

И.А. МАЛАХОВ

Петрохимия
главных
формационных
типов
ультрабазитов

Издательство «Наука»



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
УРАЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
Институт геологии и геохимии им. академика А.Н.Заварицкого

И.А. МАЛАХОВ

4022

Петрохимия
главных
формационных
типов
ультрабазитов



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"

Москва 1983



М а л а х о в И. А. Петрохимия главных формационных типов ультрабазитов. М.: Наука, 1983.

В монографии рассмотрены вопросы геолого-структурного положения формационных типов ультрабазитов Урала, состава главных разновидностей слагающих их пород, выделенных на основе предложенной автором классификации. Детально проанализирован состав главных породообразующих минералов: оливинов, ромбических и моноклинных пироксенов, гранатов и хромшпинелидов. Выделены формационные типы ультрабазитов Урала, сопоставлены с аналогичными, встречающимися в других регионах Советского Союза и мира. Рассмотрена проблема рудоносности ультрабазитов Урала.

Для геологов, минералогов, петрографов.

Табл. 60. Ил. 36. Библиогр. 366 назв.

Ответственный редактор

доктор геолого-минералогических наук, профессор

Д.С.ШТЕЙНБЕРГ

ВВЕДЕНИЕ

Настоящая книга — итог двадцатилетнего изучения автором ультраосновных пород Урала. Наибольшее внимание уделено изучению геологического положения и особенностей состава альпинотипных ультрабазитов Урала. Кроме того, в работе приводится краткое описание ультрабазитов Платиносного пояса Урала, стратиформных железистых ультрабазитов, встречающихся на западном склоне Урала, и ультраосновных вулканитов, распространенных на западном склоне Среднего и Северного Урала.

Несмотря на большое разнообразие ультрабазитов Урала — их генетической природы, геолого-структурного положения, а также химического и минерального состава, каждый из выделенных формационных типов имеет соответствующие аналоги, встречающиеся в других регионах Советского Союза и мира. Это обуславливает необходимость давать хотя бы краткую характеристику их — по геологическому положению и по составу слагающих пород. И все же основное внимание в работе уделяется анализу состава главных типов ультраосновных пород Урала и слагающих их основных породообразующих минералов — оливинов, моноклиновых и ромбических пироксенов и хромшпинелидов. Детально рассматривается также состав гранатов из пород различных фаций глубинности.

Вопросы низкотемпературного метаморфизма ультрабазитов Урала намеренно освещаются в работе кратко, поскольку этой проблеме посвящена недавно опубликованная монография Д.С.Штейнберга и И.С.Чашухина [277]. Больше внимание уделено характерному для альпинотипных ультрабазитов этапу высокотемпературного метаморфизма, впервые выделенному в этой работе.

Автором сделана попытка рассмотреть генезис различных типов ультрабазитов с точки зрения глубинности зарождения магматических очагов, изменения характера ультраосновного магматизма в зависимости от степени консолидации вмещающих геологических структур, соотношения интрузивного и протрузивного этапов их формирования, а также регионального и регионально-контактного метаморфизма.

Рассматриваемые в работе различные формационно-генетические типы ультрабазитов Урала характеризуются определенной металлогенической специализацией. Занимаясь вопросами сравнительного петрохимического анализа ультрабазитов и слагающих их типоморфных минералов, мы не могли не коснуться проблемы их хромитоносности и потенциальной алмазонности.

КРАТКИЙ ОБЗОР ИССЛЕДОВАНИЙ УЛЬТРАБАЗИТОВ УРАЛА

Систематическое изучение ультраосновных массивов Урала началось в конце XIX в., после открытия в Нижне-Тагильском пироксенит-дунитовом массиве коренных месторождений платины. Первые детальные геологические и петрографические исследования ультрабазитов Платиноносного пояса относятся к началу XX в. и связаны с работами Ф.Ю.Левинсон-Лессинга [117], Л.Дюпарка [65, 3Q2], А.П.Карпинского [97], А.Н.Заварицкого [72, 73] и Н.К.Высоцкого [50, 51]. Большой вклад в изучение серпентинитов Урала сделал Б.П.Кротов [109].

Серьезное внимание изучению ультраосновных массивов на Северном, Среднем и Южном Урале стало уделяться с 30-х годов текущего столетия в связи с открытием и разведкой крупных месторождений хромитов и асбеста. К этому периоду относятся работы А.Г.Бетехтина [16, 17], Г.А.Соколова, Н.В.Павлова, В.П.Логинова, С.А.Кашина и В.Л.Федорова [121, 100] по Кемпирсайскому, Халиловскому и Хабаровинскому хромитоносным массивам, П.М.Татарина по Баженовскому асбестоносному и Алапаевскому хромитоносному массивам [237, 238]. обстоятельные для того времени исследования геологического положения и состава пород ультраосновных массивов Полярного, Приполярного и Северного Урала были выполнены А.Н.Заварицким [74], А.Н.Алешковым [4], Н.А.Сириным [213], Е.П.Молдавцевым [155, 156].

Взросший объем данных по геолого-структурному положению и петрографическому составу ультраосновных массивов Урала в 40–60-годы явился основой для ряда обобщающих работ. Среди них необходимо отметить работы В.М.Сергиевского по истории формирования тектонических структур восточного склона Урала [211, 212], Б.М.Романова, выделившего в эвгеосинклинальной части четыре пояса ультрабазитов и высказавшегося в пользу единства генетической природы альпинотипных и платиноносных ультрабазитов [193, 194], А.А.Пронина по тектоническому строению восточного склона Урала и по возрасту серпентинитовых массивов [185, 186, 187], Д.С.Штейнберга по ультраосновному магматизму Урала [267, 271], формационному расчленению ультрабазитов [268, 270, 275] и особенностям их метаморфизма [266, 272, 277], О.А.Воробьевой с соавторами [49] по детальному изучению ультраосновных массивов Платиноносного пояса, И.А.Малахова, обобщившего материал по составу и петрохимическим особенностям ультрабазитов различных формационных типов [128, 273].

В 60-х годах получили значительное распространение трансформистские идеи о связи формирования различных ультраосновных пород Урала с процессами метасоматоза, явившиеся дальнейшим развитием идей А.Н.Заварицкого [72, 73] о реакционном происхождении пироксенитов на контакте дунитов и габбро в Нижне-Тагильском массиве (исследования Д.С.Штейнберга и В.Г.Фоминых о происхождении пироксенитов Качканарского мас-

сива [271, 276] и А.А.Ефимова и Л.П.Ефимовой [68], которые на основе детального изучения Кытлымского массива пришли к заключению о метасоматическом образовании клинопироксенитов по дунитам.

Многие исследователи считают, что дуниты, оливиниты, а также гарцбургиты альпинотипных массивов Урала имеют метасоматическое происхождение [158, 159, 162, 10, 27].

В этот же период был опубликован ряд работ, в которых описаны явления фельдшпатизации и габброизации ультраосновных пород в различных районах Урала [160, 250, 270, 157, 68].

По мнению автора, вряд ли целесообразно отводить основную роль при формировании главных фаций ультраосновных пород и генетически связанных с ними руд вторичным метасоматическим процессам оливинизации клинопироксенизации и фельдшпатизации. В свое время на это обратил внимание Д.С.Коржинский [107]. А.А.Маракушев также пришел к выводу, что главные разновидности ультраосновных пород и связанное с ними хромитовое оруденение имеют магматическую, а не метасоматическую природу [148].

Отсутствие реально фиксируемых источников высокотемпературного безводного метасоматоза для ультраосновных массивов альпинотипной формации Урала обусловило отход за последние годы некоторых исследователей от идей глобального метасоматоза среди гипербазитов [66].

С начала 70-х годов получают распространение принципиально новые представления о габбро-гипербазитовых комплексах как формациях древней океанической коры, входящих в состав офиолитов [173—175, 88, 89]. Эти взгляды базируются на фактах, полученных при изучении многочисленных геофизических субширотных разрезов Уральской геосинклинали и строения срединно-океанических хребтов. В соответствии с этими данными обобщенный разрез земной коры таков (снизу вверх): 1) тяжелые массы ультрабазитов, отвечающих, по-видимому, верхним частям мантии; 2) габбро-амфиболитовый слой с включениями гипербазитов; 3) слой океанических толеитовых базальтов.

ГЛАВА II

ГЛАВНЫЕ ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ УЛЬТРАБАЗИТОВ УРАЛА И ИХ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ УРАЛА

Несмотря на длительный период изучения, геологическое положение ультраосновных массивов Урала и их строение до сих пор не изучены в достаточной степени детально. В литературе эти вопросы трактуются неоднозначно [193, 194, 186, 187, 219, 128, 23, 94, 95, 188, 189]. Поэтому необходимо дать краткую характеристику пространственного размещения ультраосновных массивов в пределах основных структур Урала с учетом полученных автором данных.

По И.Д.Соболеву [220], главные тектонические структуры Северного, Среднего и Южного Урала имеют субмеридиональное простираение. Это

Предуральский краевой прогиб, Центрально-Уральское поднятие, Тагильско-Магнитогорский прогиб, Восточно-Уральское поднятие, Восточно-Уральский прогиб, Зауральское поднятие.

