОГО ПЛУТОНА

(по данным изучения акцессорных хромшпинелидов)

I. Все изученные хромшпинелиды принадлежат к редкой цинк-содержащей разновидности. Массовая доля  $ZnO$  колеблется в

пределах 0,22–1,82%. Близкие концентрации  $ZnO$  свойственны шпинелидам никеленосных коматитов Австралии. В хромшпинелидах основных и ультраосновных пород, вмещающих нориты, цинк не установлен.

2. Хромшпинелиды норитов характеризуются высокой переменной массовой долей  $Cr_2O_3$  (41,48–59,47%), что приближает их к шпинелидам альпинотипных гипербазитов, меймечитов и связующей массы кимберлитов. В шпинелидах вмещающих пород содержание  $Cr_2O_3$  не превышает 33,90%.

3. Хромшпинелидам норитов свойственны чрезвычайно низкие концентрации  $Fe_2O_3$  (0,09–5,29%), сопоставимые с таковыми для хромшпинелидов, включенных в алмазы и каменных метеоритов. Массовая доля  $Fe_2O_3$  в шпинелидах вмещающих пород изменяется от 11,89 до 46,45%.

4. Тренд эволюции составов хромшпинелидов норитов в процессе кристаллизации выражается в закономерном уменьшении концентрации  $Cr_2O_3$ , компенсирующемся возрастанием  $Al_2O_3$ , при практически постоянных содержаниях остальных компонентов, то есть реализуется изоморфизм  $Cr \rightleftharpoons Al$ . Подобный кристаллизационный тренд характерен для шпинелидов альпинотипных гипербазитов, кимберлитов и толеитовых базальтов Исландии. Для хромшпинелидов вмещающих пород эволюция составов определяется изоморфизмом  $Cr, Al \rightleftharpoons Fe^{3+}$  и  $Mg \rightleftharpoons Fe^{2+}$ , что характерно для шпинелидов стратиформных интрузий, вулканических ультрамафитов и интрузивных траппов.

Нам представляется, что норитовые тела следует рассматривать как проявление самостоятельного, более позднего ультраосновного магматизма с последующим раскислением расплава в результате ассимиляции краевых частей Еланьского плутона до основного (норитового) состава, а хромшпинелиды – как протофазы, наследующие основные признаки ультрабазитовых расплавов.

Воронежский госуниверситет.

Н.В.Владыкин

## БИОТИТОВЫЕ ПИРОКСЕНИТЫ – НОВЫЙ ГЕНЕТИЧЕСКИЙ ТИП АПАТИТОНОСНЫХ ПОРОД

Биотитовые пироксениты являются магматическими породами и относятся к ранним фазам Сындырского, Мурунского и др. ульт-

ращелочных комплексов. Они сложены моноклинным пироксеном типа диоксида-салита, иногда зонального, магниезальным биотитом и апатитом. Содержание апатита варьирует от 5 до 25%. В породах Ханинского месторождения концентрации биотита переменные, местами встречается амфибол и сфен. На Мурунском массиве встречено наибольшее количество фациальных разновидностей биотитовых пироксенитов, содержащих в переменных количествах кальсилит, псевдолейцит, гранат, полевой шпат.

Содержания  $SiO_2$  в пироксенитах варьируют от 38 до 45%,  $MgO$  10-18%,  $CaO$  8-20%,  $K_2O$  0,5-7%,  $Na_2O$  0,5-1%,  $TiO_2$  0,5-2%,  $P_2O_5$  2-10%. Биотитовые пироксениты Мурунского массива, по сравнению с Ханинскими содержат больше магния, железа, калия, титана и меньше кальция. Для всех разновидностей биотитовых пироксенитов характерны высокие содержания  $V_2O_5$  (до 1%),  $SrO$  (до 0,5%). В слюдах биотитовых пироксенитов содержания  $MgO$  13-20%,  $V_2O_5$  0,5-1,5%,  $Cr_2$  200-400 г/т. Содержание  $TR_2O_3$  в апатитах 0,1-0,8% с аномальным преобладанием группы средних лантаноидов. Попутное их извлечение может иметь промышленный интерес. Несмотря на невысокое содержание апатита по сравнению с хибинскими рудами биотитовые пироксениты легко обогащаемы на апатит. Учитывая то, что в Мурунском массиве на поверхности были известны только мелкие ксенолиты биотитовых пироксенитов, а более крупные тела вскрылись на глубине скважинами, необходима ревизия на поиски этих пород в Сыннырском и Сакунском массивах. В Мурунском, Сакунском и Сыннырском массивах апатитоносные биотитовые пироксениты находятся в пространственной генетической связи с сынныритами, идущими на производство калийных удобрений. Подобные массивы являются перспективными на производство комплексных калийно-фосфатных агроруд.

Институт геохимии СО АН СССР,  
Иркутск.

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ПРОИСХОЖДЕНИЯ  
УЛЬТРАСОСНОВНЫХ ВУЛКАНИТОВ

Обобщение опубликованных данных по изотомам стронция и неодима и распространенности редкоземельных элементов (РЗЭ) в ультрасосновных вулканиитах и их гипабиссальных разностях позволяет выделить среди них несколько типов, различающихся по изотопно-геохимическим характеристикам мантийных источников:

1. Архейские коматииты в целом близки по соотношению РЗЭ к исходной мантии, а по величинам начальных отношений изотопов стронция и неодима разделяются на две группы, одна из которых выплавлялась из недифференцированной верхней мантии, другая - из ее зон, частично утративших некогерентные литофильные элементы.

2. Отчетливый дефицит легких лантаноидов и низкие изотопные отношения стронция характерны для фанерозойских ультрасосновных магм коматиитового типа и высокотемпературных ультрабазитовых интрузий.

3. Все остальные типы ультрасосновных расплавов обогащены в разной степени легкими РЗЭ, при этом:

а) концентрически зональные натриевые щелочные ультрасосновные массивы сложены породами, исходные магмы которых образовались из зон верхней мантии, частично потерявших литофильные элементы;

б) в кимберлитах отмечаются признаки подобного истощения мантийных источников, либо они имеют изотопные параметры, близкие к недифференцированной мантии;

в) концентрически зональные калиевые щелочные ультрасосновные массивы и лампроиты, напротив, состоят из пород, исходные магмы которых сформированы из зон верхней мантии, резко обогащенных литофильными элементами.

В целом изотопные характеристики ультрасосновных вулканиитов отражают существование значительной изотопно-геохимической неоднородности в различных частях верхней мантии, особенно в

ее наиболее глубинных зонах, отвечающих области гранатовых минеральных парагенезисов, из которых выплавлялись натриевые и калиевые щелочные ультраосновные магмы. При этом калиевая ветвь вулканитов имеет признаки, указывающие на дополнительный привнос литофильных элементов в верхнюю мантию из более глубоких частей мантии, который начался уже в нижнем протерозое.

ГЕОХИ АН СССР,  
Москва.

С.Н. Суслова

### К ВОПРОСУ О КЛАССИФИКАЦИИ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД УЛЬТРАОСНОВНОГО СОСТАВА

За последнее десятилетие накопился обширный материал по ультраосновному вулканизму. Исторически сложилось так, что ультраосновные вулканогенные породы, развитие в докембрии, получили известность под названием "коматииты", ультраосновные вулканогенные образования молодых областей были описаны под местными названиями "меймечиты", "сулориты" или описывались под неопределенными терминами: "ультраосновные вулканиты", "перидотитовые лавы", или под общим термином "пикриты". В сборнике "Классификация и номенклатура магматических горных пород" /1981/ Н.П. Михайлов с соавторами дал рекомендацию по классификации ультраосновных вулканических пород, которые предложено рассматривать как единое семейство пикритов, что представляется обоснованным. На основании анализа опубликованного и личного материала по ультраосновным вулканическим породам представляется целесообразным в семействе пикритов выделить класс вулканических пород с пониженным содержанием глинозема и часто выше, чем глинозема, содержанием СаО. Характерной чертой этого класса пород является обогащенность их магнием. По содержанию и составу щелочей выделяется несколько групп вулканогенных пород. Наиболее распространены нормальнощелочные разновидности с четкой натриевой специализацией, описанные как коматииты. Это название предлагается сохранить. Отношение  $Na_2O / K_2O$  в них высокое и колеблется от 4 до 35, редко выше

(в среднем около 10). Отношение  $\text{CaO} / \text{Al}_2\text{O}_3$  близко 1 и выше, содержание  $\text{K}_2\text{O}$  низкое. Среди них выделяются ультраосновные и основные разновидности. Термин "ультраосновные коматииты" применим к богатым оливином породам с  $20\% < \text{MgO} \leq 40\%$ ,  $\text{SiO}_2 < 46\%$  (в пересчете на безводные) и "основные коматииты" - для пород, содержащих клинопироксен, плагиоклаз, оливин с  $9\% < \text{MgO} < 20\%$ ,  $\text{SiO}_2 - 46-53\%$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3 < 10\%$ ,  $\text{CaO} > 8\%$ . В ультраосновных коматиитах содержание щелочей ниже 1, чаще колеблется в интервале 0,1-0,6, в основных коматиитах - от 0,4 до 2%, реже выше, но содержание  $\text{K}_2\text{O}$  при этом ниже 0,9, обычно не выше 0,5%. По своим петрохимическим параметрам основные коматииты занимают промежуточное положение между ультраосновными и основными породами. От первых они отличаются более высоким содержанием  $\text{SiO}_2$ , присутствием плагиоклаза, от вторых - высоким содержанием магния, железа. Между ультраосновными и основными коматиитами существуют постепенные переходы, поэтому их предлагается рассматривать в одной группе. По своим петрохимическим параметрам они (основные коматииты) близки пироксенитам. Для данных пород кроме порфировых структур характерно наличие структуры "спинифекс". Коматииты ассоциируют с натриевыми толеитами и синвулканическими гипабиссальными и плутоническими телами габбро-верлитового состава, слагая единую вулкано-интрузивную ассоциацию, выделенную А.Налдретом и Л.Кабри /1976/ как коматиитовая серия. Для минерального состава коматиитов характерно наличие высокомагнезиального оливина и клинопироксена, ортопироксен имеет резко подчиненное развитие, в основных разновидностях может присутствовать плагиоклаз. С породами коматиитовой серии связаны концентрации никеля, хрома, золота, платины, меди и др. Такие породы развиты в троговых прогибах (архейские зеленокаменные пояса), рифтогенных структурах и в геосинклинальных областях.

Разновидности ультраосновных вулканогенных пород, обладающие основными параметрами, свойственными коматиитам, но отличающиеся от последних прежде всего высоким содержанием калия, в ряде случаев при преобладании последнего над натрием (отношение  $\text{Na}_2\text{O} / \text{K}_2\text{O}$  ниже 1, чаще 0,1-0,8), еще более низким, чем в ультраосновных коматиитах, содержанием  $\text{SiO}_2 - 35-39\%$ ,

$Al_2O_3$  - 0,05-2,5%, редко до 4% и высоким содержанием  $MgO$  (25-37%), выделяются как низкоглиноземистые, субщелочные, калиевые ультраосновные вулканогенные породы - меймечиты. Меймечиты ассоциируют с пикритобазальтами, трахибазальтами, щелочными базальтоидами, авгититами и с интрузиями дунит-верлит-клинопироксенитовой ассоциации. Как и в коматитовых сериях для гипербазитов и меймечитов типичным минералом из пироксенов является клинопироксен, выявляется также общность их химизма.

Самостоятельную группу составляют щелочно-кальциевые разновидности низкоглиноземистых ультраосновных вулканических пород - кимберлиты. По своим минералого-петрографическим, петрохимическим параметрам кимберлиты имеют свои специфические черты. По структурам и главным породообразующим компонентам кимберлиты близки меймечитам и щелочно-ультраосновным породам, от которых отличаются большим содержанием  $CaO$  (6-10%), повышенным содержанием летучих и щелочей, что выражается в наличии в кимберлитах (в основной массе) слюд, кальцита, меллита, монтичеллита, перовскита, цеолитов. Особенно типично большое содержание кальцита и присутствие барофильных минералов (пирропа, алмазов). Они характеризуются еще более низким, чем меймечиты, содержанием  $SiO_2$  (21-38%) и еще большим содержанием калия по отношению к натрию. Однако границы между кимберлитами и другими группами класса низкоглиноземистых вулканогенных пород не четкие. Для кимберлитов характерна ассоциация с ультраосновными-щелочными породами и карбонатитами.

Таким образом, выделенный в семействе пикритов класс низкоглиноземистых вулканогенных пород представляет большой интерес, так как с этими породами связаны ряд месторождений. Наряду с общностью каждая из указанных групп обладает своими специфическими чертами.

ВСЕГЕИ,  
Ленинград.

## КЛАССИФИКАЦИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ КОМАТИТОВ

Обобщение данных по зеленокаменным поясам Восточно-Европейской платформы, Канадского и Индийского щитов, Зимбабвийского и Каапваальского кратонов и Западной Австралии показывает, что одним из обязательных элементов этих поясов являются высокомагнезиальные эффузивные образования коматиитовой формации. По петрографическим и петрогеохимическим признакам они подразделяются на перidotитовые коматииты (более 24% MgO), пироксенитовые коматииты (14-24% MgO) и коматиитовые базальты (менее 14% MgO). Охарактеризованы минеральный состав и структурные особенности всех типов пород и их изменения в процессе метаморфизма различных фаций.

В целом все коматииты характеризуются высокими содержаниями магния, хрома, никеля и кобальта и очень низкими - титана, щелочей, меди, циркония, т.е. специализацией, типичной для ультраосновных производных мантии. Это подчеркивается также очень низкими величинами отношений  $ti/Mg$  (0,004-0,03),  $ti/Cr$  (0,6-0,9),  $ti/Zr$  (102-108), высоким  $ni/Cu$  (35-150) и близкими к хондритам содержаниями рубидия (2,9-3,9 г/т) и стронция (17-23 г/т). Показаны петрогеохимические отличия коматиитов от пикритов и пород бонинит-марианитового ряда.

Все разновидности пород коматиитовой формации являются продуктами дифференциации самостоятельной ультраосновной магмы, сформировавшейся в результате высокой степени плавления первичного мантийного вещества. Процент плавления для различных регионов составлял от 40 до 65%.

Образование пород управляется изменением содержания магния в едином расплаве, т.е. фракционированием оливина и, возможно, неполным плавлением протооливина мантии. Только для коматиитовых базальтов в качестве ликвидусной фазы наряду с оливином присутствует клинопироксен. Перidotитовые коматииты со синнифекс структурой являются продуктами кристаллизации (при температурах порядка 1560-1650°C) первичного расплава, комагматичные интрузивные гипербазиты - кумулятами, а пирок-

сенитовые коматииты и коматиитовые базальты – продуктами кристаллизации остаточных расплавов.

Анализ данных по химическим составам пород и сравнение рассчитанных составов архейской мантии из различных регионов мира позволяют достаточно однозначно говорить о региональной неоднородности (гетерогенности) мантии и ее эволюции во времени.

С коматиитами зеленокаменных поясов связаны месторождения сульфидных существенно никелевых руд и золота. Различия между отдельными регионами в составах и масштабах проявления месторождений хорошо увязываются с различиями в возрасте пород и руд, составах протомантии и степени ее плавления. Для всех пород коматиитовой формации характерно повышенное фоновое содержание золота (перидотитовые коматииты 0,3–22,4 мг/т, пироксенитовые коматииты 0,1–26,2 мг/т, коматиитовые базальты 0,4–25,4 мг/т), которое при наложении гидротермальной переработки в значительной степени экстрагируется (более 50%) и при благоприятных условиях может образовывать промышленно интересные концентрации.

Полученные данные не только однозначно указывают на общую перспективность рудоносности зеленокаменных поясов архей Восточно-Европейской и Сибирской платформ, но и позволяют проводить, исходя из данных о возрасте и составе установленных в их пределах коматиитов, более детальную прогнозную оценку на тот или иной вид минерального сырья.

Московский геологоразведочный институт;  
Институт геологии КарФАН СССР, Петрозаводск;  
Львовский госуниверситет.

Н.Ф.Которгин

#### О НЕКОТОРЫХ ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЯХ КОМАТИИТОВ И ПИКРИТОВ И СВЯЗАННЫХ С НИМИ ГЕНЕТИЧЕСКИХ СЕРИЯХ

В настоящем сообщении предложены критерии, позволяющие разделить ультраосновные вулканиты и связанные с ними генетические серии.