Первые две региональные структуры, располагающиеся в пределах миогеосинклинальной зоны Урала, содержат ограниченное количество ультраосновных массивов, обладающих относительно древним возрастом. Подавляющее большинство ультраосновных массивов Урала, в том числе почти все альпийские, располагаются в эвгеосинклинальной его зоне. Обращает на себя внимание приуроченность большого количества массивов к краевым частям эвгеосинклинали и к обрамлению располагающихся в ней крупных гнейсовых блоков. Последние представляют собой своеобразные микроконтиненты, сложенные более древними породами сиалической коры. В западной краевой части уральской геосинклинали располагаются ультрабазиты Хадатинско-Войкаро-Салатимского пояса, объединяющего Хадатинский, Харче-Рузь, Рай-Из, Войкаро-Сыньинский и Салатимский массивы и группу мелких массивов Ляпинского и Северо-Сосвинского Урала, а также ультрабазиты обширного Уфалейско-Кемпирсайского пояса, к которому относятся Каркодинский, Уфалейский, Маукский, Сугомакский, Карабашский, Тургойский, Сыростанский, Миасский, Нуралинский, Шерамбайский, Ургунский, Миндякский, Абзакровский, Присакмарский, Байгуекаровский, Халиловский, Ишкинский, Хабарнинский, Кемпирсайский и погребенный Кокпектинский ультраосновные массивы. Ультрабазиты этих двух поясов располагаются в области Главного Уральского разлома, которую А.С.Варлаков выделяет как самостоятельную структурно-фациальную зону — между мио- и эвгеосинклинальными зонами [31]. Согласно его данным, по типу геологического положения она отвечает области перехода континентальной земной коры к океанической с эвгеосинклинальным характером отложений и магматизма. Однако располагающиеся здесь разнообразные магматические основные и ультраосновные породы имеют сходный химический и минеральный состав с аналогичными породами, находящимися в самой эвгеосинклинали, что вряд ли обуславливает необходимость выделения этой отдельной структурной единицы.

По И.Д.Соболеву, восточный край уральской эвгеосинклинали в период ее заложения располагался восточнее Тюменско-Кустанайского прогиба и Тобольско-Кушмурунского поднятия [221]. Таким образом, есть основания рассматривать все ранее выделенные нами пояса [128] в восточной части Южного Урала (вплоть до Джетыгаринско-Аккаргинского) как формировавшиеся в типично эвгеосинклинальной структурной зоне. Вопрос этот усложняется тем, что палеозойские образования здесь и далее к востоку почти повсеместно закрыты чехлом третичных и четвертичных отложений. Однако вскрытые рядом буровых скважин сильно серпентинизированные альпийские ультрабазиты встречаются среди палеозойских пород вплоть до Тюмени.

Из числа ультраосновных массивов, окаймляющих сиалические блоки, следует отметить весьма значительный по размерам Восточно-Тагильский или Красноуральский дунит-гарцбургитовый массив, располагающийся к западу от Салдинского гнейсово-мигматитового комплекса, и Алапаевский, находящийся к востоку от него. Хотя для этих массивов фиксируются достаточно четко сорванные контакты с вмещающими их породами, горизон-

тальная амплитуда перемещения была весьма незначительной и измерялась десятками, максимум сотнями метров. В пользу этого, в частности, свидетельствует весьма четкая связь их с разломами по краям этого блока [58] и принадлежность к весьма протяженным поясам ультрабазитов субмеридионального простирания — Серовско-Невьянскому и Алапаевско-Теченскому. К первому принадлежат (с севера на юг) Устейский, Серовский, Лобвинский, Восточно-Тагильский, Невьянский и Гологорский массивы. К Алапаевско-Теченскому поясу, помимо Алапаевского, относятся Останинский, Режевской, Баженовский, Ключевской, Теченский и Казакбаевский массивы, представленные альпинотипными ультрабазитами.

В пределах той же структурно-фациальной зоны Восточно-Уральского поднятия к югу от Салдинского комплекса располагаются Сысертский, Уфалейский и Ильменогорский метаморфические комплексы, представленные главным образом плагио- и гранито-гнейсами и амфиболитами. В их окаймлении находится множество небольших массивов и различной величины тел альпинотипных ультрабазитов [87, 101, 137, 270], среди которых можно отметить Каслинский, Иткульский, Миассовский, Ишкульский, Няшевский массивы, представленные апогарцбургитовыми, реже аподунитовыми серпентинитами.

Общая схема распределения альпинотипных ультраосновных массивов по поясам была приведена нами ранее [128] и в целом не утратила своего значения. Однако в свете обширных данных, полученных за последние годы по геолого-структурному делению Урала [53, 68, 89, 165, 174, 189] и по генезису ультрабазитов [27, 30, 31, 66, 93, 134, 136–138], следует, хотя бы кратко, коснуться вопроса о наличии определенной связи между формой и строением альпинотипных ультрабазитов и механизмом их внедрения и формирования, а также зависимости характера метаморфизма ультрабазитов от механизма их внедрения из мантии в верхние структурные горизонты земной коры.

Согласно многочисленным данным по проблеме происхождения альпинотипных ультрабазитов в различных регионах мира, внедрение масс ультраосновных пород, по составу соответствующих альпинотипным ультрабазитам, происходило вдоль рифтовой структуры на базе океанической коры в период ее растяжения, т.е. по времени становления соответствовало начальному этапу развития геосинклинали [175, 301, 315]. Вполне естественно, что массивы ультрабазитов, формировавшиеся таким образом, характеризуются факолитообразной или лополитообразной формой, овальной в плане (Кемпирсайский, Халиловский, Южный Крака, Буруктаьский и Ключевской массивы), реже формой типа секущих акмолитов (Алапаевский массив). Нужно также отметить, что для дунитов и гарцбургитов из массивов подобного типа характерна специфическая серпентинизация, происходящая без выделения магнетита [272]. На основе термодинамических расчетов нами было показано, что серпентинизация подобного типа (без выделения вторичного магнетита) происходила в условиях достаточно высокого парциального давления водной фазы, сопоставимого с величиной общего давления или давления на твердые фазы [135]. Вероятнее всего, такой механизм внедрения ультрабазитов вдоль разломов в пределах рифтогенных структур имел универсальный характер, однако история их формирования чаще всего на этом не заканчивалась. Последующий этап сжатия обусловил

возможность перемещения внедрившегося ранее материала ультрабазитов протрузивным путем в более высокие структурные горизонты, что для Урала отмечается весьма часто [31, 137]. Перемещение ультраосновных массивов могло происходить по системе пологих надвигов, иногда вместе с вмещающими их породами рамы, на значительное расстояние [98, 188, 189].

Такое перемещение масс серпентинизированных ультраосновных пород вдоль разломов и тектонических нарушений или по крайней мере их метаморфизм в условиях одностороннего сжатия обусловили наиболее часто наблюдающуюся среди альпинотипных ультрабазитов Урала линейно вытянутую и пластообразную форму массивов. При этом по отношению к вмещающим их породам одинаково часто наблюдается секущее и согласное их залегание. Характерно, что массивы альпинотипных ультрабазитов Урала такого происхождения практически никогда не слагаются только лизардитовыми серпентинитами. Значительное распространение в них приобретает вторичный антигорит, сопровождающийся, как правило, образованием пылевидного магнетита. Ранее показано, что вторичный магнетит образуется в условиях резкого падения давления флюидной фазы при сохранении, а местами, возможно, даже и некотором увеличении общего, в том числе и одностороннего, давления на твердые фазы [135]. Такие условия могут создаваться лишь в зонах тектонических нарушений, что в общем-то и наблюдается в действительности. В литературе единодушно отмечается пространственная связь зон магнетит-антигоритовых серпентинитов с разломной тектоникой и размещение таких пород в первую очередь в периферических частях ультраосновных массивов подобного генетического типа [181, 182, 277].

Альпинотипные ультрабазиты, принадлежащие к дунит-гарцбургитовой формации, первоначально формировались в рифтогенную стадию и в начальный этап тектоно-магматического цикла, что для уральской геосинклинали по времени соответствовало среднему ордовику и верхнему силуру [219, 221]. Формирование зональных дунит-клинопироксенитовых массивов Платиноносного пояса Урала происходило в более позднюю, переходную стадию развития геосинклинали, когда ее западная часть на Среднем и Северном Урале причленялась к восточной окраине Русской платформы. В пользу этого свидетельствует воронкообразная форма [68] большинства дунитовых массивов с краевой клинопироксенитовой зоной и широкое развитие в пределах Платиноносного пояса Урала каликатровых порфириновых серий, в целом свойственных для более консолидированных областей.

Характерная особенность альпинотипных и зональных ультрабазитов — широкое развитие среди них процессов не только низкотемпературного, но и высокотемпературного метаморфизма. Процессы повсеместно проявленной перекристаллизации могут практически не повлиять на состав главных силикатных породообразующих минералов ультрабазитов. Состав же содержащегося в них хромшпинелида, который является надежным индикатором условий формирования ультраосновных пород, претерпевает значительные изменения: повышается их железистость и содержание в них окисного железа. Наиболее существенно состав исходных ультраосновных пород изменяется в условиях аллохимического высокотемпературного метаморфизма, происходящего при повышенной активности кальция. Чаще всего

это наблюдается при внедрении габброидов в те структурно-фациальные зоны, где происходило формирование ультрабазитов. Такой метаморфизм приводит к образованию дунит-клинопироксенитовых комплексов на базе альпинотипных ультрабазитов [29, 87, 258], количество которых лишь на Среднем и Южном Урале, согласно исследованиям последних лет, достигает нескольких десятков. Подавляющее большинство массивов такого метасоматического типа располагается в западной части Тагило-Магнитогорского погружения, хотя часть из них отмечается и в обрамлении гнейсовых блоков в пределах Восточно-Уральского поднятия [87].

Значительно сложнее обстоит дело с геолого-структурным положением и генетической принадлежностью разнообразных ультраосновных пород, распространенных в миогеосинклинальной части на западном склоне Урала. Эти породы объединены в Сарановско-Вишерский пояс [23, 128], включающий около 20 небольших массивов и даек ультраосновных пород, находящихся в основном в приосевой части Центрально-Уральского поднятия, в пределах которого на Среднем и Северном Урале располагается обширный Каменногорско-Кваркушский мегантиклинорий.

В состав этого пояса входят ультрабазиты Вишерского комплекса, они прослеживаются по левобережью р. Вишеры и встречаются в бассейне р. Улса [215]. В данном комплексе выделяются следующие наиболее крупные массивы ультрабазитов интрузивного происхождения: Лопьинский, Мойвинский, Улсовский и Антипинский Гребень, а также ряд более мелких тел в бассейне рек Мыки и Кутима. Все эти массивы залегают в виде даек и штокообразных тел среди доордовикских отложений или имеют активные контакты с отложениями нижнего ордовика. Верхний предел возраста всех ультрабазитов этого района определяется на основе метаморфизма майвинских перидотитов гранитоидами нижнего палеозоя с абсолютным возрастом 600 млн. лет [231].

Согласно исследованиям Ю.Д.Смирнова [215] и Н.П.Старкова [231, 232], наиболее распространенными породами среди ультрабазитов Вишерского комплекса являются серпентинизированные пироксениты и перидотиты-гарцбургиты, а также пикритоподобные породы [215, 231, 232]. Значительно реже встречаются верлиты и гранат-пироксен-серпентиновые породы. На северном продолжении Сарановско-Вишерского пояса на Полярном Урале располагается небольшой массив, представленный серпентинизированными перидотитами в районе р. Тыкатловы [213] и ряд мелких массивов в районе хребта Маун-Кеу [242]. В верховьях междуречья рек Б.Харбея и Лангот-Югана и в пределах антиклинального поднятия Енгане-Пе встречаются и серпентинизированные перидотиты, и пикриты [202].

На Среднем Урале к Сарановско-Вишерскому поясу ультрабазитов относятся два стратифицированных массива в бассейне р. Вижая — Северный и Южный Са, ановские, представленные апогарцбургитовыми и аподунитовыми серпентинитами. Ряд даек пикритовых порфиритов располагается в бассейне р. Койвы — к востоку от Сарановских ультраосновных массивов. В районе р. Кырмы находится Тесовской ультраосновной массив, представленный перидотитовыми серпентинитами, содержащий, как и Сарановские массивы, месторождения и рудопроявления хромитов. Возраст сарановских интрузий ультрабазитов определяется секущими контактами с породами венда и кембрия и пересечением их дайками габбро-диабазов предположи-

тельно силурийского возраста [202]. Согласно детальным исследованиям О.К.Иванова, Сарановские массивы ультрабазитов принадлежат к стратиформному типу и обладают целым набором характерных для них особенностей [84, 85].

Необходимо отметить, что дайки пикритов, точнее палеотипных их аналогов — пикритовых порфиритов, располагаются не только к востоку, но и к западу от Каменногорско-Кваркушского антиклинория. Более крупное их скопление фиксируется юго-восточнее г. Горнозаводска, в бассейне р. Кусяи, однако дайки пикритовых порфиритов и их туфов встречаются на значительном протяжении всего западного склона Каменногорско-Кваркушского антиклинория — далее к северу, в районе рек Вильвы, Няя и Усьвы. К югу распространение ультраосновных фаций пород в этой структурной зоне ограничивается породами шшимского комплекса. Породы шшимских массивов представлены пикритоподобными перидотитами [215] и имеют весьма древний возраст (2238—2283 млн. лет). Однако эти ультрабазиты залегают среди песчаников, датированных средним девонем, что объективно свидетельствует в пользу их протрузивного и аллохтонного происхождения.

Весьма характерно, что на Северном и Среднем Урале в пределах миогеосинклинальной зоны почти нет массивов альпийских ультрабазитов аллохтонного залегания, выдвинутых из собственно эвгеосинклинальной части Урала и надвинутых на породы флиша. Если на Полярном Урале аллохтонное залегание имеет обширный Войкаро-Сыннинский массив [188], то на Среднем Урале единственным подобным примером является район Нязелетровска, где наблюдается надвиг значительной амплитуды. Есть серьезные основания рассматривать Суроямский массив щелочных—ультраосновных пород как первоначально сформированный в краевой части эвгеосинклинали в переходную стадию, а затем выдвинутый по системе пологих надвигов за ее пределы на запад [94].

Массивы альпийских ультрабазитов, располагающиеся в миогеосинклинальной зоне Южного Урала, имеют повсеместно аллохтонное происхождение [93, 175, 31]. Из массивов, находящихся в пределах Сакмарской структурной зоны, являющейся южной частью весьма обширного Кусинско-Зилаирского мегасинклинория, выделяется значительная группа Блявинских протрузивных перидотит-серпентинитовых массивов с хорошо проявленными зонами меланжа (Коноплянский, Ишмуратовский, Псянченский), а также ряд ультраосновных массивов, слагающихся менее измененными типами пород — дунитами и гарцбургитами. Эти типы пород обладают явно зональным строением. К их числу можно, в частности, отнести Катралинский ультраосновной массив и группу массивов Крака [93, 95].

ГЛАВНЫЕ ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ УЛЬТРАБАЗИТОВ СКЛАДЧАТЫХ И ПЛАТФОРМЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ

Все ультрабазиты можно подразделить на шесть крупных групп, различающихся между собой геолого-структурным положением, глубиной происхождения, особенностями формирования, составом и степенью метаморфизма слагающих их главных типов пород и рядом других особенностей. К ним относятся:

- 1) альпинотипные ультрабазиты складчатых областей;
- 2) океанические ультрабазиты срединных хребтов и рифтовых зон;
- 3) ксенолиты глубинных ультраосновных пород в кимберлитах, трубках взрыва и лавах щелочных базальтов;
- 4) ультрабазиты расслоенных интрузий;
- 5) ультрабазиты сложных интрузий ультраосновного и щелочного состава;

6) ультрабазиты в виде интрузивных и гипабиссальных тел — силлов, штоков, даек, трубок взрыва и вулканогенных толщ ультраосновного, щелочно-ультраосновного и основного состава.

Следует отметить, что наиболее целесообразно проводить классификацию ультрабазитов по формационному признаку, поскольку в этом случае выделяются закономерные ассоциации генетически связанных горных пород, повторяющиеся во времени и в пространстве. Вполне естественно, что при этом, помимо петрологических особенностей, необходимо учитывать и геолого-тектонический фактор. Иными словами, формации ультраосновных пород следует классифицировать как по набору пород, так и по их положению в истории развития геологических структур земной коры. Выделяемые в соответствии с этим генетически однородные магматические формации являются продуктом эволюции единой магмы.

А.Н.Заварицкий подразделял ультраосновные ассоциации горных пород по генетическим признакам на две главные группы. 1. Производные собственно ультраосновной магмы, возникающей при селективном плавлении перидотитового субстрата Земли. 2. Производные базальтоидного магматизма, являющиеся продуктом дифференциации базальтоидной магмы [76]. В особую группу выделялась щелочно-ультраосновная ассоциация горных пород, проявляющаяся в платформенных условиях. Впоследствии, в связи с развитием учения о магматических формациях, Ю.А.Кузнецов выделил четыре интрузивные ультраосновные формации, две из которых — гипербазитовая и габбро-пироксенит-дунитовая — относятся к формациям геосинклинальных этапов развития подвижных зон, а остальные — кимберлитовая и формация центральных интрузий ультраосновных и щелочных пород — к магматическим формациям устойчивых областей [10].

В дальнейшем наметилась тенденция к увеличению числа ультраосновных магматических формаций [25, 81, 153, 200]. В частности, Л.Д.Булькин и К.К.Золоев выделили для Урала пять магматических и одну метаморфическую формацию ультрабазитов [25]. Пять интрузивных формаций ультраосновных пород для Урала, Тимана и Тургая выделили Н.А.Румянцев с соавторами, причем в отличие от остальных типов ультрабазиты дунит-гарцбургитовой формации выделены в двух тектоно-магматических циклах — $PR_3 - \epsilon$ и $O - T$.

Тенденция выделения большого количества разнообразных формационных типов для ультрабазитов поддерживалась далеко не всеми. В частности, В.В.Велинский и Г.В.Пинус на основе анализа большого материала по Сибири недвусмысленно высказались в пользу выделения в складчатых областях лишь одного типа формаций ультраосновных пород — альпинотипных гипербазитов, поскольку здесь не существует дифференцированных базит-гипербазитовых интрузий — производных базальтовой магмы [38].

Ультрабазиты самостоятельной габбро-пироксенит-дунитовой формации

на Урале были выделены Ф.Ю. Левинсон-Лессингом еще в 1900 г. Впоследствии Б.М. Романов ввел новый термин — "габбро-пироксенито-перидотитовая формация", сократив в дальнейшем ее наименование до "габбро-перидотитовая" [193]. Это название получило широкое распространение среди многих ведущих уральских геологов [25, 83, 246]. Все исследователи, выделяющие эту породную формацию, вкладывают в нее определенный смысл — единство происхождения и времени формирования перидотитов и габброидов.

Однако в связи со значительным ростом информации о геолого-структурном положении и залегании ультрабазитов и габброидов на Урале, да и в других регионах, а также об их составе и составе переходных зон появились четкие представления относительно одновременности их формирования. Наиболее аргументированно это положение было сформулировано в докладе Д.С. Штейнберга от имени группы уральских геологов и петрографов [271] и рассмотрено в ряде других работ [67, 128, 136].