В результате обработки 300 химических анализов вулкани-  
тов и предполагаемых их интрузивных аналогов при помощи фактор-  
ного анализа были выделены два ведущих фактора, на которые при-  
ходится соответственно 40% и 18% общей дисперсии окислов. Пер-  
вый фактор отражает степень основности пород ( $MgO$ , норматив-  
ный оливин и свободная энергия  $\Delta Z_{298}^{H_2O} - CaO, Na_2O, Al_2O_3,$   
 $SiO_2$ , нормативный плагиоклаз). По нему на диаграмме вулкани-  
ты разделились на ультраосновные (коматииты, пикриты, меймечиты)  
и основные (разные типы базальтов, в том числе и коматиитовые).  
Второй фактор определяет степень насыщенности пород кремнезе-  
мом, обратно коррелирующуюся с калиевой щелочностью ( $SiO_2,$   
 $K_2O, Fe_2O_3 - SiO_2$ , нормативный гиперстен). По нему ультраос-  
новные вулкани-  
ты разделились на три группы по степени уменьше-  
ния недосыщенности кремнеземом - меймечиты, пикриты и комати-  
иты. Для первых в нормативном составе характерен только оли-  
вин, для вторых - оливин и небольшое количество гиперстена  
(хотя последний присутствует не всегда), а для коматиитов ха-  
рактерно повсеместное присутствие гиперстена (до 25-30 мас.%)  
наряду с оливином. Коматиитовые базальты продолжают тренд пе-  
риidotитовых коматиитов по первому фактору и обособляются от  
толеитовых базальтов по тем же признакам, которые дают возмож-  
ность отделять перидотитовые коматииты от пикритов.

Коматииты и пикриты относятся к разным генетическим сери-  
ям вулканических пород: коматиитовым сериям, включающим кома-  
тииты, коматиитовым базальтам с интрузивными аналогами гарц-  
бургит - оливиновый норит - норит, и сериям пикритов и толеи-  
товых базальтов с интрузивными аналогами амфиболовый перидо-  
тит - верлит - оливиновое габбро - габбро.

Наиболее информативными для разделения пород этих двух  
серий являются диаграммы, отражающие степень насыщенности по-  
род кремнеземом: двуокись титана - нормативный гиперстен и  
кремнезем - окись магния и линейное уравнение вида:  
 $I,2388 SiO_2 + 0,3243 MgO - 65,8634 = 0$ . Кроме того, для оп-  
ределения принадлежности ультраосновных вулканических пород к  
пикритам или коматиитам выведена дискриминантная функция вида:  
 $0,5475 SiO_2 - 0,3154 TiO_2 - 2,1253 K_2O - 23,9534 = 0$ .  
При значениях, больших 0, породе следует относить к коматиито-  
вой серии.

Нанесение на факторную диаграмму составов пород, занимающих различное тектоническое положение, показало их определенную связь с типами тектонических структур. При этом увеличение степени консолидированности структур коррелируется с все большим отклонением пикритов в сторону их большей подщелоченности и недосыщенности кремнеземом.

Московский госуниверситет.

В.С.Куликов, В.В.Куликова, В.Я.Горьковец,  
М.Б.Раевская, А.И.Светова

#### РАНЕДОКЕМБРИЙСКИЕ УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ВУЛКАНИТЫ КАРЕЛИИ

1. Среди вулканических образований раннего докембрия, наряду с известными ультрамафитами протерозоя (карелия), в последние годы установлено развитие ультраосновных пород с типичными структурами и текстурами лав и туфов в архее (лопия). Основными районами распространения лопийских ультраосновных вулканитов (коматиитов) являются Центральная и Западная Карелия, а также юго-восточная окраина Балтийского щита (Восточная Карелия и крайние западные районы Архангельской области). Коматииты лопия установлены в Совдозерской, Койкарской, Паласельгинской, Костомушской, Каменноозерской и Токлинской структурах верхнеархейских зеленокаменных поясов. Ультрамафиты карелия наиболее полно представлены в районе Ветреного Пояса, слагающая одноименную свиту, и в Центральной Карелии (суисарская свита).

2. Архейские коматииты развиты в нижних и средних частях мощных разрезов (до 6 км) лопия, входя в состав коматиит-базальтовой формации. Они представлены как отдельными, так и пачками лавовых потоков мощностью до 400 м. Потоки и покровы коматиитов переслаиваются с базальтами и изредка с туфогенно-осадочными породами. Интрузивные комагматы (перидотиты, дуниты, оливиниты) образуют силлы, дайкообразные и трубообразные тела.

3. Протерозойские мафит-ультрамафитовые вулканиты слагают мощную, более 2 км, формацию пироксенитовых коматиитов в риф-

тогенной структуре Ветреного Пояса и сравнительно маломощную (до 400 м) пикрит-базальтовую в Онежской мульде (олонецкая диабазовая формация Ф.Ю. Левинсон-Лессинга). Интрузивные коматиты формаций представлены дайками и силлами перидотитов и габбро-диабазов.

4. Петрохимические данные по ультрамафитовым вулканитам Карелии показывают их принадлежность к двум петрогенетическим сериям: коматитовой (лоцийские вулканиты всех вышеуказанных структур и карельские – Ветреного Пояса) и толеитовой (карельские мафит-ультрамафиты Онежской структуры). Соотношения основных петрогенных окислов свидетельствуют об устойчивом химическом составе ультраосновных вулканитов на большой территории. Генерация первичных магм происходила при 50–60% плавления примитивной мантии и давлениях 40–50 кбар /Рябчиков, Богатиков, 1984/. Более кислый состав первичной магмы протерозойских коматитов обусловлен меньшей степенью плавления мантийного субстрата. Это различие подтверждается также отдельными определениями РЭЭ, выполненными для коматитов архея и протерозоя. Формирование обеих серий происходило в гетерогенных геотектонических условиях, причем коматитовой – при маломощной коре, а толеитовой карелия – при наличии стабилизированной континентальной коры.

Институт геологии КарФАН СССР,  
Петрозаводск.

Р.И. Шурупова

#### ЦИКЛИЧНОСТЬ ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННОЙ И ИНТРУЗИВНОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ В РИФТОГЕННЫХ СТРУКТУРАХ КАРЕЛО-КОЛЬСКОГО РЕГИОНА

I. В развитии элементарного цикла в пределах рифтогенных структур можно выделить следующие основные этапы.

I.1. Накопление осадочных толщ в линейных зонах раздвига (рифтогенали).

I.2. Излияние вулканитов пикрит-коматит-базальтовой серии.

1.3. Внедрение малых интрузий мафит-ультрамафитового состава.

В геологических разрезах конкретных рифтогенных структур известны три (Иманпра-Варзуга) или четыре (Печенга, Ветренный пояс, Куолаярви) элементарных цикла.

2. Вулканический этап каждого цикла заканчивается внедрением малых габбро-диабазовых интрузий, в составе которых всегда присутствуют тела габбро-диабазовой, точнее - пикрит-габбро-диабазовой формации, в то время как интрузии габбро-верлитовой и габбро-пироксенитовой формаций известны не во всех рифтогенных структурах.

Малые интрузии комагматичны вулканитам и несут отчетливые признаки близповерхностного происхождения. Так, габбро и пироксениты содержат в интерстициях, между кристаллами оливина и пироксена гетерогенную кристаллическую фазу в количестве до 15%. А так называемые верлиты по структурным особенностям представляют собой перидотитовые порфириты с первоначальным содержанием в них стекловатой (мелкокристаллической) фазы до 30-55%.

3. Промышленные скопления медно-никелевых руд известны в связи с интрузиями перидотитовых порфиритов ("верлитов") четвертого цикла, поэтому аналогичные (а также все прочие) субинтрузивные породы более ранних циклов практического интереса не представляют.

Поисковая практика в Карело-Кольском регионе показала, что рудоносность пикритовых порфиритов ("верлиты") определяется не только их принадлежностью к заключительному (четвертому) циклу магматической деятельности, но зависит также от глубинных и точнее пока не изученных особенностей строения конкретных рифтогенных структур (например, промышленные месторождения Печенги и в противоположность им - безрудные пикритовые порфириты заключительного цикла в пределах Куолаярви).

ВСЕГЕИ,  
Москва.

ДРЕВНЕЙШИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ УЛЬТРАМАФИТЫ  
ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ПОЯСОВ КАРЕЛИИ

Существующее мнение о том, что высокомагнезиальные разновидности ультрамафитов зеленокаменных поясов Восточной части Балтийского щита являются интрузивными образованиями протозорогенной стадии развития и вместе с габброидами (габбро-верлитовая формация) прорывают осадочно-вулканогенную толщу суйсария, не полностью соответствует всему объему фактического материала. Детальное изучение этих ультрамафитов в различных частях Куола-Выгозерского зеленокаменного пояса (районы озер Апяярви, Гайколя и др.) приводит к иным выводам.

1. Установлена вулканическая природа многих протяженных тел высокомагнезиальных ультрамафитов, проявленных полосовыми магнитными аномалиями. Эти вулканыты — коматииты — являются составной частью стратифицированных вулканогенных образований зеленокаменного пояса и налегают на неровную поверхность габброидов. Иногда коматииты перекрывают габброиды с базальными эдафогенными брекчиями в основании, включающими обломки габброидов. Среди калиевых гранитоидов сумия, встречаются ксенолиты ультрамафитов. Есть основания полагать, что для данного района возраст коматиитов является более древним, чем предполагалось.

2. Вулканические ультрамафиты полифациальны, но преобладают породы эффузивной фации. Детальное изучение структурно-текстурных особенностей по мощности (снизу вверх) показало, что многие из протяженных тел обладают свойствами, типичными для лав. Коматииты слагают потоки мощностью 2–15 м, реже до 40 м, и пачки из нескольких потоков. Пачки выдержаны по простиранию, прослеживаются на расстоянии до 10 км и чередуются с metabазальтами и пикритами. Потоки имеют асимметричное зональное строение, сложены внизу массивными разностями, а вверху — породами со структурой спинифекс или миндалекаменной текстурой. Подушечное строение отмечается лишь в отдельных потоках нижней части пачек.

3. В петрохимическом отношении ультрамафиты характеризуются низкими содержаниями щелочей, титана и высоким содержанием магния (25–33%). Отношение  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  обычно менее единицы, но иногда оно больше. На ряде диаграмм ведущих и наиболее информативных окислов рассматриваемые породы близки к перидотитовым коматиитам типа Сэндспруит, реже Комати и отличаются от них повышенным значением глинозема.

4. Статистический анализ главных петрогенных окислов коматиитов из 5 детально изученных зеленокаменных зон показывает значительное их сходство с рудоносными коматиитами древних щитов. Магний имеет резко отрицательную связь с большинством компонентов, а с железом связь неоднозначна. Корреляционная связь окислов отличается в ультрамафитах из районов с разными типами оруденения. Иногда со сменой типа рудоносности меняются знаки корреляции между определенными парами окислов и, в частности, магния с железом. Если такие отличия подтвердятся во многих районах, то их можно будет использовать в качестве показателей металлогенической специализации районов развития ультрамафитов.

5. Рудные сульфидные минералы в коматиитах Карелии обычно представлены убогой пирит-пирротиновой сингенетичной вкрапленностью (< 1%), присущей как массивным, так и мидалекаменным разностям и породам со структурой спинифекс. В Куолаярвинской зоне наблюдается пространственная связь разностей со структурой спинифекс с окисленными массивными рудами, что, учитывая сходства петрохимических особенностей коматиитов Карелии с рудоносными коматиитами некоторых месторождений Австралии и Канады, позволяет предположить потенциальную рудоносность древнейших коматиитов Карелии. Высказанное открывает перспективы на возможное обнаружение сульфидно-никелевого оруденения австралийского типа.

ИЛСАН СССР, Московский госуниверситет.

С. Н. Суслова

#### РАННЕДОКЕМБРИЙСКИЙ ОСНОВНОЙ-УЛЬТРАОСНОВНОЙ ВУЛКАНИЗМ ПРИРАЗЛОМНЫХ СТРУКТУР

На территории Балтийского щита наблюдаются два периода широкого проявления основного-ультраосновного вулканизма: верх-

неархейский и нижнепротерозойский. Первый характеризуется образованием систем вулканических зеленокаменных поясов с чертами эвгесинклинального типа развития. Начинается вулканическая деятельность обычно с излияния основных и ультраосновных лав, заканчивается вулканизмом среднего и кислого состава. По характеру основного и ультраосновного вулканизма выделяются три типа структур со своей металлогенической специализацией: с проявлением коматиит-толеитового, толеитового и высокоглиноземисто-базальтоидного вулканизма. Существенный интерес представляют пояса с коматиит-толеитовым вулканизмом (район Колмозеро-Воронья, Паласельгская, Каменноозерская и др. структуры), поскольку среди вулкано-интрузивных коматиитовых серий зеленокаменных поясов в различных регионах мира (Канада, Чад, Австралия и др.) известны медно-никелевые месторождения, приуроченные как к синвулканическим интрузивным телам, так и к подошве высокомагнезиальных ( $MgO$  до 40-45%) ультраосновных коматиитовых потоков, а также присутствуют месторождения хромита, меди, золота, платины и др.

В Карело-Кольском регионе лучше изучены нижнепротерозойские вулканогенные толщи основного-ультраосновного состава, с которыми генетически тесно связаны силлы и дайки, а также тела гипербазитов габбро-верлитовой формации, несущие никелевое оруденение. Данные толщи формировались в приразломных прогибах, приуроченных к палеорифтовым зонам. Такими структурами являются Печенга, Имандра-Варзуга, Ветреный Пояс, Пана-Куолоярви. Излияние вулканитов коматиит-толеитового ряда связано со вторым этапом развития прогибов. В составе рассматриваемого формационного ряда главными членами являются толеиты (до 85%), меньше - ультраосновные разновидности (чаще 10-15%, в отдельных районах до 30-40%). Ультраосновные вулканогенные породы представлены коматиитами ультраосновного (подчиненное развитие) и основного (преобладают) состава и пикрито-базальтами. Термин "ультраосновные коматииты" применим к оливинсодержащим породам с  $MgO > 20\%$ ,  $SiO_2 < 46\%$  и "основные коматииты" для пород, содержащих клинопироксен, плагиоклаз  $\pm$  оливин с  $MgO < 20\%$ ,  $SiO_2 - 46-53\%$ . Среди потоков ультраосновных лав по внутреннему строению выделяются несколько типов: спи-

нифекс-структурные лавовые потоки, массивные и шаровые, характерно наличие потоков "каплевидных" вариолитов. Наряду с общностью вулканиты каждого района обладают специфическими чертами. Наиболее обеднены глиноземом и обогащены титаном и железом вулканиты Печенги. По химизму вулканогенные толщи Ветреного Пояса более близки аналогичным образованиям Имандра-Варзугского прогиба. С вулканитами коматиит-толеитового ряда пространственно и генетически связаны никеленосные интрузии габбро-верлитового состава, которые обладают теми же петрохимическими чертами, что и вулканогенные толщи, с которыми они ассоциируют, образуя единую вулкано-интрузивную ассоциацию. Среди нижнепротерозойских коматиит-толеитовых вулканогенных толщ устанавливается следующий дифференцированный ряд: коматииты - толеиты - липарит-дациты. В целом содержание малых элементов в данном ряду близко кларковым. Максимальное содержание  $Sc$ ,  $Sr$ ,  $Zr$ ,  $Nb$  наблюдается в липарит-дацитах. Характерной чертой коматиитов является обогащенность их  $Cu$ ,  $Cr$ ,  $Ni$ ,  $Co$ , для которых устанавливается прямая корреляционная связь с  $MgO$ . В ряду коматииты - толеиты большая концентрация  $Ba$ ,  $V$ ,  $Sc$ ,  $Sr$  наблюдается в толеитах. Такое распределение элементов связано, скорее всего, с процессами кристаллизационной дифференциации, а сами малые элементы, по всей вероятности, имеют мантийную природу. Вулканиты Ветреного Пояса по сравнению с печенгскими содержат больше  $Sr$  и  $V$ , меньше  $Cu$  и  $Ni$ . По содержанию данных элементов они более близки вулканитам имандра-варзугского комплекса. Немаловажным фактором для концентрации сульфидного никеля является наличие серы. Наиболее обогащены серой (около 0,12%) вулкано-интрузивные ассоциации Печенги, в то время как аналогичные образования Ветреного Пояса и Имандра-Варзугского прогиба обеднены серой (0,02-0,03%).

Сопоставление нижнепротерозойских и верхнеархейских коматиит-толеитовых вулканогенных образований показало, что они обладают специфическими чертами. Если для верхнеархейского вулканизма зеленокаменных поясов характерен гомодромный тип развития, то для нижнепротерозойского (палеорифтогенного) - антидромный. Если среди верхнеархейских коматиитовых серий развиты ультраосновные коматииты, среди которых присутствуют высокомаг-

незиальные разновидности, то для нижнепротерозойских — типичны основные коматииты. Последнее является отрицательным фактором для формирования никелевых руд вулканогенного типа. Для них характерны медно-никелевые месторождения, связанные с синвулканическими интрузивными и экструзивными (силлы, дайки) образованиями (печенгский тип). По пониженному содержанию  $Al_2O_3$  и железистости коматииты Печенги наиболее близки к основным коматиитам района Барбертон. Коматиитовые серии Ветреного Пояса и Имандра-Варзуги по содержанию  $Al_2O_3$  и магниальности попадают в более широко развитую группу с нормальным содержанием  $Al_2O_3$  (Канада, Зап. Австралия и др.). От архейских коматиитов они отличаются более высоким содержанием титана и пониженным — кальция.