С нашей точки зрения применительно к Уралу целесообразно выделять самостоятельные дунит-гарцбургитовую и габбровую формации вместо единой габбро-перидотитовой и дунит-клинопироксенитовую вместо габбро-пироксенит-дунитовой.

В настоящее время различными исследователями ультрабазитов Урала получено достаточно много данных в пользу контактового воздействия габброидов на ультрабазиты дунит-гарцбургитовой формации. Это воздействие приводит к образованию на месте гарцбургитов пород дунит-верлит-клинопироксенитовой ассоциации (Хабарнинский, Верхне-Тагильский, Верх-Нейвинский, Алапаевский массивы и северная часть Баженовского массива), а иногда такая метасоматическая переработка альпийских ультрабазитов сопровождается и образованием на их месте вторичных габброидов типа троктолитов (северная часть Кемпирсайского массива — разрез по руч. Куагачу, детально описанный А.А.Ефимовым) [71].

Аналогичный вывод можно сделать и на основании изучения взаимоотношений пород Платиноносного пояса Урала, где образование железистых магнетитовых клинопироксенитов есть все основания связывать с контактовым воздействием габбро-норитов на породы дунит-клинопироксенитовой формации — мантийные дуниты и связанные с ними маложелезистые и низкоглиноземистые клинопироксениты [47].

Ультрабазиты, формирующиеся в пределах консолидированных структур платформ, согласно В.И. Гочышаковой, относятся к трем главнейшим формационным типам: габбро-перидотитовому (никеленосному), платобазальтовому (трапповому) и щелочно-ультраосновному — щелочно-базальтоидному (с субформациями: кимберлитовой и центральных интрузий ультраосновных-щелочных пород с карбонатами) [57]. При этом отмечается достаточно четкая взаимосвязь геолого-тектонического развития платформ и магматизма. Начальным этапам становления платформ в протерозое соответствует проявление базальтового (габбро-перидотитового) магматизма исключительно в интрузивной фации. С более поздними этапами развития платформ, характеризующимися возникновением дифференцированных движений и заложением поднятий и прогибов в рифее, связано проявление траппового магматизма. Проявление в пределах платформ щелочно-ультраосновного и щелочно-базальтоидного магматизма связано с их интен-

сивной тектонической перестройкой и заложением среди глубинных разломов, которые контролируют распространение кимберлитов и тесно связанных с ними пикритов. В.А.Милашев на примере Сибирской платформы показал, что обе эти фации пород являются продуктом единого процесса в верхней мантии и составляют, таким образом, генетический ряд [151]. При этом устанавливается, что кимберлиты алмазной субфации располагаются в "ядрах" областей ультраосновного магматизма, а породы пикритовой фации представляют собой пограничный шлейф соответствующих кимберлитовых провинций.

К субформации ультраосновных—щелочных пород принадлежат Гулинский, Одихинча и Ессейский массивы Маймеча-Котуйской провинции, Кийский массив в Енисейском крае, Якокутский массив в Центральном Алдане, группа интрузивных массивов Турьего полуострова в Кольско-Карельской провинции [7], Красномайский массив в Казахстане [166]. К этому же формационному типу принадлежит группа Алданских массивов с дунитовыми ядрами (Кондерский, Инаглинский и Чадский), которые Г.В.Андреев, В.В.Архангельская и ряд других исследователей предлагают относить к "формации дунитовых штоков" и которые, согласно классификации Ю.А.Кузнецова, генетически принадлежат к ряду формаций центральных интрузий и трубок взрыва [110].

Следует отметить, что щелочно-ультраосновная и щелочно-базальтоидная формации по глубинности заложения и источнику материала являются мантийными и несомненно наиболее глубинными — в отличие от габбро-перидотитовой и трапповой, которые генетически связаны с дифференциацией основной базальтовой магмы.

Габбро-перидотитовая формация платформенных областей представлена в основном стратиформными или расслоенными интрузиями, строение которых обусловлено чередованием выдержанных слоев магматических пород различного состава. Формирование расслоенных интрузий осуществляется вследствие процесса аккумуляции кристаллов по мере их кристаллизации в замкнутых интрузивных камерах. При этом ассоциации минералов, последовательно образующиеся по мере охлаждения магматического расплава, сохраняются на месте их осаждения в виде согласных чередующихся слоев — главных элементов магматической расслоенности. Типичными представителями стратиформных интрузий являются Бушвельд и Великая Дайка в Южной Африке и в Зимбабве, Садбери, Маскокк и Бей-оф-Айлендс в Канаде, Стилуотер в США, Скергаард в Гренландии, Джозефина в Австралии, Мончегорский в Карелии, Златогорский в Казахстане, Лысогорский, Йоко-Довыренский и Патынский в Сибири и в Забайкалье. Такие зональные массивы стратиформного типа обычно слагаются дунитами, перидотитами, пироксенитами, а также габброидами и характеризуются постепенными переходами между отмеченными породами. Н.П.Михайлов, Е.В.Шарков и Д.М.Орлов относят такие стратиформные массивы, распространенные в пределах платформ, к перидотит-пироксенит-норитовой формации [154], что, вероятно, более точно, поскольку такое название формации, как "габбро-перидотитовая", приобрело значение термина свободного пользования и не позволяет однозначно определять формационно-генетическую природу и тектоническую позицию этого комплекса пород.

Наиболее характерной особенностью первичной магматической расслоен-

ности стратиформных массивов является ее исключительная выдержанность по простиранию и ритмичное повторение слоев одинакового состава [243, 294, 295, 322]. Ритмы имеют двух-, трех-, редко четырехчленный характер и асимметричное строение: снизу вверх высокотемпературные минеральные парагенезисы сменяются более низкотемпературными. Это выражается, в частности, в том, что в основании каждого ритма преобладают существенно оливиновые породы — дуниты или гарцбургиты, сменяющиеся вверх по разрезу пироксенитами, троктолитами, габбро-норитами и лейкократовыми габброидами. Такой же порядок расчлененности отмечается и в целом для массивов подобного типа: в нижней их части преобладают ультрабазиты и почти отсутствуют габброиды, в верхних же частях массивов обычно отмечаются обратные соотношения. Другой важной особенностью строения стратиформных массивов является большой геохимический градиент состава главных породообразующих минералов: повышение железистости и кальциевости темноцветных компонентов (оливина, ромбического и моноклинного пироксенов, а также увеличение роли альбитовой составляющей в плагиоклазах).

Образование подавляющего большинства стратиформных массивов, происходившее в относительно спокойной тектонической обстановке, связывается с процессами тектономагматической активизации [153, 154]. Комплексы таких интрузий известны начиная с раннего протерозоя, когда складчатые архейские образования представляли собой уже достаточно консолидированные структуры. Несмотря на то, что расчлененные интрузии в этих структурах имеют также докембрийский возраст, они всегда являются более поздними образованиями, внедрившимися в уже метаморфизованные складчатые толщи (Мончегорский плутон в Карелии, интрузии Воронежского кристаллического массива в фундаменте Русской платформы, Довыренский массив в Северном Прибайкалье).

Необходимо отметить, что расчлененные плутоны раннепалеозойского возраста также залегают в краевых частях древних платформ или в древних срединных массивах. Установленная Н.П.Михайловым и соавторами на примере изучения Златогорского стратиформного массива в Кокчетавском районе Казахстана синхронность проявления расчлененных базит-ультрабазитовых интрузий с формированием раннегеосинклинальных базальтов и альпинотипных ультрабазитов в соседних складчатых зонах [153] является, по-видимому, общей закономерностью. По нашим данным, аналогичная картина наблюдается относительно синхронности становления ряда хромитоносных стратифицированных габбро-ультрабазитовых массивов типа Сарановских на западном склоне Урала (в пределах Каменногорско-Кваркушского мегантиклинория) с формированием базальтов и интрузивных ультрабазитов дунит-гарцбургитовой формации в эвгеосинклинальной зоне Урала.

Ультрабазиты, генетически связанные с дифференциацией пород трапповой формации, распространенных в пределах платформ, встречаются в ряде областей Сибирской и Русской платформ и обычно по составу относятся к пикритам. По данным А.М.Виленского и Б.В.Олейникова, для траппового магматизма в пределах Сибирской платформы характерны три этапа — протерозойский, среднепалеозойский и верхнепалеозойский—нижнемезозойский [39]. Последний этап характеризуется наибольшей интенсивностью,

причем из выделяемых для него нескольких субпровинций — Норильской, Путоранской, Тунгусской, Ангаро-Катангской и Ангаро-Вилнойской, лишь для первой из них отмечается значительное количество пикритовых фаций. Согласно исследованиям М.Л. Лурье и соавторов, дифференцированные от пикритовых долеритов до габбро-диоритов интрузии норильского комплекса кристаллизовались из ненасыщенной (по А.Н. Заварицкому) магмы, бедной щелочами и содержащей повышенное количество магния [124].

В пределах северо-восточной окраины Русской платформы в соответствии с данными Б.А. Голдина и соавторов выделяются две разновозрастные трапповые формации — среднепалеозойская и позднепалеозойско-раннемеозойская [56]. Первая представлена интрузивными и эффузивными фациями, а последняя — только эффузивными. Резкая дифференциация с образованием ультраосновных, а также рудных фаций отмечается лишь для интрузивных силлов и хонолитов хребта Пай-Хой и бассейна Верхней Печоры.