ВСЕГЕИ,  
Ленинград.

В.Ф.Белый, М.Л.Гельман, В.В.Акинин, О.С.Березнер

#### СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВУЛКАНИЧЕСКИХ И ГЛУБИННЫХ УЛЬТРАМАФИТОВ АНАДЫРСКО-КОРЯКСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ

Вулканические ультрамафиты — лавы, гиадокластиты, туфы, а также породы с ясной порфировой структурой, слагающие дайки, штоки и силлы, — вытвлены во многих районах на северо-западной периферии Анадырско-Корякской складчатой системы: на п-вах Елистратова, Валижген, в Пенжинском и Пекульнейском хребтах. Известны они также во внутренней части этой системы на правобережье бассейна р.Великой.

Самые ранние вулканические ультрамафиты относятся к раннему палеозою, а наибольшее распространение их приходится на поздний мезозой (главным образом, ранний мел). В одних случаях они находятся в тесной пространственно-временной связи с полнокристаллическими ультрамафитами, габброидами, базальтами и спилитами, составляющими обычные офиолитовые ассоциации (п-в Елистратова, хр.Пекульней —  $mz_3$ ). В других — вулканические ультрамафиты обособлены от офиолитовых комплексов: либо пространственно (г.Длинная на п-ве Валижген —  $mz_3$ ), либо по времени образования (Пенжинский хребет —  $pz_1?$ ).

На п-ве Елистратова позднемезозойская офиолитовая ассоциация включает в себя зональные массивы с пунитами, гарцбургитами, лерцолитами, верлитами, пироксенитами и габбро, а пикриты обнаружены в краевой части перидотитового дайкообразного тела. Интрузивные породы ассоциируют с кремнисто-вулканогенной толщей, включающей магнезиальные базальты и пикритобазальты. Это ясный пример закономерного появления пикритов в одной ассоциации.

В хр. Пекульней пикриты распространены в виде покровов, а также слагают крупное субвулканическое тело; они тесно связаны со спилитовой толщей верхней юры — нижнего мела. В этой же структурной зоне находятся сложно построенные, в том числе и зональные интрузивные массивы ультраосновных и основных пород. Среди них известны гранат-шпинелевые разности, представляющие собой наиболее глубинную фацию гипербазитов.

Вулканический комплекс г. Длинной имеет однородный существенно гарцбургитовый состав. Лавы обладают высокой степенью кристалличности. Аповитрическая составляющая устанавливается лишь в брекчиевых лавах, слагающих самостоятельные тела и краевые части потоков массивной лавы. Ближайший выход типичной офиолитовой ассоциации (Кульская зона) находится в 80 км к юго-востоку.

В Пенжинском хребте вулканические ультрамафиты слагают дайки, штоки и силлы. Они секут испытавшую зональный глаукофановый метаморфизм авгитит-базальтовую илпенийскую серию и прорывающие ее габбро. Среди вулканических ультрамафитов различаются меймечиты, слюдяные, амфиболовые и плагиоклазовые пикриты.

Характерной особенностью химизма вулканических ультрамафитов является повышенная щелочность, что также постоянно отмечается в базальтах и спилитах ассоциированных с ними кремнисто-вулканогенных комплексов. Это обнаруживается химически, либо по присутствию слюд и амфиболов, либо по наличию фенокристаллов титанистого авгита и сфена, кристаллизация которых в породах такой основности возможна при повышенной щелочности магматического расплава. Порфиرويدные гарцбургиты г. Длинной

при этом по щелочности и по химическому составу в целом не отличаются от обычных альпинотипных гарцбургитов.

Северовосточный комплексный НИИ ДВНЦ АН СССР,  
ИГО "Севостокгеология", Магадан;  
ИГО "Аэрогеология", Москва.

В. В. Акинин

### ВУЛКАНИЧЕСКИЕ УЛЬТРАМАФИТЫ ГАНЫЧАЛАНСКОГО ПОДНЯТИЯ (СЕВЕРО-ЗАПАД КАМЧАТКИ)

В Ганычаланском блоке четко различаются два пространственно разобщенных комплекса кремнисто-вулканогенных образований: элгеминайский ордовикского возраста и илпенийской неустановленного возраста. Вулканические образования первого представляют собой спилит-диабазовую ассоциацию, не затронутую рассланцеванием и метаморфизмом, а второго - авгитит-базальтовую ассоциацию, подвергшуюся зональному глаукофан-зеленосланцевому метаморфизму. Между ними располагается крупное плитообразное тело габбро и перидотитов.

Подавляющая часть вулканических ультрамафитов находится в полях распространения илпенийского комплекса. Отдельные тела встречаются среди габброидов в элгеминайской зоне. В субвулканической фации различаются следующие петрографические типы пород: бесполовшпатовые оливин-титанавгитовые, близкие к меймечитам, пироксен-амфиболовые, пироксен-амфибол-флогопитовые и плагиоклазсодержащие пикриты. В пределах единого субвулканического тела могут присутствовать почти все указанные разновидности. В лавовой фации широким распространением пользуются пироксеновые пикритобазальты (авгититы), пикриты. Н. Л. Добрецовым отмечена повышенная общая щелочность вулканитов илпенийской серии. Минеральные парагенезисы субвулканических ультрамафитов также свидетельствует о кристаллизации их из расплавов с повышенным потенциалом щелочей. Эти данные в совокупности с особенностями химизма пород позволяют предполагать определенное петрогенетическое родство базальтоидов илпенийской серии и вулканических ультрамафитов.

Северовосточный комплексный НИИ ДВНЦ АН СССР,  
Магадан.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ  
УЛЬТРАМАФИТОВ (ПИКРИТОВ) ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ  
СЕВЕРНОГО СКЛОНА АЛАЙСКОГО ХРЕБТА (Ю. ФЕРГАНА)

На территории сев. склона Алайского хребта нами выявлены эффузивные ультрамафиты (пикриты), приуроченные ко второму этапу формирования среднепалеозойской офиолитовой ассоциации /Вишневский, Савочкина, 1973, 1976, 1978 и др./. В Сарыталинско-Киргизатинской офиолитовой зоне к первому этапу относятся кумулятивные гипербазиты, габброиды относительно крупных массивов и пироксениты комплекса параллельных даек. Ко второму этапу отнесены пикритовые порфириты надираской свиты (до 200 м) с базальным надирским марганцево-железородным горизонтом, спилит-диабазы араванской свиты (до 400 м), а также габбро-диабазы, диабазы и микродиабазы субвулканических даек. Толща ультрамафических вулканитов в разрезе Сары-Тале представлена серией потоков мощностью 20-40 м с типичным зональным строением и чередованием голубовато-зеленых и черных разностей с плитчатой и шаровой отдельностью. В отдельных потоках наблюдается структура спинифекс. Средний химический состав пикритов (в вес. % по 12 анализам):  $SiO_2$  - 46,2,  $TiO_2$  - 1,1,  $Al_2O_3$  - 12,2,  $Fe_2O_3$  - 4,1,  $FeO$  - 5,8,  $MnO$  - 0,2,  $MgO$  - 13,4,  $CaO$  - 9,2,  $Na_2O$  - 2,1,  $K_2O$  - 0,4,  $P_2O_5$  - 0,1, п.п.п. - 5,1. Эти вулканиты соответствуют пироксеновым коматитам (ARNOLD et al., 1977/). От спилит-диабазов пикриты отличаются, в первую очередь, повышенным средним содержанием хрома ( $6,75$  и  $78,89 \cdot 10^{-3}$ , соответственно) и никеля ( $3,08$  и  $33,56 \cdot 10^{-3}$ ), а также присутствием в первых серебра ( $0,2 \cdot 10^{-3}$ ) и галлия ( $1,37 \cdot 10^{-3}$ ).

Марганцево-железородные образования надирского горизонта (до 25 м) плащеобразно перекрывают резко расчлененную, нарушенную диагональными дорудными разломами поверхность гипербазитов и габброидов. Рассматриваемые образования слагают прерывистые цепочки рудоносных залежей протяженностью от 0,1 до 1,3 км и включают железные руды, кремнисто-железистые, железисто-кремнистые породы и эдафогенные брекчии, состоящие из обломков ги-

пербазитов и габброидов. Железные руды содержат в среднем (в вес. % по 22 обр.):  $SiO_2$  - 16,6,  $TiO_2$  - 0,2,  $Fe_2O_3$  - 60,2,  $FeO$  - 6,8,  $MnO$  - 1,0,  $MgO$  - 1,8,  $CaO$  - 2,8,  $Na_2O$  - 2,92,  $K_2O$  - 0,57,  $P_2O_5$  - 0,16. Формирование рудоносных отложений происходило в глубоководных участках морского бассейна, в условиях расчлененного рельефа дна, сложенного гипербазитами и габброидами. Вынос рудных компонентов осуществлялся эвогаляциями, связанными с девонским инициальным вулканизмом. Наиболее значительные рудопроявления приурочены к базальным частям разреза надирканской свиты, что следует связывать с особенностями флюидного режима эвогаляций, предшествовавших излияниям пикритовой магмы.

Петлагические эвогаляционно-осадочные марганцево-железорудные образования офиолитовой ассоциации Южной Ферганы генетически связаны, главным образом, с ультрамафитовым (пикритовым) вулканизмом.

Московский госуниверситет, ИЛСАН СССР,  
Москва.

И. П. Илупин, Э. А. Ланда

#### СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ КИМБЕРЛИТОВ И МЕЙМЕЧИТОВ

1. Кимберлиты четко отличаются от меймечитов по общим петрохимическим особенностям. Меймечиты - ультраосновные породы. Кимберлиты - породы, переходные от ультраосновных к фосфатно-карбонатным.

2. Кимберлиты и меймечиты сравнительно с другими ультрамафитами аномально, на уровне щелочных вулканитов, обогащены литофильными элементами (в том числе тугоплавкими), отношения содержаний которых отклоняются от хондритовых. Общий уровень накопления этих элементов в кимберлитах заметно выше, чем в меймечитах.

3. Кимберлиты сравнительно с меймечитами обеднены никелем, хромом, кобальтом, особенно низки в них отношения никель/магний, хром/магний и т.п.

4. Важным индикаторным отношением является величина - низкая (1-2) в кимберлитах, высокая (9-10) в меймечитах. Кимберлитовое значение отношения характерно для щелочных вулканитов Севера Сибири и некоторых других регионов, меймечитовое - для щелочных вулканитов ряда регионов.

5. Величина  $Ca/P_2O_5$  оказывается очень близкой у кимберлитов, меймечитов и щелочных вулканитов Севера Сибири.

6. Принимая, что величина  $Ca/P_2O_5$  характеризует источник магматических расплавов, а величина  $Zr/Nb$  - степень его плавления, можно полагать, что меймечиты и кимберлиты образовались в связи с близкими по составу аномальными мантийными субстратами, но при разных степенях их плавления.

ЦНИГРИ, Москва;  
ВСЕГЕИ, Ленинград.

А.Д.Харькив, А.А.Вишневецкий

#### КСЕНОЛИТЫ ШПИНЕЛЬСОДЕРЖАЩИХ ГИПЕРБАЗИТОВ, ИХ КЛАССИФИКАЦИЯ И СВЯЗЬ С АЛМАЗОНОСНОСТЬЮ КИМБЕРЛИТОВ

Детальное изучение минерального состава большого количества шпинельсодержащих ксенолитов из кимберлитов позволило выделить следующие их типы:

- собственно шпинелевые гипербазиты (без граната),
- гранатизированные шпинелевые гипербазиты,
- шпинель-гранатовые гипербазиты.

Ксенолиты первого типа представлены лерцолитами (ол+рп+кп+шп), верлитами (ол+кп+шп), гарцбургитами (ол+рп+шп) и дунитами (ол+шп). Состав шпинели весьма разнообразен и зависит от минерального и химического состава вмещающей ее породы, а содержание ее изменяется от 1 до 10%, составляя в среднем 2-4%. Оливин представлен форстеритом, а пироксены - энстатитом и диопсидом.

Гранатизированные шпинелевые перидотиты широко распространены в кимберлитах трубки "Обнаженная". Гранат в них развивается за счет хромшпинелидов, образуя тонкие реакционные каймы вокруг последних. Шпинель представлена средне- и низко-

хромистыми разностями, из-за чего гранат тоже содержит незначительные (1-2%) количества  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ .

Классификация шпинельсодержащих ксенолитов из кимберлитов

Фашия глубин- ности (по В.С.Со- болеву и др. /1972/)	P, кбар при T = 1000°C	Гипербазиты		Базит-гипербазиты	
		с грана- том	без гра- ната	с грана- том	без гра- ната
Шпинель- пироксе- новая	7		Лерцолиты		Лерцолиты Энстатиты Вебстериты
Шпинель- пиропов- вая	17	Лерцолиты гранатизи- рованные	Лерцолиты	Диопсидиты Энстатиты Вебстериты Верлиты	Диопсидиты Энстатиты Вебстериты Верлиты
Гроспиди- товая	22	Лерцолиты Алькремиты	Лерцолиты	Диопсидиты Энстатиты Вебстериты Верлиты	Диопсидиты Энстатиты Вебстериты Верлиты
Козсито- вая	34	Катаклази- рованные перидотиты	Равномерно- зернистые дуниты и гарцбургиты		
Алмаз- пиропов- вая	40	Дуниты Гарцбургиты	Дуниты Гарцбургиты		

Ксенолиты шпинель-гранатовых гипербазитов в количественном отношении значительно преобладают над ксенолитами первых двух типов. Среди них выделяются: а) алмазонасные и потенциально алмазонасные и б) неалмазонасные. Первые сложены в основном  $\text{Mg}$ -оливином, содержание пироксенов шпинели и граната незначительно. Хромшпинелид двух морфологических типов: 1) одиночные кристаллы октаэдрической либо изометрически неправильной формы и 2) в виде симплектитовых сростков с ортопироксеном. В обоих случаях содержание  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  в минерале исключительно высокое (> 62 мас.%). Гранат высокохромистый со значительным содержа-

нием кноррингита ( $> 10$  мол.%). Большинство неалмазоносных гранат-шпинелевых ксенолитов также принадлежит к высокомагнетизальным (существенно оливиновым) породам; пироксеновые парагенезисы редки. Состав граната и хромшпинелида варьирует в широких пределах, особенно по содержанию  $Cr_2O_3$ . Содержание кноррингита в гранате не превышает 10 мол.%, а концентрация  $Cr_2O_3$  в шпинелиде менее 62 мас.%

Рассмотрение шпинелевых гипербазитов из кимберлитов будет неполным, если не упомянуть о шпинельсодержащих келифитовых парагенезисах. Образование последних связано с плавлением граната в условиях высоких  $P$  и  $T$  и последующей раскristаллизацией образовавшихся микропорций расплава. Минеральный состав келифитов: шпинель, клино- и ортопироксен, слюда, амфибол, хлорит, серпентин, карбонаты. Состав минералов исключительно разнообразен и целиком зависит от состава замещаемого ими граната.

Изучение более 5 тыс. ксенолитов глубинных пород из различно алмазоносных кимберлитовых тел Якутии и Африки показало следующее: 1) в алмазоносных трубках повышено количество ксенолитов с высокохромистым шпинелидом; 2) в низкоалмазоносных и неалмазоносных кимберлитах резко возрастает доля шпинелевых перидотитов с низкохромистым высокоглиноземистым шпинелидом; в пределах Якутской алмазоносной провинции от центральных ее районов к северным в кимберлитах существенно возрастает содержание ксенолитов малоглубинных шпинелевых лерцолитов и гранатизированных разностей этих пород; 4) в африканских кимберлитах повышено содержание шпинелевых ксенолитов небольших глубин и крайне редки гранатизированные перидотиты.

ЦНИГРИ, Москва;

Институт геохимии и физики минералов АН УССР, Киев.

И. А. Малахов, Ю. П. Любимцева

#### ИСПОЛЬЗОВАНИЕ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ГЕНЕТИЧЕСКОЙ ПРИНАДЛЕЖНОСТИ КИМБЕРЛИТОВ И ПИКРИТОВ ТИМАНА И УРАЛА

Полученные за последние годы обширные сведения по содержанию и характеру распределения редкоземельных элементов (РЗЭ)

в ультрамафитах свидетельствуют о широких их вариациях. При этом, если в мантийных реститогенных дунитах и гарцбургитах, в высокотемпературных перидотитах и в метеоритах-хондритах их содержание минимально - до 5 г/т, то в базальтах оно колеблется от 50 до 200 г/т, повышаясь в щелочных их фациях. В алмазонасных кимберлитах Якутии и других регионов содержание РЗЭ обычно колеблется от 150 до 350 г/т, в непродуктивных же кимберлитах и в пикритах оно нередко может достигать 500-600 г/т и даже более. Самые высокие их содержания - от 500 до 3-4 тысяч г/т отмечаются в карбонатитах.

Для оценки потенциальной алмазонасности кимберлитов и близких к ним пород весьма информативен состав редких земель. Так, в алмазонасных кимберлитах Якутии, Южной Африки и Северной Америки доля легких РЗЭ лантан-неодимовой группы обычно составляет 93-95%, содержание же тяжелых лантаноидов эрбий-иттербиевой группы ничтожно мало - 0,3-0,4% от их суммы. Неалмазонасные кимберлиты и пикриты содержат несколько меньше легких лантаноидов - от 86 до 90%, а содержание тяжелых РЗЭ в них соответственно в 2-3 раза выше. Таким образом, если в алмазонасных кимберлитах отношение легких и тяжелых лантаноидов более 300, то в безрудных кимберлитах, пикритах и щелочных базальтах оно обычно колеблется от 30 до 100 и лишь в редких случаях достигает 150.

Не менее информативно при оценке степени рудоносности ультраосновных вулканитов лантан-иттербиевое соотношение, которое в алмазонасных кимберлитах обычно колеблется от 200 до 270, а в безрудных кимберлитах, пикритах, щелочных базальтах и непромышленных карбонатитах постоянно меньше 100, а чаще составляет 40-60. Использование последнего параметра зачастую оказывается даже более эффективным, поскольку эти элементы можно определять эмиссионным спектральным анализом в отмеченных породах без предварительного химического обогащения в них редких земель.

Обобщенные данные по систематическому определению РЗЭ в тиманских ультраосновных вулканитах и результаты спектральных анализов из уральских пород приводятся в таблице.

№ п/п	Порода	Число спектр. опр.	Σ TR, г/т (средн.)	Распределение РЗЭ по группам			Соотнош. легких и тяжелых	La/Yb
				La-Nd	Sm-No	Er-Yb		
Средний Тиман								
I	Базальтоидные кимберлиты	5	376,4	90,2	8,8	1,0	90	64
2	Туфобрекчия кимберлитов	13	215,7	87,4	10,9	1,7	51	31
3	Включения обломков кимберлитов	8	213,8	92,7	5,3	1,1	84	62
4	Слюдяные пикриты	10	308	90,5	8,4	1,1	82	60
5	Флогспитизированные пикриты	2	290,7	90,5	8,3	1,2	75	59
6	Карбонатизированные пикриты	3	273,1	90,5	8,5	1,0	90	82
7	Щебенчатые пикриты	4	84,2	87,9	10,7	1,4	63	57
8	Оталькованный пикрит	1	104,7	89,8	8,8	1,4	64	44
Западный склон Урала								
9	Карбонатизированный пикрит	1	87,1	74,0	22,8	3,2	23	12
10	Карбонатизированный лимбургит	1	87,5	76,6	21,0	2,4	32	19
11	Туфобрекчия лимбургита	1	406	80,4	17,8	1,8	45	32

Как свидетельствуют представленные данные, по соотношению групп легких и тяжелых лантаноидов, а также лантана с иттрием, все изученные разновидности среднетиманских кимберлитов и пикритов относятся к числу безрудных или слабо алмазоносных. Присутствие, однако, во включениях кимберлитов или кимберлитоподобных пород среди слюдяных пикритов Четласского Камня аномально высокого относительного содержания легких лантаноидов при умеренном общем содержании редких земель позволяет их рассматривать как тип, наиболее близкий к алмазоносным кимберлитам, что определяет необходимость их дальнейшего изучения.

Институт геологии и геохимии УНЦ АН СССР,  
Свердловск.

С.И. Костровицкий, Л.В. Фивейская

### ВМЕШТАВЕННАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ КИМБЕРЛИТОВ

Кимберлиты демонстрируют неоднородность состава на разных уровнях вещества: минералогическом, химическом, изотопно-геохимическом. Проявление неоднородности устанавливается в пределах отдельных трубок, кустов трубок, кимберлитовых полей и в целом Якутской провинции.

Изменчивость состава кимберлитов обуславливается как случайными, так и закономерными факторами. К числу случайных факторов следует отнести: 1) разную степень проявления наложенных гидротермально-метасоматических процессов; 2) неравномерный захват кимберлитовым расплавом ксеногенного материала корово-мантийных пород; 3) некоторые особенности формирования магматических очагов кимберлитового расплава, обусловленные локальной гетерогенностью области плавления пород верхней мантии. Закономерными причинами изменчивости состава кимберлита являются: 1) процесс магматической дифференциации кимберлитового расплава, обусловивший эволюционное изменение состава кимберлитов последующих фаз внедрения в пределах сложнопостроенных трубок; 2) причины, обусловившие направленную изменчивость состава кимберлитов в пределах куста трубок и кимберлитового поля; 3) региональная гетерогенность, а также разная глубинность области плавления пород верхней мантии, обусловившие различия

состава кимберлитов центральной и северной периферийной области Якутской кимберлитовой провинции.

Изменчивость кимберлитов в силу случайных причин находит отражение в широких вариациях содержаний карбонатной составляющей, содержаний таких окислов, как  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ , содержаний щелочно-земельных, редкощелочных, редкоземельных элементов, а также вариации изотопного состава  $\text{C}$ ,  $\text{O}$ ,  $\text{H}$ ,  $\text{Sr}$  и  $\text{Pb}$ . Закономерная составляющая изменчивости может быть выявлена лишь при рассмотрении компонент кимберлита, не подверженных или мало подверженных воздействию вторичных процессов. К таким компонентам относятся акцессорные протоминералы: гранат, пикроильменит, хромшпинелид, так называемые показательные окислы —  $\text{TiO}_2$ ,  $\Sigma \text{FeO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  (?), а также микроэлементные группы железа (?).

Для кимберлитов, слагающих сложностроенные трубки, от начальных фаз к конечным характерно постепенное понижение железистости, титанистости, щелочности и соответствующее снижение концентрации пикроильменита. Предположительно эволюционирует и валовый состав протоминералов, в том числе основного порообразующего минерала — оливина и пикроильменита, в сторону общего возрастания магнезиальности этих минералов. Как частный пример закономерной изменчивости кимберлитов в пределах поля трубок следует считать линейную зональность Далдынского и Алакитского полей, которая обнаруживается по распределению содержаний  $\text{TiO}_2$  и  $\Sigma \text{FeO}$  в кимберлитах, по распределению отношений весовых количеств пикроильменита к пиропу.

Институт земной коры СО АН СССР,  
Иркутск.

И.А.Малахов, О.Б.Сустава

#### ОЦЕНКА УСЛОВИЙ СТАНОВЛЕНИЯ КИМБЕРЛИТОВ И ПИКРИТОВ СРЕДНЕГО ТИМАНА ПО СОСТАВУ ТИПОМОРФНЫХ МИНЕРАЛОВ

С помощью микросонда выполнено свыше 70 определений состава типоморфных минералов.

Среди гранатов пиральспитового ряда выделяются хромистые и бесхромистые разновидности. Хромистые чаще всего встречаются

ся в кимберлитовой туфобрекчии, реже среди базальтоидных фаций кимберлитов, во включениях обломков кимберлитов в слюдяных пикритах Четласского Камня и в трубчатых телах ультраосновных вулканитов в верховьях р.Мезени, где они встречаются спорадически и имеют вероятно ксеногенное происхождение. Состав их стабилен и идентичен гранатам из лерцолитовых массивов прикорневых зон: содержание нормативного пирропа — 68–72%, кноррингит отсутствует. Это свидетельствует об их принадлежности к неалмазоносному лерцолитовому парагенезису. Бесхромистые гранаты наиболее характерны для минеральных парагенезисов пикритов. Они содержат 10–40% нормативного пирропа, что свойственно гранатам из метаморфических эклогитов.

Моноклинные пироксены в кимберлитовых брекчиях чаще всего представлены барофильными маложелезистыми хромдиопсидами и омфацитами эклогитового происхождения — с высоким содержанием натрия и алюминия. На основе термометра Бойда определена температура их образования: 1050–1300°C, по соотношению в пироксенах алюминия в различных координациях давление составляет 20–35 кбар, то есть отвечает графит-пирроповой фации глубинности.

В пикритах района Четласского Камня клинопироксены обычно представлены титан-авгитами и авгитами, обладающими более железистым и глиноземистым составом и низким содержанием щелочей. Они кристаллизовались при 900–1050°C и давлении 7–23 кбар. Верхний предел расчетных давлений соответствует условиям кристаллизации вкрапленников, а нижний — образованию их в составе основной массы. Встречающиеся иногда в пикритовых штоках и дайках в верховьях р.Мезени и в бассейне р.Визинги хромдиопсиды, отвечающие по расчетным P–T параметрам пироксенам кимберлитов, имеют, по всей вероятности, ксеногенное происхождение и связаны с находящимися здесь включениями гранатовых перидотитов.

Оливины из пикритовых вкрапленников и кимберлитовых включений среди слюдяных пикритов содержат 8–12% Fe, в основной массе — до 19%. На основе использования никель-магниевого отношения в оливинах как термометра температура их кристаллизации оценивается интервалом от 1100 до 1320°C. Интересно, что

наиболее магнезиальные оливины (8–9%  $Fa$ ) в пикритовых вкрапленниках перекристаллизованы и содержат заметно меньше никеля.

Определения состава хромшпинелидов свидетельствуют о более глиноземистом и низкохромистом их составе в пикритах по сравнению с кимберлитами. В отличие от практически безтитанистых шпинелей из дунитовых и лерцолитовых включений хромшпинелиды кимберлитов и пикритов содержат 0,5–0,8%  $TiO_2$ .

На основе использования модернизированного нами термометра Фабри установлена температура оливин–хромитовых равновесий в кимберлитах в диапазоне от 1000– до 1200°C, а для пикритовых вкрапленников – от 1200 до 1270°C. В соответствии с предложенным А.А. Маракушевым /1983/ методом оценки давлений для шпинелей по их составу, установлено, что кристаллизация хромшпинелидов в тиманских кимберлитах происходила при давлении 25–30 кбар, а мелких их включений в ранних оливиновых вкрапленниках пикритов – 25–28 кбар.

Институт геологии и геохимии УНЦ АН СССР,  
Свердловск.

В.П. Серенко, Е.Е. Лазько

#### ГРАНАТОВЫЕ ПИРОКСЕНИТЫ ИЗ КИМБЕРЛИТОВ – НОВЫЙ ТИП МАНТИЙНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ ?

В числе разнообразных глубинных ксенолитов в кимберлитах Якутии в небольшом количестве встречаются гранатовые пироксениты (П) – вебстериты, орто- и клинопироксениты. Среди них наиболее широко распространены гранатовые вебстериты, однако они составляют лишь первые проценты от общего количества глубинных ксенолитов. Породообразующие минералы П представлены моноклинным (5–60 об.%) и ромбическим (10–90) пироксенами и гранатом (до 80%). Среди П распространены как типичные грубозернистые, по А. Николю (панидиоморфнозернистые, протогранулярные), так и своеобразные порфириовидные породы, строение которых определяется присутствием кристаллов ромбического или моноклинного пироксена размером до 2 см и мелких зерен граната в интерстициях, вплоть до образования друзитовидных агрегатов. Химизм П зависит от соотношений породообразующих минералов и

состава последних. Для гранатов характерны широкие вариации содержаний  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (0,3–5,3 вес.%) и  $\text{CaO}$  (3,0–7,0 вес.%), высокая железистость – до 50%. В клинопироксенах установлены переменные количества глинозема (1,0–8,0 вес.%) и окиси натрия (0,5–4,9%),  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  – до 1,0–1,5 вес.%, железистость меняется в пределах 2–15%. Ортопироксены преимущественно являются бронзитами (железистость до 25%) с незначительным содержанием глинозема, окиси и окиси хрома. В целом породообразующие минералы ПП наиболее железисты среди всех типов ксеногенных ультрамафитов в кимберлитах Якутии, что особенно характерно для образцов из трубки Удачная. Специфика ксенолитов отражается и в валовом составе. ПП содержат много кремнезема, глинозема, щелочей, железа,  $\text{TiO}_2$  и  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  при значительных вариациях  $\text{CaO}$  и  $\text{MgO}$ . На распространенных петрохимических диаграммах они занимают промежуточное положение в непрерывном ряду составов от гранатовых перидотитов до эклогитов. Расчет параметров равновесия отдельных ксенолитов показывает, что ПП в целом несколько менее высокотемпературны в сравнении с перидотитами, а по давлению охватывают почти весь интервал значений, в котором равновесны гранатовые ультрамафиты и эклогиты, в том числе алмазоносные. Непрерывность составов и свойств глубинных ассоциаций в ряду гранатовые перидотиты – гранатовые пироксениты – эклогиты указывает, что происхождение этих пород может быть связано с каким-то единым направленным процессом, в котором формированию ПП, слагающих среднюю часть ряда, принадлежит ключевая роль. В качестве такого процесса рассматриваются глубинно-магматическое происхождение всей серии пород от перидотитов до эклогитов или частичное плавление гранатового перидотита с последующей кристаллизацией выплавов в виде пироксенитов и эклогитов, осложняющейся явлениями кристаллизационной дифференциации. Новые взгляды на природу кимберлитовых эклогитов как изначально коровых пород, геохимические особенности глубинных ксенолитов и экспериментальные данные, показывающие, что состав частичных выплавов из гранатовых перидотитов далек от составов любых ПП, заставляет искать иные решения. Переходный характер ПП позволяет предполагать, что многие из них могут быть продуктом твердофазовых реакций на контакте погружающихся эклогитовых блоков и вмещающих гранатовых перидо-

титов в области стабильности граната в верхней мантии, подобно образованию реакционных пироксенитов в коровых габбро-гипербазитовых ассоциациях. Необходимым условием такого процесса является высокая температура, т.е. глубинность последнего и присутствие свободного водного флюида. В рамках предлагаемой модели III являются мантийными ультрамафитовыми биметасоматитами, возникающими при высоких T и P в результате обмена веществом между эклогитами и гранатовыми перидотитами.

Якутский отдел комплексных исследований  
алмазных месторождений ЦНИГРИ, Мирный;  
ИГЕМ АН СССР, Москва.

Н.В.Владыкин

### ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЛАМПРОИТОВ МУРУНСКОГО МАССИВА

Лампроиты – редкая разновидность калиевых щелочно-ультраосновных пород. Эти породы известны в Австралии, Испании, США, Гренландии и др. регионах. В СССР лампроиты впервые обнаружены автором в Мурунском ультращелочном массиве /Владыкин, 1983/.

Систематика пород лампроитовой группы разработана довольно слабо /Щелочные породы, 1976/, поэтому в каждом регионе эти породы имеют собственные названия. Так, в Австралии выделены фипроиты, мамилиты, седриситы, волжидиты, лейцитовые лампроиты, в США – вайомингиты, орендиты, мадупиты, в Испании – хумилиты, канкалиты, фортуниты, вериты и т.д. В Мурунском массиве нами обнаружены две разновидности лампроитов: оливинсодержащие лампроиты и рихтеритовые лампроиты.

Химический состав оливинсодержащих лампроитов:  $SiO_2$  43,10–45,47,  $TiO_2$  0,92–1,10,  $Al_2O_3$  6,17–8,60,  $Fe_2O_3$  5,70–7,26,  $FeO$  4,43–6,00,  $MnO$  0,15–0,26,  $MgO$  12,59–14,64,  $CaO$  7,43–9,68,  $BaO$  0,11–0,32,  $SrO$  0,23–0,35,  $K_2O$  6,02–7,89,  $Na_2O$  1,54–2,09,  $P_2O_5$  1,64–2,14,  $CO_2$  0,74–1,69,  $F$  0,30–0,58,  $H_2O$  1,64–2,54. Оливинсодержащие лампроиты Муруна по химическому составу близки к волжидитам Австралии. Волжидиты Мурунского массива сложены вкрапленниками оливина (м.б. ксенокристами), железистого флогопита, диопсида, апатита и рудного ми-

нерала. Раскристаллизованная основная масса представлена агрегатом диопсида, тетраферрифлогопита, апатита, калишпата и кальцита.