Пикритовые габбро-долериты и габбро-диабазы содержат железистый оливин (более 20% нормативного фаялита, Fa) и железистый ортопироксен (20–22% ферросилитовой составляющей, Fs). Количество оливина в них в среднем составляет 16%, однако иногда в пикритовых фациях Пай-Хоя увеличивается до 50–60%, а ортопироксена — до 10–15%. Необходимо также отметить, что генетическая принадлежность таких пикритов к продуктам дифференциации базальтовой магмы несомненна. Об этом свидетельствуют постепенные переходы от пикритов к долеритам через пикрит-долериты, явно повышенная их железистость (от 20% и выше), а также повышенное содержание в них алюминия, кальция и железа и относительно пониженное — магния.

Породы щелочной оливин-базальтовой формации на западном склоне Среднего Урала встречаются среди верхнедевонско-кембрийских и ордовикско-силурийских образований. К ним относятся ультраосновные породы в виде даек пикритовых порфиритов антипинского и кусьинского комплексов, мелкие дайковидные тела эксплозивных брекчий щелочно-ультраосновного состава [279] и эффузивные толщи авгититов и лимбургитов дворецкого комплекса [199]. Отмеченные породы находятся в тесной геологической и пространственной связи с трахибазальтовыми порфиритами и эссексит-диабазами.

А.М. Зильберман и соавторы в пределах западного крыла Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория выделили благодатский вулканический комплекс, представленный щелочно-ультраосновными стекловатыми породами, лаво- и туфобрекчиями с ксенолитами глубинных пород — гранатовыми перидотитами, лерцолитами, дунитами и эклогитами мантийного и корового происхождения [78]. В строении вулканогенной толщи принимают участие также трахибазальтовые и трахиандезит-базальтовые порфириты. Характерной особенностью брекчий вулканитов этого комплекса является присутствие в качестве цемента стекловатой микропорфировой массы щелочно-ультраосновного состава, в которую погружены обломки трахибазальтовых порфиритов, карбонатных пород, гнейсов и других пород.

Количество оливиновых вкрапленников в пикритовых порфиритах этой формации обычно не превышает 20%, а состав его соответствует 18–20 Fa. Значительно реже среди вкрапленников присутствует клинопироксен. В от-

Таблица 1

Формационно-генетическая классификация ультрабазитов Урала

Формация	Субформация	Главные разновидности пород	Тип образования или преобразования	Геотектонический режим	Возраст	Распространенность, %
Дунит-гарцбургитовая	Автохтонных ультрабазитов	Дунито-гарцбургиты, дуниты	Интрузивные, рес-титогенные	Эвгеосинклинальный	O-S ₂	5-7
	Аллохтонных ультрабазитов	Дунито-гарцбургиты, дуниты, гарцбургиты	То же, но более измененные	Эпизвгеосинклинальный	S ₂ -D ₁	10-15
	Протрузивных ультрабазитов	Гарцбургиты, перцолиты, дуниты	Метаморфические	"	D ₂ -D ₃ и C ₁	70-80
Дунит-клинопироксенитовая	Дунит-клинопироксенитовая	Дуниты, клинопироксениты	Метасоматические	"	S ₂ -D ₃	1-2
	Зональных массивов	Дуниты, мало-железистые клинопироксениты	Магматические, перекристаллизованные	Переходный	S ₂	3
Габбровая	Рудных клинопироксенитов	Железистые клинопироксениты	Метаморфические	Субплатформенный	S ₂ -D ₂	< 1
Железистых перидотитов	Габбро-норит-перидотитовая	Гарцбургиты, редко дуниты	Интрузивные	Миогеосинклинальный (субплатформенный)	O-S ₂ (D ₁)	< 1
	Пироксенит-перидотитовая	Гарцбургиты, клинопироксениты	Интрузивные, частично метаморфические	То же	PR ₂ -Є и O-D ₁	< 1
Трапповая	Пикрит-диабазовая	Пикритовые порфириты	Интрузивные, с явлениями дифференциации	"	S ₂ -D ₁	< 1
Щелочная оливин-базальтовая	Пикритовая	Пикритовые порфириты, туфы, лимбургиты	Интрузивные	"	Є-V	< 1
	Кимберлитовая	Кимберлиты	Трубки взрыва	Платформенный	PR ₂ -D ₁	< 1

4022

личе от пикритов эксплозивные брекчии ультраосновного состава представлены туфовыми фациями, для которых характерна интенсивная карбонатизация. Она отмечается и в лимбургитах, особенно для брекчированных фаций.

Каждой из выделенных формаций свойственно становление в определенных геотектонических условиях: ультрабазиты дунит-гарцбургитовой формации мантийного происхождения интрузивным путем формировались лишь в начальном этапе развития эвгеосинклинали — в период растяжения структуры. Формирование протрузивных ультрабазитов происходило в более поздний этап геосинклинального развития в условиях сжатия, при этом серпентинизация происходила в процессе или после становления интрузивных ультрабазитов, однако предшествовала этапу протрузивного внедрения ранее сформировавшихся ультраосновных пород в более высокие структурные горизонты земной коры. В свою очередь, формирование дунит-клинопироксенитовых комплексов, а также лерцолитов вторичного происхождения и форелленштейнов за счет метасоматического преобразования и в краевых частях дунит-гарцбургитовых и гарцбургитовых интрузивных массивов происходило в период относительной консолидации геологической структуры и чаще всего под непосредственным воздействием более поздних габброидов.

Дуниты западной ассоциации Платиноносного пояса, принадлежащие к дунит-клинопироксенитовой формации и обладающие несомненно мантийным происхождением, первоначально формировались интрузивным путем, но (в отличие от интрузивных пород дунит-гарцбургитовой формации) в условиях достаточно высокой консолидации структуры — в "переходную" стадию. Что касается генетической принадлежности клинопироксенитов и времени их образования, то маложелезистые и низкоглиноземистые клинопироксениты в краевых частях дунитовых массивов независимо от их генезиса — магматического или метасоматического — достаточно резко отличаются от сильно железистых и высокоглиноземистых рудных клинопироксенитов восточной ассоциации, обладающих всеми чертами базальтоидного происхождения и генетически связанных с влиянием наложенных метаморфических процессов пород габбровой формации.

Становление ультрабазитов базальтоидного происхождения на западном склоне Урала в пределах миогеосинклинали, по-видимому, связано с этапом активизации магматизма в период заложения уральской эвгеосинклинали. При этом становление массивов пироксенит-перидотитовой субформации происходило в связи с рифтогенезом в начальный этап развития структуры, а массивов габбро-норит-перидотитовой — позднее. Это вполне совпадает с геологической датировкой времени их формирования, которую дают различные исследователи, занимавшиеся их детальным изучением. Что касается остальных двух формаций — трапповой и щелочно-оливин-базальтовой, то ультраосновные фации здесь имеют ограниченное развитие и в основном исчерпываются пикритами, формационная и генетическая принадлежность которых определяется глубиной заложения магматических очагов.

Изложенные представления по генетическому и формационному расчленению ультрабазитов Урала, формирующихся в допалеозойское и палеозойское время и в условиях различного геотектонического режима, обобщены в формационно-генетической их классификации (табл. 1).

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И РАЗМЕЩЕНИЕ УЛЬТРАБАЗИТОВ УРАЛА РАЗЛИЧНЫХ ФОРМАЦИОННЫХ ТИПОВ

Для уральского региона характерна весьма высокая насыщенность ультраосновными породами. Согласно подсчетам, выполненным И.Д.Соболевым, площадь выходов ультрабазитов на западном склоне Урала составляет 2470 км², а на восточном — 14 740 км², что соответственно равно 0,6 и 3,0% от общей площади выходов магматических пород на Урале. Поскольку часть несомненно эвгеосинклинальных ультрабазитов, наиболее широко распространенных на восточном склоне Урала, вследствие надвиговых дислокаций оказалась географически в пределах западного склона Урала (например, массивы Крака, Медногорские, Нязепетровский и ряд других), процент эвгеосинклинальных ультрабазитов, принадлежащих в подавляющем большинстве случаев к дунит-гарцбургитовой формации, еще выше и равен 80—85% от общей массы ультрабазитов на Урале.

Все приуроченные к эвгеосинклинальной зоне (рис. 1) ультраосновные породы принадлежат к исходной группе мантийных пород, хотя и характеризуются различным механизмом их формирования в земной коре, а также различной степенью их высоко- и низкотемпературной метасоматической переработки. Поэтому в пределах обширной дунит-гарцбургитовой формации целесообразно выделять интрузивные и протрузивные субформации, а также метаморфические дунит-клинопироксенитовые комплексы.

Проведенное нами детальное изучение более чем 20 ультраосновных массивов, относящихся к дунит-гарцбургитовой формации, свидетельствует о весьма сложной истории их становления. Исходя из условий их формирования и интенсивности вторичных процессов метаморфизма, целесообразно, на наш взгляд, в пределах обширной дунит-гарцбургитовой формации выделять четыре основные субформации (табл. 1).

Субформация автохтонных ультрабазитов включает наименее измененные ультрабазиты. Эти породы в меньшей степени подверглись процессам вторичных высокотемпературных метасоматических преобразований. Среди вторичных продуктов изменения ультрабазитов преобладают безмагнетитовые лизардитовые серпентиниты регрессивного этапа метаморфизма. Антигоритовые серпентиниты в целом не характерны для ультраосновных пород этой субформации. Поскольку такие интрузивные дунит-гарцбургитовые массивы образуются в основном в рифтогенную стадию — при растяжении структуры, для них характерны лакколитовая или лополитовая форма и зональное строение массивов, причем дуниты обычно занимают стратиграфически более низкое структурное положение. Сюда относится значительная группа крупных хромитоносных массивов Урала, включая Кемпирсайский, Халиловский, Аккаргинский и Ключевской.