Химический состав рихтеритовых лампроитов:  $SiO_2$  52,00,  $TiO_2$  0,72,  $Al_2O_3$  11,83,  $Fe_2O_3$  4,33,  $FeO$  3,25,  $MnO$  0,11,  $MgO$  6,46,  $CaO$  6,17,  $BaO$  0,28,  $SrO$  0,16,  $K_2O$  10,10,  $Na_2O$  1,50,  $P_2O_5$  0,68,  $F$  0,40,  $H_2O$  0,30,  $CO_2$  2,35. Рихтеритовые лампроиты сложены вкрапленниками железистого флогопита, калиевого рихтерита и реже оливина, полностью замещенного тетраферрифлогопит-рихтеритовым агрегатом. Раскристаллизованная основная масса состоит из К-полевого шпата, слюды, пироксена, рихтерита и кальцита. На диаграмме  $K_2O-SiO_2$  точки составов лампроитов Муруна попадают в область составов лампроитов из Австралии и США. Волжидиты Мурунского массива отличаются от австралийских более низкими концентрациями  $Ti$ ,  $K$ ,  $Ba$  и  $H_2O$  и повышенными содержаниями  $Ca$ ,  $Mg$  и  $Fe$ . Для всех известных лампроитов характерны высокие содержания калия, при низком натрии и повышенные концентрации  $Ti$ ,  $Ba$ ,  $Sr$ ,  $P$ . В изученных лампроитах уровни концентраций  $Rb$ ,  $Sr$ ,  $Cr$  соизмеримы с лампроитами Австралии, а содержания  $Nb$ ,  $Zr$ ,  $Ni$ ,  $Ba$  несколько ниже австралийских и близки к лампроитам Испании. В слюдах из лампроитов обнаружено до 0,5%  $Cr_2O_3$ . Наклон кривых спектра  $tr$ , нормализованных по хондриту, в лампроитах Муруна более пологий, чем в лампроитах Австралии. В изученных породах не наблюдается европиевой аномалии.

Изученные лампроиты пространственно и генетически связаны с Мурунским ультракалиевым щелочным массивом.

Институт геохимии СО АН СССР,  
Иркутск.

А.Е.Воронцов, А.А.Амиржанов

#### УЛЬТРАБАЗИТЫ В РУДОНОСНЫХ ДИАТРЕМАХ ТУНГУССКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

В пределах Тунгусской синеклизы, особенно в ее бортовых частях, широко развиты диатремовые образования. В них нередко локализуются месторождения магнетитовых, сульфидно-магнетитовых, карбонатно-магнетитовых, сульфатных руд и исландского

шпата. Среди разнообразных, нередко взаимоисключающих представлений, чаще происхождение диатрем и приуроченных к ним полезных ископаемых традиционно связывается с трапповым вулканизмом. Оценка новых данных по составу и условиям формирования пород диатрем затруднена с позиции существующих гипотез и приводит к необходимости поиска новых подходов в разработке генетических представлений.

Выявлено, что первичным субстратом оливинсодержащих пород, ранее выделенных в особый генетический тип "автореакционных магнезиальных скарнов", были ультраосновные породы с пикроильменитом, близким по составу и свойствам пикроильмениту из кимберлитов, и обладающие сходством изотопного состава с, о, Sr с карбонатитами и кимберлитами. Они наблюдаются в виде "цементирующей" основы брекчированных пород, в том числе гранат-пироксеновых ("автореакционных известковых скарнов"), или образуют отдельные тела мощностью до 40-45 м. Главными петрохимическими особенностями выявленных ультраосновных пород является близкое к единице отношение  $SiO_2/MgO$ , преобладание  $Fe^{3+}$  над  $Fe^{2+}$ , обусловленное наличием магнетита и гематита. Кроме серпентинизации в них часто наблюдаются более поздние интенсивные процессы магнетитизации и карбонатизации, отмечаются случаи образования по ним "вторичных" оливинитов. При интенсивной магнетитизации ультраосновные породы становятся вкрапленными или, при наличии обломков, брекчиевыми рудами.

Установлено, что формирование гранат-пироксеновых и гранат-пироксен-воластонитовых метасоматитов в обломках происходит на фоне серпентинизации цементирующих ультраосновных пород и тесно сопряжено с пироксенизацией, амфиболизацией и хлоритизацией последних. По геологическим условиям нахождения и процессу образования эти метасоматиты обнаруживают большое сходство с родингитами.

В рудоносных диатремах обнаружены щелочные базальтоиды натриевой и калиевой серий. Причем по ряду петрохимических признаков они обнаруживают родство как с щелочно-базальтоидными, так и с щелочно-ультраосновными комплексами пород.

Новые данные по вещественному составу рудоносных диатрем Тунгусской синеклизы показывают, что процессы петро- и рудоген-

неза в них гетерогенны и тесно сопряжены с ультраосновными и щелочными базальтоидными расплавами и их постмагматической деятельностью. Отсутствие существенной постмагматической минерализации в диатремах, выполненных только вулканитами трапповой формации, подтверждает такое заключение. Вместе с тем, представляется возможным связывать наиболее поздние этапы минералообразования (галлоидный и сульфатный) в диатремах с подъемом в них высококонцентрированных рассолов кембрийских отложений.

Рудоносные диатремы обнаруживают сходство, а возможно и генетическое родство, с кимберлитоносными диатремами. Оба типа диатрем, обладая определенной аналогией в минеральном составе, имеют ряд близких геохимических характеристик. Кроме сходства изотопного состава по  $S$ ,  $O$  и  $Zr$ , они также четко фиксируются аномальными концентрациями  $U$ ,  $Th$ ,  $K$  по отношению к вмещающим породам, в том числе и к трапповым. Алмазонасные кимберлиты и брекчиевые породы рассматриваемых диатрем практически не отличаются по содержанию ( $г/т$ ) и соотношению  $U$  и  $Th$ , составляя соответственно:  $U - 2,05$  и  $2,17$ ,  $Th - 6,11$  и  $7,07$ ,  $Th/U - 2,9$  и  $3,2$ .

Институт геохимии СО АН СССР,  
Иркутск.

Древние (дорифейские)  
ультрабазиты

О. М. Глазунов, М. А. Горнова

ОСОБЕННОСТИ ГЕОХИМИИ И РУДОНОСНОСТИ УЛЬТРАМАФИТОВ АРХЕЯ

Архейский этап развития характеризуется сравнительно нешироким латеральным проявлением и ограниченным набором ультрамафитов. Они не обнаруживают четкой приуроченности к линейным структурам, залегают в гранулитах, облекая гранито-гнейсовые купола, в пределах щитов и срединных массивов.

К наиболее глубинным образованиям относятся редко встречающиеся гранатовые перидотиты и пироксениты, в том числе описанные авторами в южных гнейсовых выступах докола Сибирской платформы. Высокая доля пироповой составляющей и типично магматический характер зональности граната, а также низкое содержание алюминия в породообразующем энстатите, тесное срастание хромита и ильменита при прямой корреляции хрома и титана — все это говорит о магматическом генезисе в условиях высокого давления. По химическому составу гранатовые перидотиты и пироксениты сопоставимы с аналогичными породами из включений в кимберлитах, с хондритами и с наибольшей достоверностью отражают химический состав изначальной мантии.

Среди ультрамафитов архея заметное место занимают перидотиты шпинелевой фации. Их геохимические особенности (повышенное содержание тугоплавких и пониженное — легкоплавких элементов по сравнению с хондритами) удовлетворительно объясняются реститовой природой. От альпинотипных и океанических гипербазитов ультрамафиты докембрия отличаются более высокой железистостью, повышенным содержанием литофильных (Ca, Ti, V), щелочных и щелочно-земельных элементов и заметно низким значением Mg, Sr, Ni. Это изменение подтверждает направленную эволюцию состава мантии от докембрия к фанерозою или разную степень ее дифференциации.

Следует отметить пластовые тела серпентинитов, амфиболизированных верлитов со своеобразными геохимическими характеристиками, которые могут быть отнесены к ультраосновным вулканитам.

Высокобарический парагенезис минералов гранатовых ультрамафитов не исключает возможность нахождения в них алмазов, шпинелевые разновидности оказываются перспективными в отношении сульфидно-никелевой минерализации, а вулканиты — в отношении Pt и Au.

Изучение докембрийских ультрамафитов открывает пути для реставрации химической модели протомантии и регионального металлогенического анализа.

Институт геохимии СО АН СССР,  
Иркутск.

Н.Н.Веселовский, Г.П.Шабалин

### О ФОРМАЦИОННОМ СВОЕОБРАЗИИ ГИПЕРБАЗИТОВ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ

Изучение петрохимической изменчивости древних гипербазитов с использованием корреляционного и факторного анализа в модификации главных компонент (МПК) показало существенные различия между раннедокембрийскими существенно гипербазитовыми (ультрамафитовыми) комплексами древних платформ и альпинотипными гипербазитами складчатых областей по структуре корреляционных связей основных петрогенных и рудных элементов /Шабалин, Веселовский, 1982/. Ультрамафитовые комплексы древних платформ названы авторами "кратонотипными" по отчетливой связи их с древними консолидированными структурами (кратонами). Они существенно отличаются от альпинотипных (дунит-перидотитовой формаций) главным образом пониженной магнизиальностью и повышенной щелочностью, титанистостью и глиноземистостью. Железистость по частным анализам может перекрываться, но на уровне средних составов комплексов, пород и минералов (оливинов и ортопироксенов), особенно в никеленосных массивах кратонов, она заметно выше по сравнению с альпинотипными.

Кратонотипные гипербазиты многочисленных комплексов восточной части Балтийского щита, УКЦ, ЮМА и других регионов, ассоциируемые, как правило, с гнейсами и амфиболитами раннего докембрия, изучены крайне неравномерно и явно недостаточно для уверенной формационной типизации. Особенности состава, геолого-структурной позиции, строения и рудоносности не поз-

воляют отождествлять их с гипербазитами дунит-перидотитовой и перидотит-пироксенитовой формаций /Магматические формации..., 1979/.

В отличие от ультрамафитов дунит-перидотитовой формации, образующих линейные пояса протяженностью сотни километров в зонах глубинных (сквозькоровых) разломов, обычно среди эвгеосинклинальных вулканитов спилит-диабазовой формации, гипербазиты раннего докембрия развиты внутри и по границам древних складчатых систем (мегаблоков) в виде скоплений до нескольких десятков мелких тел, локализованных обычно в обрамлении гранито-гнейсовых куполовидных структур. Это бескорневые тела, часто будины линзовидной или близкой к изометрической формы, с размерами на два-три порядка меньшими, чем у типичных массивов дунит-перидотитовой формации, имеющих линзо- или пластобразную форму и большую протяженность по падению. В связи с различным метаморфизмом характерно концентрически зональное строение кратонотипных ультрамафитовых массивов: центральные части тел сложены серпентинизированными и амфиболизированными гарцбургитами и оливинитами, иногда дунитами, пироксенитами и серпентинитами, краевые — в различной степени хлоритизированными, амфиболизированными, оталькованными, карбонатизированными серпентинитами, а приконтактовые — хлорит-амфиболовыми породами. В них менее распространены апогарцбургитовые серпентиниты, которые являются преобладающими породами массивов дунит-перидотитовой формации. Различия в минерогении гипербазитов раннего докембрия и дунит-перидотитовой формации также значительны. С первыми из них связаны небольшие по размерам, но промышленные месторождения сульфидных медно-никелевых руд, антофиллит-асбеста и драгоценных камней (рубина, сапфира, изумруда и др.); во вторых сосредоточены огромные, основные в мире запасы хромита, хризотилового асбеста и талька.

Кратонотипные ультрамафиты с повышенной железистостью имеют некоторое сходство с перидотит-пироксенитовой формацией. Однако типичные комплексы последней представлены трещинными интрузиями небольших размеров и более крупными дифференцированными телами, сложенными серпентинизированными перидотитами и пироксенитами; в некоторых из них известны месторождения продоль-

но-волокнистого хризотил-асбеста. Интрузивы сформированы в краевых частях жесткой геосинклинали рамы и во внешних миогеосинклинальных зонах складчатых систем, т.е. не могут считаться гомологами кратонотипных.

Приведенные сопоставления свидетельствуют о формационном своеобразии гипербазитов раннего докембрия. Учитывая исходное своеобразие химизма и более значительные, часто полиметаморфические преобразования раннедокембрийских гипербазитов, в которых широко развиты регенерированные минеральные ассоциации с искаженным соотношением элементов, рекомендуется для формационной корреляции и типизации различных комплексов более широкое использование методов многомерной статистики, в частности МТК.

Геологический институт КФАН СССР, Апатиты;  
Ленинградский горный институт.

Г.Н.Шабалдин, Н.Н.Веселовский

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ И МИНЕРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ  
СРАВНИТЕЛЬНОГО ПЕТРОХИМИЧЕСКОГО АНАЛИЗА  
ДРЕВНИХ УЛЬТРАМАФИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ

Анализ петрогеохимических особенностей существенно гипербазитовых (ультрамафитовых) ассоциаций Карело-Кольского геоблока и сходных структур раннедокембрийской консолидации (эпипрокембрийских кратонов) в сравнении с альпийскими гипербазитами (АГ) позднего протерозоя — раннего палеозоя (Урало-Монгольского складчатого пояса) проведен на основе метода главных компонент (МТК) с использованием средних составов типичных разновидностей пород и комплексов, включая рудоносные (никель, хром, асбесты и др.).

Наиболее показательные в генетическом и минерагеническом аспектах особенности химизма и корреляционных связей петрогенных и рудных элементов выявляются на факторных диаграммах в координатах I-II и I-III главных компонент (ГК) межрегиональной изменчивости ультрамафитов и их ассоциаций — массивов, комплексов, поясов.

Для ГК I обобщенной выборки характерен сильный антагонизм магния к большинству петрогенных элементов, кроме кремния, и хромуму, что дает основание связать происхождение, основные черты эволюции и минерогенез кратонотипных ультрамафитовых комплексов (КУК) с высокой, хотя и варьирующей, степенью плавления мантийного вещества и магматического фракционирования /Шабалдин и др., 1982, 1983/. Об этом свидетельствуют некоторые особенности химизма КУК, сближающие их с мелапикритоидами, а также корреляционные и компонентные связи элементов, в том числе хрома: обратная с магнием и прямые с железом, кальцием, алюминием и титаном. Последняя является наиболее сильной и показательной в петрологическом аспекте, поскольку характерна для первичных производных мантии /Глазунов, 1983/. Генеральный фактор, или ГК I, отражает, таким образом, существенное различие условий и процессов образования КУК и АГ, особенно на уровне средних составов типичных (дунит-гарцбургитовых) ассоциаций последних, для которых вероятна реститовая природа и специфична наиболее высокая магнезиальность, обусловленная "истощением мантии" в результате базальтоидных выплавов и их фракционирования.

Структура компонентных связей в ГК II позволяет интерпретировать ее как фактор серпентинизации, поскольку максимальные факторные нагрузки здесь имеют степень гидратации и окисления железа, которым противостоят закись железа и кремнезем. Результаты МГК свидетельствуют о необходимости оценки и учета степени и характера серпентинизации, которая нередко игнорируется, при формационно-минерогенетическом анализе не только асбестоносных, но и других гипербазитовых комплексов. Особенности флюидного режима в совокупности с главным фактором (вероятно причинно-следственная связь) определяют разнотипную, в целом, минерогенезу КУК (сульфидно-никелевые руды, антофиллит-асбест, изумруды, рубины, сапфиры) и АГ (хром, платиноиды, силикатно-никелевые руды, хризотил-асбест, жадеит, нефрит и др.), в том числе гидротермально-метаморфогенную, характерную для метаультрамафитов апосерпентинитового ряда. Подтверждается МГК аллохимический характер метаморфизма ультрамафитов, несущих различное асбестовое, эпигенетическое сульфидно-никелевое и комплексное оруденение /Шабалдин, 1983/.

В ГК III максимальные факторные нагрузки приходятся на никель и марганец, которым противопоставлены по знаку хром и щелочи. Последняя ассоциация своеобразна и указывает на существенно магматогенную природу повышенной щелочности некоторых КУК, а также на дифференциацию никеля и хрома в древних ультрамафитах различной тектонической позиции, что согласуется с эмпирическими данными по их рудоносности. На диаграмме I-III ГК отчетливо обособлены поля фигуративных точек никеленосных КУК Кольского полуострова и других кратонов от АГ с хромитовой и различной асбестовой минерацией, что позволяет использовать ее в совокупности с петрографо-минералогическими данными для корреляции и формационно-минерогенического анализа древних ультрамафитов и их ассоциаций, а также для прогнозных оценок малоизученных комплексов.

Ленинградский горный институт;  
Геологический институт КФАН СССР, Апатиты.