Для *массивов субформации аллохтонных зональных ультрабазитов* характерно выделение обособленных полей дунитов, дунит-гарцбургитов и гарцбургитов. Такие массивы слагаются значительно более дислоцированными фашиями пород — вплоть до образования своеобразных оливин-антигоритовых пород типа штабахитов или "войкаритов" [204]. Гарцбургиты и дунито-гарцбургиты обычно представлены полосчатыми и разгнейсованными разновидностями вследствие наложенного высокотемпературного метаморфизма, происходящего, по-видимому, в период надвиговых дисло-

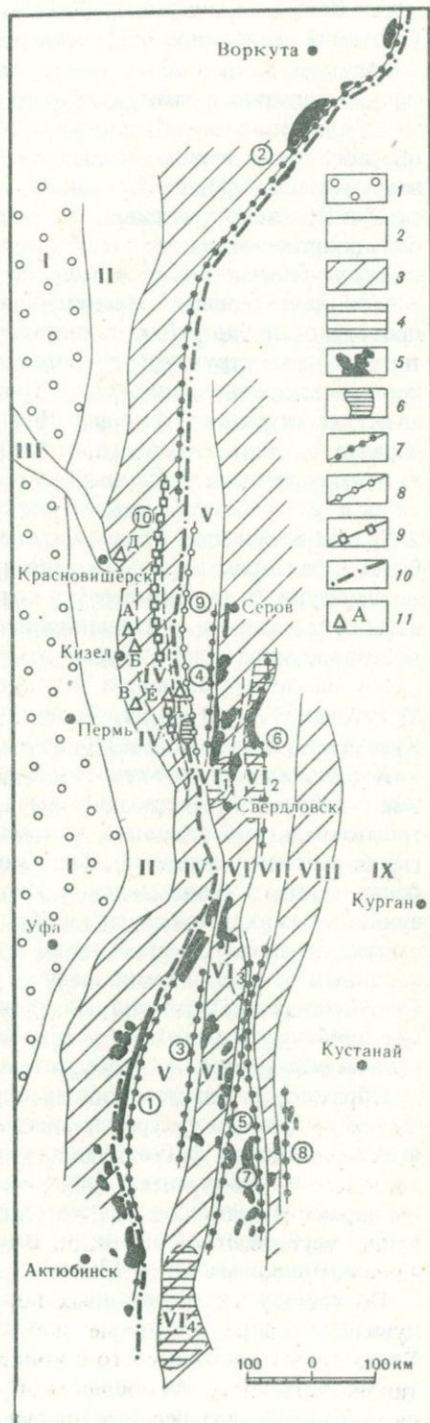
Рис. 1. Схема геолого-структурного размещения ультрабазитов Урала

1 — краевая часть Русской платформы; 2 — погружения; 3 — поднятия; 4 — сиалические блоки в эвгеосинклинали; 5 — ультрабазиты дунит-гарцбургитовой формации; 6 — ультрабазиты дунит-клинопироксенитовой формации; 7 — пояса альпинотипных ультрабазитов; 8 — Платиновый пояс; 9 — пояс базальтоидных ультрабазитов; 10 — региональные разломы; 11 — участки детальных исследований на западном склоне Урала: А — Благодатский, Б — Семеновский, В — Кусьинский, Г — Промысловский, Д — Красновишерский, Е — Сарановский

Основные структуры: I — Русская платформа; II — Предуральский прогиб; III — Больше-Колчимское поднятие; IV — Центрально-Уральское поднятие (пунктиром обозначен Каменногорско-Кваркушский антиклинорий); V — Тагильско-Магнитогорское погружение; VI — Восточно-Уральское поднятие (сиалические блоки в нем: VI₁ — Салдинский, VI₂ — Мурзинско-Адуйский, VI₃ — Ильменогорский, VI₄ — Мугоджарский); VII — Восточно-Уральское погружение; VIII — Зауральское поднятие; IX — Тургайское погружение

Выделенные пояса ультрабазитов (цифры в кружках): 1 — Уфалейско-Кемпирсайский; 2 — Войкаро-Салатимский; 3 — Миасско-Кашбахский; 4 — Серовско-Невьянский; 5 — Айдырлинско-Татищевский; 6 — Алапаевско-Теченский; 7 — Полтавско-Киембайский; 8 — Джетыгаринско-Аккаргинский; 9 — Платиновый; 10 — Сарановско-Вишерский

каций. Ультраосновные массивы находятся в аллохтонном залегании в краевых и центральных частях эвгеосинклинальной области Урала [89, 188]. Из вторичных процессов наложенного метаморфизма наиболее характерна амфиболизация — около многих массивов в западной краевой зоне геосинклинали фиксируются зоны глаукофанового метаморфизма [119], что свидетельствует о наличии высоких давлений в период их тектонических перемещений при сдвиговых дислокациях. К этой субформации принадлежат многие зональные дунит-гарцбургитовые мас-



сивы: Войкаро-Сыньинский, Рай-Из, Сыум-Кеу, Верхне-Тагильский, Красноуральский, Алапаевский, Нуралинский, Хабарнинский и ряд других.

Массивы протрузивных ультрабазитов слагаются, как правило, сильно серпентинизированными гарцбургитами или апогарцбургитовыми, реже аполерцолитовыми или аподунитовыми серпентинитами с линзовидными обособлениями перидотитовых тектонитов. Часто они сопровождаются зонами меланжа (Медногорская группа массивов, Абзаковский, Шерамбайский и Режевской массивы). К этой субформации относится подавляющее большинство массивов, располагающихся в пределах уральской эвгеосинклинали. Обычно это небольшие по размерам бескорневые тела линейного типа с характерным субмеридиональным простиранием. Столь же часто протрузивные ультрабазиты оконтуривают брахисинклинальные и брахиантиклинальные структуры второго или третьего порядка в пределах обширной уральской эвгеосинклинали. Иногда согласные тела ультрабазитов переходят на глубине в секущие. Для протрузивных ультрабазитов наиболее характерен магнетит-антигоритовый вторичный парагенезис, реже лизардит-антигоритовый, который образуется, как нами было ранее показано, лишь в ультрабазитах тектонически ослабленных зон и нарушений [136, 137]. Из вторичных процессов низкотемпературного метаморфизма наиболее характерны карбонатизация и оталькование. Роль процессов высокотемпературного метасоматоза, с которым связано образование вебстеритовых, энстатитовых и клинопироксенитовых тел в формировании таких массивов, минимальна. Кроме отмеченных, протрузивными ультрабазитовыми массивами являются: Куликовский, Каменногорский, Варшавский, Могутовский, Гогинский, Троицкий, Атрянский, Увельский, Теченский, Кусемский, Чесменский и ряд других.

К дунит-клинопироксенитовой субформации относятся метасоматические дунит-клинопироксенитовые полосчатые комплексы, а также троктолиты, образующиеся в краевых частях дунит-гарцбургитовых или гарцбургитовых массивов, близ контакта их с габброидами несомненно более позднего происхождения. Иногда такие полосчатые комплексы образуются и без видимой связи с габброидами, однако во всех случаях они связаны с кальциевым метасоматозом существенно магнизиальных по составу исходных пород. Формирование троктолитов связано соответственно с Са—Al метасоматозом ультраосновных пород и наблюдается в краевых частях дунит-гарцбургитовых массивов, например на западе Кемпирсайского, где они образуются по гарцбургитам [278].

Образование плагиоклазовых лерцолитов в краевых и приапикальных частях некоторых ультраосновных массивов типа Нуралинского [198], по всей вероятности, связано также с процессами Са—Al метасоматоза, происходящего в гарцбургитах. Содержащиеся в них акцессорные хромшпинелиды характеризуются весьма железистым составом и отличаются от существенно магнизиальной шпинели, содержащейся в лерцолитах из типичных альпийнотипных массивов [303].

По составу ультраосновных пород, а также слагающих их минералов дунит-клинопироксенитовые полосчатые комплексы восточного склона Урала имеют много общего с концентрически-зональными массивами Платиноносного пояса. Их общность определяется также тем, что они образуются несомненно позднее, чем интрузивные ультрабазиты дунит-гарцбургито-

вого состава, — в условиях явной консолидации структуры земной коры. Это во многом и предопределяет сходство их минерального состава с зональными дунит-клинопироксенитовыми массивами Платиноносного пояса. Дуниты таких полосчатых комплексов значительно более ожелезнены, чем типичные дуниты интрузивных ультрабазитов, и содержат сильно метаморфизованный железистый хромшпинелид. Клинопироксениты же содержат относительно мало железа и глинозема. Весьма характерно, что в составе таких полосчатых комплексов совершенно отсутствует ромбический пироксен. Присутствие его в нормативном составе (в проанализированных ультрабазитах ряда массивов) определяется аллохимическим характером наложенного низкотемпературного метаморфизма — выносом части магния при серпентинизации оливина. Ультрабазиты этой субформации встречаются в целом ряде массивов Урала — Кимпирсайском, Хабарнинском, Нуралинском, Верхне-Тагильском, Алапаевском, Баженовском, Ключевском и др. Сравнительно недавно О.К.Иванов выделил свыше 20 зональных массивов на восточном склоне Среднего Урала [87]. С нашей точки зрения, вряд ли есть основания рассматривать все выделенные им массивы как зональные, аналогичные массивам Платиноносного пояса Урала.