А.И. Богачев, А.С. Гришин, М.М. Лавров,  
В.Д. Слюсарев, В.С. Степанов

#### ПРОБЛЕМЫ И ИТОГИ ИЗУЧЕНИЯ УЛЬТРАБАЗИТОВ КАРЕЛИИ

В строении докембрия Карелии выделяются Беломорский, Карельский и Ладожский геоблоки — крупные геологические неоднородности со специфическими чертами литогенеза, магматизма и метаморфизма, а также автономной историей геологического развития. Латеральные границы геоблоков устанавливаются по геолого-геофизическим признакам. По геофизическим материалам можно судить и о разной мощности земной коры геоблоков. Намечаются взаимосвязи между неоднородностями глубинной структуры литосферы и геологическими структурами верхней части разреза, в частности, с особенностями глубинного магматизма.

Ультрабазиты гипербазитового формационного типа развиты в пределах Беломорского и Карельского геоблоков. В Беломорском геоблоке пространственно совмещаются с горизонтами гранатовых амфиболитов и сформировались в период накопления протопород беломорской серии. Они представлены мелкими недифференцированными телами метаоливинитов и метагарцбургитов. В Карельском

геоблоке ультрабазиты ассоциируют с зеленокаменными поясами архея, встречаются среди вулканитов ранних коматит-базальтовых излияний и среди поздних вулканитов основного-кислого состава и терригенных осадков. Представлены метаморфизованными оливинитами, гарцбургитами, верлитами, лерцолитами, порцеланитами.

Для протерозоя, по сравнению с археем, характерно большее разнообразие генетических типов ультрабазитов. С раннепротерозойской (сумийской) активизацией связаны ультрабазиты перидотит-габброноритовой формации, представляющие собой лунит-перидотит-пироксенитовые кумулятивные члены расслоенных интрузий. Эти интрузивы соответствуют известной формации расслоенных базит-ультрабазитовых плутонов консолидированных областей. В Беломорском геоблоке в качестве возможного формационного и возрастного аналога этих образований рассматривается комплекс лерцолитов - габброноритов. Он представлен небольшими слабо дифференцированными телами друзитов и сформирован в условиях повышенных давлений.

Ультрабазиты пикрит-перидотитовой формации суйсария широко развиты в пределах Карельского геоблока преимущественно в зоне сочленения с Беломорским геоблоком. Они образуют изолированные или пространственно совмещенные с габброидами слабо дифференцированные силлоподобные тела плагиоклазосодержащих пироксенитов, лерцолитов, верлитов в толще вулканогенно-осадочных пород ятулия-суйсария и являются комагматами пикритовых вулканитов верхней части разреза толщи.

С формацией щелочно-ультраосновных дифференцированных массивов (Тикшезерский, Елетьозерский) связаны оливиниты и верлиты, являющиеся наиболее ранними дифференциатами.

Завершают ультрабазитовый магматизм Карелии дайки слюдяных пикритов (щелочно-ультраосновной формации) с радиологическим возрастом 1100-1300 млн. лет.

Для рассматриваемых формационных типов ультрабазитов архея - протерозоя основными проблемными вопросами являются: 1 - генезис архейских ультрабазитов и их соотношения с коматитами; возрастные рубежи локализации ультрабазитов; 2 - временные и пространственные соотношения перидотит-габброноритового

магматизма Карельского и Беломорского геоблоков; 3. - генетическая сущность габбро-перидотитовой формации протерозоя; 4 - возраст и тектонический режим формирования щелочно-ультраосновной формации.

Институт геологии КарФАН СССР,  
Петрозаводск.

В. Ф. Смолькин

### ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВОГО МАГМАТИЗМА КАРЕЛЬСКИХ ЗОН (НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ) И РУДОНОСНОСТЬ НА ПРИМЕРЕ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Выделяется четыре этапа (стадии) развития карелид: ранний с толеит-базальтовым, средний преимущественно с андезит-базальтовым и трахибазальтовым, поздний с пикрит-базальтовым и заключительный с андезитовым типами вулканизма.

На основе тесной пространственной связи интрузивов и вулканитов, четкой корреляции их химического состава, принадлежности к единой петрохимической серии, наличия признаков субвулканического характера формирования интрузивов, сходства ранней ильменит-хромитовой акцессорной минерализации и однотипности геохимической специализации выделены вулcano-плутонические ассоциации (ВПА), различающиеся прежде всего металлогенической характеристикой.

Набор и состав подобных ВПА изменяется по мере заложения, развития, консолидации и отмирания карельских зон, что увязывается с увеличением мощности земной коры, уменьшением ее проницаемости и увеличением глубины генерации магмы. Состав пород ВПА последовательно изменяется в направлении увеличения железистости, титанистости, щелочности, никеленосности и фосфоренности, но уменьшения хромитеносности.

На основе выделенных ВПА проведена корреляция интрузивной фации Печенгской, Имандра-Варзутской и Пана-Куоляярвинской зон. В их пределах, а также в ближайшем активизированном обрамлении развиты массивы следующих формаций и комплексов (перечисленные в порядке их внедрения): перидотит-пироксенит-габбро-норитовой, габбро-норит-диоритового комплекса, габбро-пироксенитовой<sup>Ж</sup>,

перидотит-пироксенитовой<sup>ж</sup>, габбро-диабазовой и габбро-верлитовой<sup>ж</sup> (звездочкой отмечены формации, выделенные и изученные автором). Перидотит-пироксенит-габбро-норитовая формация характеризуется медно-никелевым, платиновым и хромитовым оруденением, габбро-норит-диоритовый комплекс — феррохромитовым и титаномagnetитовым, для габбро-верлитовой формации типично сочетание медно-никель-кобальтового оруденения и титанохромитовой-титаномagnetитовой минерализации.

Наиболее продуктивной в отношении сульфидного оруденения является габбро-верлитовая формация, широко развитая на Печенге и обнаруженная в последние годы в Имандра-Варзугской структуре, в ее центральной части. Она формируется в поздний этап развития Печенгской и Имандра-Варзугской зон, пространственно и генетически связана с пикрит-базальтовым вулканизмом и характеризуется повышенной железистостью и титанистостью, щелочностью и никеленосностью. Среди акцессориев обнаружены титанохромит, хромо-титаномagnetит, титаномagnetит, хромистая ульвошпинель и хромистый ильменит, отличающие ее от других формаций. Для лавовых потоков пикритов характерна шаровая отдельность и "спинифекс"-структуры, сближающие их с коматититами архея.

Результаты проведенного анализа противоречат концепции о протоорогенном или протоплатформенном режиме развития карельских зон, но могут быть объяснены последовательным прохождением ими стадий проактивизации протоплатформы и рифтогенеза, геосинклинального прогибания, перерождения в островную дугу и, наконец, стабилизации.

Между архейскими гранит-зеленокаменными поясами и протерозойскими карельскими зонами обнаруживается определенное сходство в значительной мощности общего разреза, сочетании зеленокаменных поясов и гранитных куполов, широком развитии вулканитов коматитового (пикритового), толеитового, андезитового и риолитового рядов, зеленосланцевом характере метаморфизма, ведущей роли сульфидного медно-никелевого оруденения. В то же время установлены и отличия, например, в масштабе проявления ультраосновного магматизма и его составе, что обусловлено поступательным и необратимым изменением строения, состава земной

коры и стиля тектонических движений, а также дифференциацией и истощением мантии.

Геологический институт КФАН СССР,  
Апатиты.

Н.М.Чернышов, В.Л.Бочаров, В.В.Багдасарова

#### ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ И РУДОНОСНОСТЬ УЛЬТРАМАФИТОВ ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

Ультрамафитовые и ультрамафитосодержащие магматические формации широко развиты в докембрийском фундаменте Воронежского кристаллического массива (ВКМ).

Формационные различия ультраосновных пород предопределены химической эволюцией исходного вещества мантии и характером эндогенных режимов формирования коры континентального типа (таблица).

Древнейший на территории ВКМ ультрамафитосодержащий формационный тип связан с режимом раннеархейской кратонизации и образован продуктами примитивной слабодифференцированной мантии. Породы данного типа отличают своеобразный магнезиально-железистый тренд дифференциации, парагенетическая связь с высокожелезистыми толеитами, рассеянная хромитовая и сульфидная никелевая минерализация.

Сложные процессы регенерации земной коры в режиме континентального рифтогенеза сопровождались формированием контрастной вулкано-плутонической ассоциации, включающей коматит-базальтовый и дунит-габбургитовый формационные типы. Ультрамафиты этих типов отражают особые условия магмогенерации в высокотемпературных мантийных очагах, претерпевших частичную дифференциацию в отношении хрома и сульфидного никеля и некоторую деплетированность тяжелыми редкими землями.

В начальный период протоактивизации постархейских консолидированных блоков вследствие интенсивных процессов мантийно-корового энерго- и массообмена формировались преимущественно в восточной части ВКМ интрузивные тела верлит-габбрового формационного типа, ультрамафитовые члены которого характеризуются железисто-известковым петрохимическим трендом.

Формационные типы ультрамафитов ВКМ

Режим, возраст, млрд. лет	Формационный тип (комплекс)	Характерные ассоциации пород	Район распространения	Рудоносность: месторождения (м), проявления (п)	
1	2	3	4	5	
Прогрессивно стабилизирующейся платформы	1,9-1,65	Ультраосновных щелочных пород с карбонатитами (дубравинский)	Пироксениты, силикокарбонатиты, севиты, бефорситы, камафориты, нордмаркиты	Курский мегаблок: Дубрава, Зап.Чернянка, Петровка	Сбён-титано-магнетит-апатитовые руды (м)
	2,3-1,6	Дунит-перидотит-габброноритовый (мамонский)	Дуниты (оливиниты), перидотиты, пироксениты, габбро-нориты, нориты, пиориты	Воронежский мегаблок: Н.Мамон, Подколопновка, Астахово, Артюхово, Анна, Елань, Елка	Сульфидные медно-никелевые и никелевые руды с платинойдами, золотом, серебром (м)
Протсактинизации	2,6-2,3	Верлит-габбровый (шукавский)	Верлиты, клинопироксениты, габбро	Воронежский мегаблок: Шукавка	Не определена

1		2	3	4	5
Энзимического риф-тогенеза	3,0-2,6	Дунит-гарцбургитовый (железногорский)	Дуниты, гарцбургиты	Зеленокаменные пояса КМА: Белгородско-Михайловский и Орловско-Тимский	Хром (п)
		Коматитит-базальтовый (александровский)	Перидотитовые пироксенитовые базальтовые коматититы, телеитовые базальты	Тот же	Предположительно сульфидные никелевые руды австралийского типа /Крестин, 1980/
Нуклеократонизации	3,6-3,0	Перидотит-пироксенит-габброноритовый (бесединский)	Перидотиты (лерполиты), пироксениты, габбро-нориты	Курский и Брянский мегаблоки: Курск, Беседино, Севск	Хром, сульфидный никель (п)

Значительное проявление ультрамафит-мафитового магматизма характерно для субплатформенного и собственно платформенного периодов прогрессивно стабилизирующейся мегаструктуры ВКМ. Никеленосный дунит-перидотит-габбро-норитовый формационный тип представлен последовательно развивающимися глубиннодифференцированными существенно ультрамафитовыми; камернодифференцированными, расслоенными ультрамафит-мафитовыми и в малой степени дифференцированными габбро-норитовыми интрузивными телами, что отражает восходящую миграцию уровней магмообразования к границе мантия-переходный слой.

Завершается развитие региона в раннем докембрии внедрением концентрически зональных интрузий щелочно-карбонатитового формационного типа /Бочаров, 1984/, которым предшествуют образования трапповой формации. Ультрамафит-карбонатитовые тела распространены в пределах древних консолидированных сегментов коры, где локализуются в зонах глубинных разломов, вскрывающих участки аномальной (в смысле обогащения некогерентными щелочными и щелочноземельными элементами, легкими редкими землями, фосфором и титаном) мантии. Как предполагается /Когарко, 1984/, именно "аномальное" состояние мантийных очагов ответственно за генерацию ультраосновных расплавов повышенной щелочности.

Воронежский госуниверситет.

А.Б.Фомин

#### ФОРМАЦИИ УЛЬТРАБАЗИТОВ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ (НА ПРИМЕРЕ УКРАИНСКОГО ШИТА)

Ранний докембрий характеризуется широким разнообразием формаций ультраосновных пород, большинство из которых свойственны только определенным этапам развития земной коры и являются индикаторными. К одному из важнейших критериев при формационном анализе ультрабазитов отнесены генетические признаки. Ультраосновные породы раннего докембрия, в частности вулканиты, большей частью метаморфизованы и поэтому их первичный состав восстановлен.

На Украинском щите распространены гипербазитовая, коматит-базальтовая, габбро-верлитовая, габбро-анортозитовая, габбронорит-гипербазитовая и щелочно-гипербазитовая формации. В состав этих формаций входят как собственно ультраосновные, так и ассоциирующие с ними интрузивные и эффузивные основные породы. Формирование этих формаций связано с различными геодинамическими режимами океанического, переходного и континентального этапов развития земной коры.

Океанический и переходный этапы характеризуются развитием гипербазитовых и коматит-базальтовых формаций. Гипербазитовые формации представлены дунитами, перидотитами, реже пироксенитами. Коматит-базальтовые формации включают образования эффузивной фации - перидотитовые коматиты (кумулятивные и со структурой спинифекс), пикробазальты и базальты, и интрузивной - луниты, перидотиты, пироксениты и габброиды. Гипербазиты, коматиты и базальты океанического этапа являются составной частью офиолитовой ассоциации. С ультрабазитами связаны месторождения хромита. Гипербазитовые тела образовались в результате дробления и перемещения блоков океанической коры, а в Днепровской гранит-зеленокаменной области ультрабазиты, очевидно, представляют собой вещество верхней мантии, выжатое по зонам разломов в осадочно-вулканогенные образования после выплавления базальтов и коматитов. Образования гипербазитовых и коматит-базальтовых формаций океанического и переходного этапов различаются геологической позицией, масштабностью проявления, степенью дифференцированности, особенностями петрографического и химического состава пород.

Формирование ультрабазитовых формаций континентального этапа развития Украинского щита - габбро-верлитовой, габбро-анортозитовой, габбронорит-гипербазитовой и щелочно-гипербазитовой с карбонатитами, происходило в других условиях, характеризовавшихся более мощной консолидированной корой. Эти формации развиты локально, главным образом в связи с глубинными разломами. Ультрабазиты габбро-верлитовой формации представлены оливинитами и верлитами, габбро-анортозитовой - оливинитами, верлитами и плагиоклазовыми перидотитами, габбронорит-гипербазитовой - дунитами и перидотитами, а щелочно-гипербазитовой - оливинитами и мельтейгитами. Каждая из этих формаций ха-

рактируется контрастным петрографическим и химическим составом пород, что обусловлено особенностью их петрогенезиса.

Гипербазитовые и толеит-базальтовые формации обнаруживают сходство с ультрабазитами и базальтами фанерозойских океанических и островодужных офиолитовых ассоциаций. Специфика базит-гипербазитового магматизма раннего докембрия заключается в широком развитии ультраосновных пород коматит-базальтовой формации, что обусловлено тонкой, мобильной корой и высокими температурами процессов магмагенерации, а также габбро-верлитовой, габбронорит-гипербазитовой и габбро-анортозитовой формаций, которые не повторялись на более поздних этапах развития Земли.

Институт геохимии и физики минералов АН УССР,  
Киев.

П. А. Балыкин

#### МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД В ПРОЦЕССЕ СТАНОВЛЕНИЯ ПРОТЕРОЗОЙСКИХ УЛЬТРАБАЗИТ- БАЗИТОВЫХ ПЛУТОНОВ БАЙКАЛО-СТАНОВОЙ ОБЛАСТИ

Протерозойские ультрабазит-базитовые массивы Байкало-Становой области обособляются в две формации: дунит-троктолит-габбровую (ДТГ) и лерцолит-пироксенит-габброноритовую (ЛПН). В плутонах ДТГ формации ультраосновные породы образуют протяженные горизонты, согласно переслаивающиеся с габброидами. В глубоко эродированных плутонах этого формационного типа ультраосновные породы слагают центральные их участки. В массивах ЛПН формации ультраосновные породы встречаются в виде невыдержанных по простиранию прослоев среди оливиновых габброидов, либо образуют неупорядоченные обособления среди них. Эта серия пород прорывается габброноритами и норитами. На контакте этих групп пород развиты реакционные амфиболовые вебстериты.

Согласно произведенным расчетам исходными расплавами для всех массивов являлись высокоглиноземистые субпикритоидные расплавы. Плутоны ДТГ формации формировались из более магниезальных низкощелочных и низкотитанистых субпикритоидных расплавов с низкой концентрацией в них летучих компонентов. образо-

вание горизонтов дунитов в низах расслоенных серий в этих плутонах было обусловлено началом кристаллизации расплавов с выделения оливина. Наличие маломощных прослоев дунитов и перидотитов среди оливиновых габброидов является, скорее всего, результатом саморегулирования процесса направленной кристаллизационной дифференциации с неоднократным сбросом компонентов, избыточных по отношению к котектике плагиоклаз-оливин.