Массивы *дунит-клинопироксенитовой формации* распространены в крайней, западной части уральской эвгеосинклинали и входят в состав Платиноносного пояса Урала. По классификации Е.Д.Джексона и Т.П.Тайера, они принадлежат к концентрически-зональному типу ультрабазитов [323] и представлены дунитами и маложелезистыми низкоглиноземистыми клинопироксенитами.

В пределах Платиноносного пояса Урала на протяжении около 900 км с севера на юг выделяются две субформации ультраосновных массивов: группа обособленных тел существенно дунитового или дунит-клинопироксенитового состава (Желтая Сопка, Гладкая Сопка, Сосновский Увал, Вересовая Гора, Вересовый Бор, Светлый Бор, Нижне-Тагильский и Омутнинский массивы), располагающихся в самой западной части Тагильского погружения.

Важным признаком ультраосновных пород, входящих в состав дунит-гарцбургитовой и дунит-клинопироксенитовой формаций Урала, является уровень развития вмещающих их тектонических структур: в первом случае развитие интрузивных рестигогенных по происхождению ультраосновных пород происходило в начальные этапы развития уральской геосинклинали — в рифтогенную стадию, в то время как перекристаллизация дунитов и развитие клинопироксенитов в составе дунит-клинопироксенитовой формации происходит в более позднюю, переходную стадию в условиях консолидации западной части эвгеосинклинали. Об этом же свидетельствует конфокальная форма ряда зональных дунит-клинопироксенитовых массивов Платиноносного пояса и в первую очередь Кытлымского массива [68].

Субформация рудных клинопироксенитов. В Висимском, Качканарском, Кытлымском и в ряде других массивов Платиноносного пояса Урала встречаются высокожелезистые и глиноземистые рудные клинопироксениты, которые генетически связаны с контактовым воздействием габбро-норитов на ультрабазиты дунит-клинопироксенитовой формации. К ней относится группа массивов, слагающихся преимущественно оливиновыми и магнетитовыми пироксенитами и верлитами, реже оливинитами и горнblendитами, тесно пространственно, а возможно и генетически, связанными с габброида-

ми, включая габбро-нориты. Эта группа ультраосновных массивов, располагающаяся восточнее первой, объединяет Хорасюрский, Ялпин-Нерский, Чистопский, Помурский, Денежкин Камень (Пихтовый и Вересовый Увалы), Кумбинский, Кытлымский, Качканарский, Баранчинский и Первоуральский массивы.

Из интрузивных и частично метаморфизованных формаций ультрабазитов, распространенных в пределах западного склона Урала, т.е. миогеосинклиналиной его части, достаточно уверенно выделяются три: железистых перидотитов, трапповая и щелочная оливин-базальтовая. Необходимо отметить, что если в первой ультраосновные породы представлены достаточно широко, то в последних двух они встречаются редко и лишь среди интрузивных фаций.

В целом ультрабазиты *формации железистых перидотитов* образуют Сарановско-Вишерский пояс общей протяженностью более 400 км. Эта формация, выделенная нами, является аналогом пироксенит-перидотитовой формации Л.Д.Булыкина и К.К.Золоева [25] и перидотит-пироксенитовой формации Н.П.Михайлова [152]. Из наиболее крупных ультраосновных массивов к этому формационному типу на Северном Урале относятся Уловский и Мойвинский. По данным Ю.Д.Смирнова, небольшие ультраосновные массивы этой формации встречаются в верховьях р. Лопы, в бассейне рек Мыки и Кутима, а также на горе Антипинский гребень. Большинство интрузивных тел залегает в форме даек и неправильной формы тел и имеет активные контакты с породами O_1 [215] или O_3 [232]. Согласно исследованиям Н.П.Старкова, пироксениты здесь имеют метасоматическое происхождение [231, 232].

Одной из характерных особенностей выделяемой пироксенит-перидотитовой субформации, кроме ее особого геотектонического положения — в миогеосинклиналиной зоне Урала, является ее базальтоидное происхождение. В пользу этого свидетельствует повышенная железистость гарцбургитов, а также более высокое содержание в них титана, ванадия и глинозема, о чем подробнее будет дана информация ниже.

К габбро-норит-перидотитовой субформации ультрабазитов, распространенных в миогеосинклиналиной части Среднего Урала, относятся Сарановские и, вероятно, Мало-Ашкинский и Воронковские хромитоносные массивы [86]. Все они располагаются в пределах обширного Кваркушско-Каменногогорского антиклинория. Сарановские же массивы располагаются в районе периклиналиного замыкания Сарановской антиклинали второго порядка, прорывая слагающие ее алевролиты и хлорит-кварцевые сланцы с прослоями углистых и кварц-серицитовых сланцев. О.К.Иванов, детально изучавший строение Северо-Сарановского ультраосновного массива, показал, что в его пределах достаточно четко выделяются дуниты, стратифицированные хромитоносные гарцбургиты и метаморфизованные габброиды [84].

В целом для ультрабазитов стратифицированной толщи Сарановского массива наблюдается тенденция к повышению содержания бронзита снизу вверх (или от западного контакта к восточному), увеличение в том же направлении железистости серпентинитов от 13–14 до 16–17% и увеличение среднего содержания TiO_2 в серпентинитах от 0,19 в бронзитовых дунитах до 0,28% в дунит-гарцбургитах. Все концентрации хромшпинелидов в телах стратифицированной толщи имеют форму пластов и пропластков мощ-

ностью от нескольких миллиметров до 20 м с длиной от десятков до 1200 м. Всего, согласно данным О.К.Иванова, отмечается 29 обособленных пластов хромитов мощностью более 3 см [85]. Хотя пласты хромитов известны во всех типах пород стратифицированной толщи, наиболее мощные (так называемые Восточное, Центральное и Западное рудные тела) в основном приурочены к зоне перехода от бронзитовых дунитов к дунит-гарцбургитам. Для Сарановского массива характерно закономерное изменение состава рудных хромшпинелидов вверх по разрезу стратифицированной толщи: увеличение содержания в хромшпинелидах Ti, Fe²⁺, Fe³⁺, Mn, V и уменьшение Mg, Al, Ni и Co, как в классических стратиформных массивах типа Бушвельда, Стиллуотера, а также Великой Дайки. В пользу генетической принадлежности Сарановского массива к стратиформному типу свидетельствуют постепенные и ритмично-постепенные переходы от хромитов к ультрабазитам, одинаковые взаимоотношения минералов в ультрабазитах и хромититах, отсутствие замещений ультрабазитов хромититами, что указывает на их сингенетичное происхождение.

В северо-восточной части массива находится тело габброидов. Близ контакта с ультрабазитами располагаются фации метаморфизованных пироксенсодержащих анортозитов, которые далее сменяются актинолит-соссюритовыми мезократовыми метагабброидами. Габброиды косо пересекают полосчатость стратифицированных ультрабазитов и срезают часть верхнего дунитового и дунит-гарцбургитового горизонта.

Несмотря на явные черты сходства строения Сарановского массива со стратиформными, имеется ряд и специфических особенностей его формирования. Среди них необходимо отметить явную многофазность формирования слагающих массив ультрабазитов и базитов, отсутствие между ними постепенных переходов, отсутствие зоны закалки, столь характерной для типичных стратиформных массивов. Это позволяет согласиться с мнением О.К.Иванова о наиболее вероятной принадлежности Сарановского массива к полигенным дифференцированным базальтоидным интрузиям.

Строение рудных тел Южно-Сарановского массива весьма близко к строению таковых в Северо-Сарановском. Здесь также фиксируются три наиболее крупных рудных тела (Западное, Центральное и Восточное), расположенных среди стратифицированных дунито-гарцбургитов. Для хромитов этих массивов характерно сингенетичное происхождение с вмещающими их ультрабазитами — без явных признаков замещения силикатных минералов хромшпинелидами.

Относительно формационной и генетической принадлежности Сарановского массива существует несколько точек зрения. Несмотря на высказанную И.А.Зиминим еще в 1938 г. идею о сходстве руд Сарановского месторождения с рудами Бушвельда и Великой Дайки [79], до середины 60-х годов все исследователи относили ультрабазиты Сарановского и других массивов миогеосинклинальной части Урала к единой габбро-перидотитовой формации. В 1964 г. Д.С.Штейнберг, И.А.Малахов и В.Г.Фоминых на основании детального изучения отнесли Сарановские ультрабазиты к дифференциатам базальтоидной магмы [274]. Н.В.Павлов и И.И.Григорьева отнесли Сарановский массив к габбро-норит-гарцбургитовой формации, промежуточной между формациями платформенных и геосинклинальных областей [168]. Т.А.Смирнова классифицировала этот массив в составе

хромитовой формации дифференцированных базальтоидных интрузивов или к более обширной, гарцбургит-ортопироксенит-норитовой формации консолидированных областей [216].