Наличие дунитового ядра в конфокальных глубоко эродированных дунит-троктолитовых массивах более удовлетворительно объясняется дифференциацией высокоглиноземистого субпикритовидного расплава в вертикально протяженной малого поперечного сечения магматической камере. Согласно законам термо- и гидродинамики, в движущейся по трубообразному каналу жидкости неизбежно возникает градиент температуры, давления, вязкости и скорости движения в поперечном сечении потока. При наличии в движущемся потоке жидкости твердых частиц они будут концентрироваться в центральной части трубообразного канала за счет выталкивающих сил, действующих под прямым углом к основному движению от стенок к центру. Такой механизм дифференциации субпикритовидного расплава может обеспечить в конечном счете формирование дунитов в осевой части магматической камеры.

Сложный характер взаимоотношения дифференциатов и специфика их состава в массивах ЛППГ формации, вероятнее всего, обусловлена формированием их в более глубоких условиях или на этапе доминирующего в регионе тектонического режима сжатия из субпикритовидных расплавов, обогащенных титаном, щелочами и летучими компонентами. В этом случае механизм направленной кристаллизационной дифференциации будет усложняться влиянием на процесс кристаллизации конвективных флюидно-магматических потоков в вертикально протяженной магматической камере и неуклонно возрастающих концентраций летучих компонентов в кристаллизующемся расплаве. В такой сложно эволюционирующей магматической системе неизбежна дезинтеграция и частичное повторное плавление ранних дифференциатов плутона кристаллизующимся расплавом, что и явилось причиной наличия в плутонах этого формационного типа двух интрузивных серий пород и пестрой гаммы реакционных и жильных образований.

Институт геологии и геофизики СО АН СССР,  
Новосибирск.

## УЛЬТРАБАЗИТЫ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ И ОФИОЛИТОВЫХ ПОЯСОВ

Всестороннее изучение в разных регионах мира зеленокаменных и офиолитовых поясов позволило установить их размеры, морфологию, выявить слагающие ассоциации пород, определить состав и металлогенические особенности подобных образований.

Анализ литературных данных и собственный фактический материал авторов дает основание считать, что зеленокаменные и офиолитовые пояса — это генетически разнородные структуры, хотя нередко пространственно оближенные. Первичные зеленокаменные пояса — это структуры, присущие фундаменту древних платформ, свойственные одной из самых ранних стадий развития земной коры, имеют относительно небольшую протяженность, слабо вытянуты по простиранию или даже обладают амебовидной формой. Они формируются только на коре континентального типа и их не следует отождествлять, как это делают в настоящее время некоторые исследователи, со сходными образованиями, возникшими в орогенических складчатых структурах. Зеленокаменным поясам, по нашему мнению, противопоставляются офиолитовые пояса. Последние формируются на коре океанического типа и являются одной из главнейших составных частей складчатых областей. Офиолитовые пояса обычно срезают блоки архея, их формирование связывается с глобальными тектоническими процессами, на земной поверхности они выражены в виде строго линейных протяженных зон и неоднократно повторяются в истории развития земной коры. В тех и других поясах наблюдаются многочисленные потоки, покровы, а также протрузивно-интрузивные образования ультраосновного ряда.

Характерной особенностью зеленокаменных поясов является наличие в них эффузивных аналогов ультраосновных пород — коматитов. Потоки коматитовых лав ультраосновного состава встречаются практически во всех раннедокембрийских кратонах. Интрузивные образования зеленокаменных поясов /Конди, 1983/, в составе которых встречаются ультраосновные породы, представлены крупными расслоенными плутонами. Состав главных породообразующих минералов в таких интрузивах очень изменчив. Помимо этого, в зеленокаменных поясах встречаются многочисленные мелкие

тела флогопитизированных ультрабазитов, сложенных преимущественно ромбическим пироксеном и оливином повышенной железистости. Такие породы, по-видимому, являлись наиболее ранней кумулятивной фазой коматиитовых серий, которые для указанных ультрабазитов служили своеобразным интеркумуляусом. Последующие многократные наложенные процессы, в том числе гранитизация, значительно затушевали первоначальные взаимоотношения этих пород.

Ультрабазиты в офиолитовых поясах представлены существенно протрузивными разных размеров телами ультраосновных пород, известных в мировой литературе как альпинотипные гипербазиты. Такие тела, как правило, сложены высокомагнезиальными дунитами и гарцбургитами и почти повсеместно многократно серпентинизированы и перекристаллизованы. Колебания состава породообразующих минералов весьма незначительны. В этом их принципиальное отличие от подобных пород, встречающихся в зеленокаменных поясах.

Ультрабазиты зеленокаменных и офиолитовых поясов имеют близкую металлогеническую специализацию — с теми и с другими связаны месторождения хромитов и платиноидов. Но в них имеются и существенные различия: с ультрабазитами зеленокаменных поясов связаны также месторождения сульфидно-никелевых руд, железа, марганца, а офиолитовых — асбеста, талька, нефрита.

Институт земной коры СО АН СССР,  
Иркутск.

Г. Ю. Боярко, Г. Н. Киселев

АПАТИТОВАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ПОЗДНЕАРХЕЙСКОГО  
БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВОГО МЕДВЕДЕВСКОГО  
МАГМАТИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА (АЛДАНСКИЙ ШИТ)

Породы дунит-пироксенит-габбрового медведевского комплекса представляют собой небольшие тела оливиновых, оливин-пироксеновых, пироксеновых амфиболитов (метаморфизованных аналогов дунитов, лерцолитов и пироксенитов), метаморфизованных габбро, габбро-норитов и норитов, получивших широкое распространение в основании разреза Федоровской свиты желтулинской серии мета-

морфитов архея. Здесь они встречаются в виде согласных с пликвативными структурами силлов, а также секущих дайковых тел. Мощность их от 10 до 200-300 м при протяженности от сотен метров до первых километров. В отдельных случаях они образуют штоки и массивы сложной морфологии площадью 1-10 км<sup>2</sup> (Медведевка, Кабакта). Метаморфизм уровня амфиболитовой фации проявился лишь в виде перекристаллизации пород без существенных изменений минерального состава базит-гипербазитов. Оливино-содержащие разности составляют около 5-10% объема пород медведевского комплекса. В их минеральном составе участвуют: оливин, клинопироксен (салит), железистый флогопит, магматическая шпинель. Постоянно наблюдаются постепенные переходы от лерцолитов к пироксенитам и габбро, обусловленные, соответственно, уменьшением оливиновой составляющей. В минеральном составе пироксенитов принимают участие салит, роговая обманка, олигоклаз, апатит, сфен, магнетит; в габбро - роговая обманка, основной плагиоклаз, апатит, кварц.

На метаультрабазиты накладываются позднеархейско-раннепротерозойские гранитоиды, причем наблюдается использование ими тех же ослабленных проницаемых зон, что и ранние мафиты - конкордантных структур отслоения и дискордантных разрывных нарушений (массив Медведевка). Таким образом, структурное положение пород медведевского магматического комплекса в виде субсогласных и секущих тел близ контакта иенгурской и желтулинской серий, а также отсутствие в них высокометаморфизованных парагенезисов, указывает на формирование ультрабазитов в заключительный этап (но предшествуя процессу гранитизации) консолидации земной коры региона на рубеже 2300-2000 млн. лет.

Пироксениты и габбро, составляющие основной объем пород медведевского комплекса, несут вкрапленную минерализацию первичномагматического апатита. Он присутствует в них постоянно, но распределяется по объему неравномерно - количество минерала варьирует от 3-5 до 25%. Форма проявления апатита в виде зерен размером 0,5-5 мм голубоватого или бледно-зеленого цветов, шпировидных скоплений, гнезд, полос. Содержание  $P_2O_5$  колеблется от 1 до 8-9%, на отдельных проявлениях в среднем составляет: Медведевка - 3,18% (12 проб), Бишь - 3,74% (26 проб), Амурский - 4,47% (14 проб). В участках развития по ме-

табазитам магнезиальных скарнов в локальных зонах перекристаллизации наблюдается резкое обогащение апатитом (содержание  $P_2O_5$  здесь составляет до 16–19%).

Из вторичных изменений пород медведевского комплекса следует отметить процессы серпентинизации оливина и пироксенов, и карбонатизации в виде наложенной вкрапленности и прожилкования. Описание процесса образования карбонатных пород по ультрабазитам на Алданском щите приводится еще Ю.К.Дзевановским /1972/. В случае же первичной апатитовой специализации базитов медведевского комплекса при их избирательной карбонатизации формируются апатит-карбонатные метасоматиты селигдарского типа. Подобную схему образования имеют апогипербазитовые апатит-карбонатные метасоматиты Северного Кавказа /Афанасьев и др., 1976/.

ИГО "Якутскгеология".

В.Н.Мошкин

#### УЛЬТРАМАФИТЫ И СВЯЗАННАЯ С НИМИ РУДОНОСНОСТЬ ГЛАВНЫХ АНОРТОЗИТСОДЕРЖАЩИХ ФОРМАЦИЙ ДОКЕМБРИЯ КОНТИНЕНТОВ

В докембрии континентов выделяются четыре главных анортозитсодержащих формации – анортозитовая, габбро-анортозитовая, метаперидотит-габбро-анортозитовая и ортопироксенит-анортозит-габброноритовая, различающиеся между собой по особенностям состава, строения, тектонической позиции, условиям образования и месту в истории развития земной коры /Мошкин, 1982/.

Ультрамафитовые породы, нередко содержащие крупные промышленные концентрации  $Ti$ ,  $V$ ,  $P$ ,  $Cr$ ,  $Pt$ ,  $Fe$ , являются непременными членами анортозитсодержащих формаций, но их относительный объем, особенности состава, место в структуре интрузивных тел и рудоносность для каждой из этих формаций характеризуются своей спецификой.

Ультрамафиты анортозитовой формации, петротипом которой является првеннеджугжурский и адирондакский комплексы, составляют не более 1% от общего объема массивов и представлены линзами и жилами умеренно-железистых ортопироксенитов и вебстеритов и пласто-, линзо- и штокообразными телами высокожелезистых

апатит-ильменит-титаномагнетитовых перидотитов и реже сплошных апатит-ильменит-титаномагнетитовых и ильменит-титаномагнетитовых руд.

Ультрамафиты габбро-анортозитовой формации (петротипические комплексы - коростеньский, рижский, ларами), занимающие 3-5% объема изученных частей массивов, представлены линзо- и пластообразными телами перидотитов и полевошпатовых перидотитов, высоко-железистых в верхних зонах массивов и умеренно-железистых - в более глубоких их горизонтах. Встречаются также умеренно-железистые оливиниты, форма залегания которых неясна, и линзы и жилы сплошных ильменит-титаномагнетитовых руд.

В метаперидотит-габбро-анортозитовой формации (петротипы - комплексы фискенессет и ситтампунли) ультрамафиты, среди которых преобладают амфиболсодержащие перидотиты и реже дуниты, пироксениты и хромититы, составляют 10-15% объема пластообразных обычно хорошо расслоенных тел. За исключением хромититов все ультрамафиты в основном концентрируются в нижних зонах тел, тогда как хромититы, образующие прослои до 20 м мощностью, приурочены исключительно к верхним анортозитовым зонам.

Ультрамафиты ортопироксенит-анортозит-габбро-норитовой формации, петротипами которой являются стратиформные базитовые комплексы Бушвельд и Стиллутер, слагают 15-25% объема тел. Они представлены пластами ортопироксенитов, серпентинитов, гарцбургитов, дунитов и хромититов, концентрирующихся в основном в нижних зонах расслоенных тел, и вебстеритов и магнетититов, приуроченных к их верхним зонам.

Дуниты, пироксениты и магнетититы встречаются также в виде секущих трубок. Отмечается закономерное изменение минерального и химического состава ультрамафитов в зависимости от их положения в структуре тел. Ультрамафиты нижних зон характеризуются низкой железистостью и в ряде случаев промышленными концентрациями хрома, никеля и платины, а верхних зон - повышенной железистостью и промышленными концентрациями  $Ti$ ,  $V$  и  $Fe$ .

Между ультрамафитами анортозитсодержащих формаций выявлены значимые различия по ряду петро- и геохимических параметров ( $f$ ,  $f_0$ ,  $K/Rb$ ,  $Cr/V$ ,  $Ni/Co$  и др.) и составу минералов, что является, по-видимому, следствием различий в их пет-

рогенезисе. В образовании ультрамафитов анортозитовой формации, становление которой проходило в глубоких зонах земной коры, важную роль играли процессы метасоматоза. В генезисе ультрамафитов остальных из рассмотренных формаций, становление которых имело место в верхних зонах земной коры, определяющую роль играли сложные процессы магматической дифференциации исходных расплавов состава высокоглиноземистых (для габбро-анортозитовой) и толеитовых (для метаперидотит-габбро-анортозитовой и ортопироксенит-анортозит-габбро-норитовой) базальтов.

По многим существенным признакам ультрамафиты анортозит-содержащих формаций отличаются от ультрамафитов альпинотипного ряда.

ВСЕГЕИ,  
Ленинград.

И.Н. Дагелайская

#### УЛЬТРАМАФИТОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ГРУППЫ АВТОНОМНЫХ АНОРТОЗИТОВ

1. В составе комплексов, относимых к анортозитовой и габбро-анортозитовой формациям и объединяемых в группу автономных анортозитов, ультрамафитовые образования характеризуются рядом специфических особенностей, отличающих их от ультрамафитов, генетически связанных с типичными стратиформными комплексами, где анортозиты количественно резко подчинены габброидным разновидностям.

Ультрамафитовые породы в анортозитах, в отличие от таковых в стратиформных интрузиях, представлены наиболее железистыми и титанистыми разновидностями в составе комплексов и являются наиболее поздними их образованиями.

2. Ультрамафитовые ассоциации архейской катазональной анортозитовой формации, приуроченной к гранулит-базитовым комплексам, образовались в два этапа их преобразования: при ультраметаморфической анортозитизации и последующей гранитизации. Эти процессы обусловили переконцентрацию ряда компонентов (  $т_1$ ,  $г_е$ ,  $р$  ) и осаждение их в зонах базификации с образованием ультрамафитов. Широкое развитие таких процессов

проявлено в пределах Джугджуро-Становой зоны, где ультрамафи-ты, представленные полевошпатовыми рудными перидотитами или пироксенитами в составе анортозитовых массивов, тесно ассоциируют с кристаллическими сланцами основного состава, габброидами и мангеритами. Они образуют пластовые и линзовидные тела или (реже) встречаются в виде жил и штокообразных тел в ослабленных зонах среди анортозитов.

3. В составе габбро-анортозитовой формации ультрамафи-ты составляют 1-2% площади комплексов и обычно ассоциируют с габброидами, относящимися к поздним фазам внедрения интрузий, образуя среди них пластовые и шпирообразные обособления.

4. По составу ультрамафи-ты группы анортозитовых формаций близки. Они представлены полевошпатовыми перидотитами (верлитами), полевошпатовыми клинопироксенитами или габбро-перидотитами. Характерной особенностью их состава является резкое преобладание моноклинных пироксенов (ферроавгитов, геденбергитов, титанистых авгитов), постоянное присутствие рудных минералов - ильменита и титаномагнетита, количество которых достигает 30-40%, часто присутствует апатит. Ультрамафи-ты характеризуются высокой железистостью минералов и пород, высоким (до 30%) содержанием  $\text{TiO}_2$ , повышенным  $\text{P}_2\text{O}_5$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и низким  $\text{SiO}_2$  и  $\text{MgO}$ . Для них характерны также вышекларковые содержания ванадия, циркония, цинка и скандия и аномально низкие - хрома и никеля. Описываемые ультрамафи-ты при соответствующих содержаниях полезных компонентов (  $\text{Ti}$ ,  $\text{Fe}$ ,  $\text{P}$  и иногда  $\text{Zr}$  и  $\text{V}$  ) могут рассматриваться как комплексные руды.

5. Петрографические, геохимические и металлогенические особенности ультрамафи-тов группы автономных анортозитов и положение в составе комплексов резко отличают их от ультрамафи-тов стратиформных комплексов, входящих в состав перидотит-ортопироксенит-норитовой формации. Приведенные особенности ультрамафи-тов являются одним из существенных признаков, подтверждающих правомерность разделения формаций группы автономных анортозитов и ритмично-расслоенных стратиформных комплексов перидотит-ортопироксенит-норитовой формации и отражают специфические черты их формирования.

ВСЕГЕИ,  
Ленинград.

## СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Формационное расчленение, генезис и металлогения ультрабазитов. Д.С.Штейнберг .....	3
Изотопно-геохимические особенности и эволюция верхней мантии. Ю.А.Балашов .....	5
Процессы преобразования пород верхней мантии. Э.В.Спеццус, В.П.Серенко .....	6
Флюидный режим формирования ультраосновных пород. Ф.А.Летников, М.И.Грудинин, Ю.В.Меньшагин .....	7
Сопоставление главных типов ультрабазитов. Д.М.Орлов, М.П.Орлова .....	9
Система оценки рудоносности гипербазитов. О.М.Глазунов, А.Д.Глазунова, Л.П.Фролова .....	10
Принципы классификации формационных и геохимических типов ультрабазитов. А.Н.Сутурин, Э.В.Белоколовод .....	11
Некоторые петрохимические особенности ультрамафитов различной формационной принадлежности. Л.Р.Колбанцев .	13
Полигенные базит-гипербазитовые плутоны складчатых областей как химически дискретная ассоциация магматических горных пород. Ф.П.Леснов .....	14
Формационное расчленение хромитоносных гипербазитов Урала и их связь с особенностями глубинного строения земной коры. Н.В.Лудкина, Н.Г.Берлянд .....	16
Классификация габбро-гипербазитовых и связанных с ними рудных и металлогенических формаций Казахстана для целей прогнозирования. Л.И.Колотиллов .....	17
Формационная принадлежность гипербазитов Малого Кавказа. Ш.И.Аллахвердиев .....	18
О генетических соотношениях гипербазитов и базитов в протерозойско-нижнекембрийских магматических комплексах Забайкалья. Э.Г.Конников .....	19
Природа гетерогенности вещественного состава ультраосновных пород Сибирской платформы. Ю.Р.Васильев .....	21
Формации ультрабазитов и их металлогения в гетерогенной структуре Байкальской горной области. М.И.Грудинин, Ю.В.Меньшагин .....	22

	Стр.
Происхождение серии дунит-троктолит. А.А.Ефимов .....	24
Оливины главных генетических типов ультрабазитов. М.М.Ильвицкий .....	25
Геохимические особенности окисно-рудных минералов ультраосновных пород как критерий их формационного расчленения. А.С.Мехоношин .....	27
Формационные типы гипербазитов по составу хромшпинели. Н.А.Панеях .....	28
Положение хромитовых руд в ультрабазитах различных формаций. Г.Г.Кравченко .....	29
Титаномagnetиты в гипербазитах. В.Г.Фоминих .....	31
Аццессорная минерализация платиновых металлов как источник информации о генезисе ультрамафитов. Н.С.Рулашевский, А.Г.Мочалов .....	32
Геохимия платиноидов и генетическое расчленение ультрабазитов. Ю.А.Волченко, И.И.Неустроева .....	34
Платиновые элементы и минеральные парагенезисы в хромитовых рудах дунит-гарцбургитовых массивов Корякского нагорья. В.В.Крячко .....	35
Первая находка платиноидов в Монголии. А.П.Кривенко, Е.Г.Сидоров, А.Э.Изох .....	37
Альпинотипные ультрамафиты и офиолиты складчатых систем и их минерагеническая роль. Н.Н.Ведерников, Г.И.Бурд ...	39
Структурно-вещественная эволюция перидотитов верхней мантии при формировании габбро-гипербазитовых комплексов офиолитов. Г.Н.Савельева .....	40
Истощенные перидотиты и роль магматических процессов в их генезисе. Е.Е.Лазько .....	42
Гетерогенность гипербазитов (на примере разновозрастных складчатых зон. В.Ф.Морковкина, С.И.Гаврилова, Г.И.Макарычев .....	44
Ассоциации ультрабазит-базитовых и вмещающих вулканосадочных серий. А.А.Савельев .....	45
Базит-гипербазитовая ассоциация офиолитовых поясов. В.М.Немцович .....	47

Петрохимические типы массивов альпинотипных перидотитов. С.А.Паланджян, Г.Г.Дмитренко .....	49
Лерцолиты складчатых областей. Л.В.Агафонов, С.И.Ступаков.	50
К вопросу о возрасте альпинотипных гипербазитов Урала. К.С.Иванов, В.Н.Пучков .....	51
Интрузивные ультрабазитовые комплексы Мугоджар. Г.Г.Кораблев .....	52
Строение ультрабазитовых массивов Мугоджар по геофизическим данным. А.П.Бачин .....	54
Геолого-структурная позиция и хромитоносность Южнекемпирсайского(Главного) рудного поля. Г.П.Самсонов, Г.П.Чикуннов .....	56
Кемпирсайский ультрабазитовый массив, его геолого-петрографическая зональность и морфо-генетические типы хромитового оруденения. Л.И.Колотилов, М.М.Казанцев, В.Б.Петров .....	58
Закономерности внутреннего строения и состава альпинотипных ультрабазитов на примере Кемпирсайского массива. И.С.Чашухин .....	60
Вариации состава габбро-норитов восточной части Хабаровинского габбро-гипербазитового комплекса..Е.В.Пушкарев ...	62
Гипербазиты с повышенной железистостью (габброидные гипербазиты). А.С.Барлаков .....	63
Метаморфизованные гипербазиты срединных массивов уральского складчатого пояса и их рудоносность. К.К.Золотов, В.Я.Левин, З.М.Глебова .....	65
Базит-гипербазитовые комплексы Приполярного Урала и некоторые вопросы их формирования. В.Р.Шмелев, В.Н.Пучков ..	67
Гипербазитовый массив Сцум-Кеу и его хромитоносность. А.К.Афанасьев .....	68
Состав и рудоносность ультрамафитов Южного Казахстана. М.А.Чимбулатов, С.Н.Митрофанская, А.К.Киселев, Э.С.Кичман.	69

Вопросы генезиса гипербазитов Малого Кавказа. Ш.И.Аллахвердиев, М.Н.Мамедов .....	70
V Ультрамафитовые формации офиолитовых поясов Армянской ССР и их металлогения. С.Б.Абовян .....	72
Два типа габбро-гипербазитовых ассоциаций на севере Корякского хребта. О.С.Березнер, А.П.Ставский .....	74
Офиолитовые вулканоплутонические ассоциации п-ва Елистратова (Северо-Восток СССР). В.Ф.Белый, В.В.Акинин .....	76
РТХ-фации и фациальные серии перидотитов глубинных ксенолитов и офиолитовых комплексов. А.А.Меляховецкий .....	78
Генетические типы оливинов альпинотипных гипербазитов. А.И.Гончаренко .....	79
Структурно-морфологические и химические особенности оливинов альпинотипных гипербазитов Алтае-Саянской складчатой области. О.Л.Банников, В.В.Велинский .....	81
Степень экзогенного палеораскрытия тел ультрамафитов и особенности этого процесса - показатели их металлогенической специализации. И.Ф.Романович .....	82
Возможности сейсморазведки при изучении ультрабазитовых массивов в связи с поисками хромитов. И.А.Мельников, Л.А.Певзнер, В.Л.Покидов, В.А.Циммер .....	84
Прогнозирование рудных полезных ископаемых, связанных с ультрабазитами, его методика и геолого-формационная основа. О.В.Иванов, Л.И.Колотилов, М.М.Казанцев .....	86
Положение хромитов в офиолитовых массивах перидотитов. А.А.Савельев, Г.Н.Савельева .....	87
Формирование и размещение хромитового оруденения в альпинотипных комплексах. Б.В.Перевозчиков .....	89
Особенности размещения месторождений хромита Урала в связи с его глубинным строением. Л.Н.Овчинников, Ф.Я.Корытов, Р.И.Лутков .....	91
Два типа хромитовых руд в офиолитах Малого Кавказа. С.К.Злобин, Л.В.Дмитриев, Н.Н.Кононова .....	92
Вещественный состав и условия локализации хромитовой минерализации в некоторых дунит-перидотитовых массивах Корякского нагорья. Г.Г.Дмитренко, А.Г.Мочалов, С.А.Паланцян, В.В.Акинин .....	94

О микроструктурах хромитов из нодулярных руд. В.Ю.Алимов, Е.П.Царицын, Л.А.Шерстобитова .....	96
О связи состава рудообразующих хромшпинелидов с петрохимическими характеристиками дунит-гарбургитового комплекса. В.Ю.Алимов, Н.В.Вахрушева .....	97
Акцессорные хромшпинелиды — источник информации о генезисе офиолитов. Е.Е.Порошин .....	98
Типы метаморфизма гипербазитов Южного Урала и прогноз рудных и нерудных полезных ископаемых. В.Р.Артемов .....	100
Физико-химические модели гидратации и метасоматоза в гипербазитовых массивах. А.Н.Сутурин .....	102
Особенности метаморфизма ультрамафитов некоторых складчатых областей СССР. В.С.Полянин, Т.А.Полянина .....	103
Метаморфизм и физические свойства пород массива Рай-Из. И.Ф.Таврин, И.С.Чашухин, И.Н.Ворончихина .....	105
Распределение химических элементов в процессе серпентинизации ультраосновных пород. В.В.Велинский, М.П.Гора .....	106
Минеральный состав альпинотипных гипербазитов в свете экспериментальных данных по дегидратации серпентина. В.В.Велинский .....	107
Геохимические особенности ультрамафитов в связи с их потенциальной хризотил-асбестоносностью. Т.Г.Черепанова, В.С.Полянин .....	109
Особенности геологического строения Джетыгаринского месторождения хризотил-асбеста. Н.Н.Джафаров. ....	110
Особенности минерального состава и метаморфизм хризотил-асбестоносного массива Бильге (Мугоджари). Г.Г.Кораблев. ....	112
Явления дегидратации серпентинитовых нодулей в базальтах. С.А.Кузьмина, Л.К.Тимофеева, М.В.Недосеева .....	114
Новые данные по геологии Инаглинского массива ультраосновной-щелочной формации. П.А.Куций .....	115
Геохимические особенности и генезис дунитов и оливинитов из щелочно-ультраосновных массивов. Э.А.Ланда .....	116
К формационному расчленению пород "дунитовых ядер" в массивах ультраосновного-щелочного состава. Р.К.Шнай .....	117

О природе пироксенитов из кольцевых интрузивов в гарцбургитах Хабарнинского массива. Г.Б.Ферштатер, Е.В.Пушкарев ...	118
Ультрамафитовые интрузивные ассоциации миогеосинклиналей. (на примере Центрального Казахстана). В.Н.Москалева, В.В.Слодкевич .....	121
Геохимические признаки магматического расслоения в стратиформных ультрамафит-мафитовых комплексах. В.Л.Бочаров ..	123
Геология, тектоника и рудоносность Сарановского комплекса (западный склон Урала). Ю.А.Волченко, В.К.Сергеев, Я.Ш.Брянский, Т.А.Шилова, С.И.Колтышева .....	125
Генетические типы пироксенитов Чайского перидотит-пироксенит-габбрового массива (сев. Прибайкалье). Е.В.Кислов, Э.Г.Конников .....	126
Интрузии норильского типа – продукт смешения двух магм. Е.В.Туганова .....	127
К проблеме генезиса никеленосных норитов Еланьского дифференцированного плутона (по данным изучения аксессуарных хромшпинелидов). А.Н.Плаксенко, С.М.Фролов .....	128
Биотитовые пироксениты – новый генетический тип апатитоносных пород. Н.В.Владыкин .....	129
Изотопно-геохимические критерии происхождения ультраосновных вулканитов. Ю.А.Балашов .....	131
К вопросу о классификации вулканогенных пород ультраосновного состава. С.Н.Сулова .....	132
Классификация, петрология и металлогения коматиитов. Е.М.Крестин, В.С.Куликов, Б.И.Малюк, А.А.Сиворонов .....	135
О некоторых петрохимических особенностях коматиитов и пикритов и связанных с ними генетических сериях. Н.Ф.Которгин	136
Раннедокембрийские ультраосновные вулканиты Карелии. В.С.Куликов, В.В.Куликова, В.Я.Горьковец, М.Б.Раевская, А.И.Светлова .....	138
Цикличность осадочно-вулканогенной и интрузивной деятельности в рифтогенных структурах Карело-Кольского региона. Р.И.Шурупова .....	139
Древнейшие вулканогенные ультрамафиты зеленокаменных поясов Карелии. Е.Н.Савочкина, А.Г.Плетнев, Н.Н.Шатагин .....	141

Раннедокембрийский основной – ультраосновной вулканизм приразломных структур. С.Н.Сулова .....	I42
Сравнительная характеристика вулканических и глубинных ультрамафитов Анадырско-Корякской складчатой системы. В.Ф.Белый, М.Л.Гельман, В.В.Акинин, О.С.Березнер .....	I45
Вулканические ультрамафиты Ганьчаланского поднятия (северо-запад Камчатки). В.В.Акинин .....	I47
Петрохимические особенности и металлогения вулканических ультрамафитов (пикритов) офиолитовой ассоциации северного склона Алайского хребта (Ю.Фергана). Л.Е.Вишневский, Е.Н.Савочкина, Н.Н.Шатагин .....	I48
Сравнительный анализ геохимических особенностей кимберлитов и меймечитов. И.П.Илупин, Э.А.Ланда .....	I49
Ксенолиты шпинельсодержащих гипербазитов, их классификация и связь с алмазоносностью кимберлитов. А.Д.Харькив, А.А.Вишневский .....	I50
Использование редкоземельных элементов для определения генетической принадлежности кимберлитов и пикритов Тимана и Урала. И.А.Малахов, Ю.П.Любимцева .....	I52
Вещественная неоднородность кимберлитов. С.И.Костровицкий, Л.В.Фивейская .....	I55
Оценка условий становления кимберлитов и пикритов Среднего Тимана по составу типоморфных минералов. И.А.Малахов, О.Б.Суставова .....	I56
Гранатовые пироксениты из кимберлитов – новый тип мантийных метасоматитов? В.П.Серенко, Е.Е.Лазько .....	I58
Петрохимические и геохимические особенности лампроитов Мурунского массива. Н.В.Владыкин .....	I60
Ультрабазиты в рудоносных диатремах Тунгусской сичеклизы. А.Е.Воронцов, А.А.Амиржанов .....	I61
Особенности геохимии и рудоносности ультрамафитов архея. О.М.Глазунов, М.А.Горнова .....	I64
О формационном своеобразии гипербазитов раннего докембрия. Н.Н.Веселовский, Г.Н.Шабалдин .....	I65

Генетические и минералогические аспекты сравнительного петрохимического анализа древних ультрамафитовых комплексов. Т.П.Шабалин, Н.Н.Веселовский .....	167
Проблемы и итоги изучения ультрабазитов Карелии. А.И.Богачев, А.С.Гришин, М.М.Лавров, В.Д.Слюсарев, В.С.Степанов .....	169
Формационный анализ базит-гипербазитового магматизма карельских зон (нижний протерозой) и рудоносность на примере Кольского полуострова. В.Ф.Смолякин .....	171
Формационные типы и рудоносность ультрамафитов Воронежского кристаллического массива. Н.М.Чернышов, В.Л.Бочаров, В.В.Багдасарова .....	173
Формации ультрабазитов раннего докембрия (на примере Украинского щита). А.Б.Фомин .....	176
Механизм формирования ультраосновных пород в процессе становления протерозойских ультрабазит-базитовых плутонов Байкало-Становой области. П.А.Балыкин .....	178
Ультрабазиты зеленокаменных и офиолитовых поясов. М.И.Грудинин, Ю.В.Меньшагин .....	180
Апатитовая специализация позднеархейского базит-гипербазитового медведевского магматического комплекса (Алданский щит). Г.Ю.Боярко, Г.Н.Киселев .....	181
Ультрамафиты и связанная с ними рудоносность главных анортозитсодержащих формаций докембрия континентов. В.Н.Можкин .....	183
Ультрамафитовые образования группы автономных анортозитов. И.И.Дагелайская .....	185

Формационное расчленение, генезис и металлогения  
ультрабазитов

Тезисы докладов. Всесоюзный симпозиум  
(Хромтау, май 1985)

Рекомендовано к изданию  
Ученым советом Института геологии и геохимии  
и РИСО УНЦ АН СССР

Ответственная за выпуск Л.Д.Ведерникова

---

Подписано в печать 29/III-85 ИС 23165 Формат 60x84 1/16

Бумага типографская Печать офсетная Усл.печ.л. 12,25

Уч.-изд.л. 10,0 Тираж 300 Заказ 782 Цена 1 руб

---

Институт геологии и геохимии УНЦ АН СССР. 620219  
г. Свердловск, ИСП-644, Почтовый пер., 7  
Цех №4 п/о "Полиграфист", г.Свердловск, ул. Тургенева, 20

1 руб.

18762