Пикрит-диабазовая субформация. К ультраосновным породам в составе трапповой формации, как выше уже отмечалось, относятся лишь интрузивные их фации, способные давать пикритовые дифференциаты. Однако, хотя чаще всего им сопутствуют габбро-диабазы (р. Перша, р. Сев. Ослянка) или долериты (р. В.Жигалан), они нередко образуют и самостоятельные дайки. Последние обычно имеют субмеридиональное простирание, крутое падение и мощность 20–90 м при длине тел от 500 м до 3,5 км. Тем не менее определить генетическую принадлежность пикритовых порфиритов, встречающихся в пределах западного склона Среднего и Северного Урала, в большинстве случаев очень непросто: весьма близкие по составу пикриты могут образовываться и при дифференциации траппов, и при дифференциации пород – производных щелочной оливин-базальтовой магмы. Все это послужило основанием для выделения Н.П.Старковым единой формации пикритовых порфиритов [232]. Определять происхождение пикритов (производных малоглубинной трапповой магмы или наиболее глубинной – щелочной оливин-базальтовой) крайне важно не только в научном, но и в практическом отношении, поскольку позволяет выявлять их металлогеническую специализацию. Высказанное Д.С.Штейбергом предположение о прямой зависимости содержания титана в породах от глубины зарождения основных и ультраосновных магм [269] получило впоследствии подтверждение экспериментальными исследованиями Мак-Грегора, который показал, что содержание титана – более надежный индикатор глубины образования базальтов, чем степень их щелочности [328]. Следует, однако, иметь в виду, что количество титана в породах любого генетического типа закономерно уменьшается с повышением содержания в них магния, поэтому правомочно судить о генетической принадлежности пород по количеству содержащегося в ней титана лишь при одном и том же содержании в ней магния. Другим вполне надежным критерием при определении генетического или формационного типа пород является присутствие в них ксеногенного материала мантийного или корового происхождения: породы трапповой формации практически никогда не содержат глубинных ксенолитов. Руководствуясь этими соображениями, к породам – производным трапповой формации можно отнести, кроме уже упоминавшихся Першинской и Северо-Ослянской даек пикритовых порфиритов, также пикриты Чувальской, Ишеримской, Средне-Жигалановской и Лиственничной интрузий.

Выделяемая нами пикрит-диабазовая субформация траппов аналогична габбро-диабазо-долеритовой ассоциации, описанной Е.М.Чернышовой, отметившей ее большое сходство по минеральному и химическому составу с габбро-диабазами трапповой формации Норильска [262].

Ультрабазиты *щелочной оливин-базальтовой формации* Урала в основном представлены пикритами или, точнее, пикритовыми порфиритами, их туфами и лимбургитами. Пикриты и их туфы слагают обычно сравнительно небольшие по размерам жилы, дайки и небольшие изометричные в плане тела. Встречаются они, по Н.П.Старкову, чаще всего среди антиклинальных структур третьего порядка в пределах западного крыла обширного Кваркушско-Каменногорского антиклинория (включая и Безгодовскую грабен-

синклиналь) и на восточном крыле этого мегантиклинория (Улсовско-Висимская синклинальная зона) [232]. Кроме пикритов, к этой формации относятся разнообразные щелочные базальтоиды и их туфы, детально исследованные Н.А.Румянцевой [200], Ю.В.Шурубором [279], А.М.Зильберманом [77] и Е.М.Чернышовой [262]. В данной работе они не рассматриваются. Типичные пикритовые порфириты встречаются в Горнозаводском районе — в бассейне р. Кусьи, а также в районе пос. Теплая Гора, в районе р. Няра, где они повсеместно тесно ассоциируют с эссексит-диабазами и некоторыми другими субщелочными породами. Для них характерно относительно повышенное содержание титана и фосфора, а иногда и присутствие ксеногенных глубинных включений типа мантийных и коровых эклотитов.

К этой же формации принадлежат проблематичные кимберлиты, пока не найденные в миогеосинклинальной части Урала непосредственно в коренном залегании — в виде трубок, но материал из которых встречается в песчаниках такатинской свиты в Красновишерском районе, а также обнаружены в виде обломков среди лав вулканитов основного состава в районе горы Благодать.

МОРФОЛОГИЯ И СТРОЕНИЕ УЛЬТРАОСНОВНЫХ МАССИВОВ УРАЛА

Форма альпинотипных массивов, наиболее распространенных в пределах эвгеосинклинальной части Урала, определяется условиями их формирования. Первичная (интрузивная) стадия становления связана с внедрением ультрабазитов из верхней мантии по глубинным, обычно крутопадающим разломам, в основном располагающимся на границах крупных структурных элементов. Внедрение их происходило в стадию растяжения точно так же, как и внедрение ультрабазитов по глубинным разломам в океанических структурах. Вследствие этого массивы интрузивных ультрабазитов обладают (это было в свое время установлено А.Н.Заварицким [73, 75]) формой типа факолитов или акмолитов, осложняемой наложенными в последующий период их формирования тектоническими деформациями сжатия и скола [73, 75]. Типичными примерами являются массивы: Кемпирсайский (рис. 2), Хабарнинский (рис. 3), а также Крака, Восточно-Тагильский, Ключевский, Алапаевский. Такие ультраосновные массивы интрузивного происхождения, не претерпевшие сколько-нибудь значительных тектонических деформаций, обычно слагаются безмагнетитовыми аподунитовыми и апогарцбургитовыми лизардитовыми серпентинитами.

Однако подавляющее большинство альпинотипных ультраосновных массивов Урала обладает четко выраженной пластообразной или более сложной формой и является следствием наложения деформаций сжатия, сдвига и скола. Такие массивы формировались в большинстве случаев протрузивным путем — путем выжимания и перемещения по системе надвигов серпентинизированных масс ультрабазитов в более высокие структурные горизонты. Амплитуда перемещений самая различная: в большинстве случаев она измеряется сотнями метров, реже единицами километров. Для этой морфологической группы ультраосновных массивов характерна лизардит-антигоритовая и антигоритовая серпентинизация, сопровождающаяся выделением вторичного магнетита. Типичными примерами массивов этого типа являются Абзаковский и Миндякский (Сакмарский), непосредственно располага-

ющиеся в пределах Главного Уральского разлома, а также находящиеся к востоку и юго-востоку от них Аргазинский, Чебаркульский, Могутовский, Гогинский, Арчаглы-Аятский, Каменнодольский, Аниховский и целый ряд других массивов на Южном Урале. Очень часто при таких деформациях сжатия образуются массивы, обладающие более сложной формой. В качестве примера можно сослаться на Куликовский и Бурыктальский массивы (рис. 4).

В отличие от альпинотипных ультрабазитов Урала, формировавшихся в начальный период развития геологических структур, становление ультрабазитов Платиноносного пояса происходило в более позднюю, переходную стадию. Поэтому для них наиболее характерна воронкообразная или конфокальная форма. Типичным массивом этого типа является Кытылымский [68]. Вследствие последующих дислокаций и тектонических перемещений многие ультраосновные массивы Платиноносного пояса приобретают форму бескорневых факолитов. К их числу относятся Нижне-Тагильский [72, 73] и Качканарский [191] массивы, а также Баранчинский и ряд других.

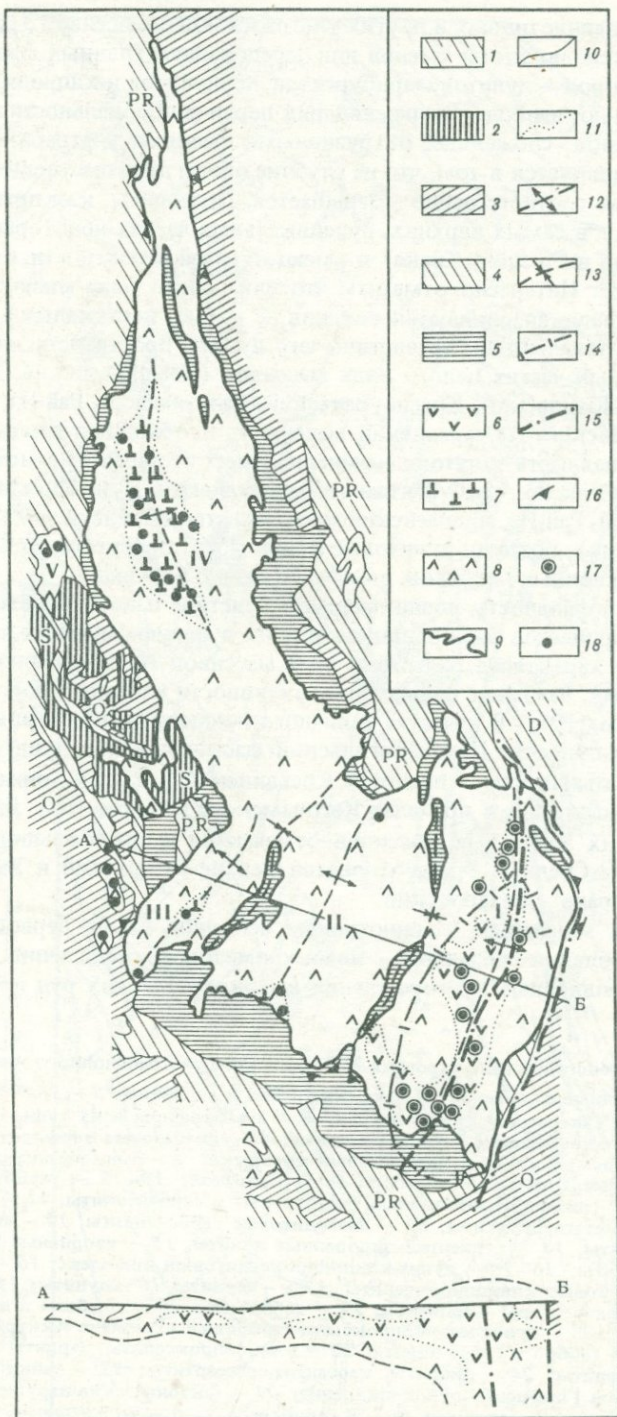
Большой фактический материал, касающийся формы ультраосновных массивов Урала, был получен геофизиками при интерпретации гравиметрических и магнитометрических данных. Согласно И.Ф.Таврину, среди многочисленных массивов ультраосновных пород можно выделить две группы по характеру физических полей [234]. Первая группа характеризуется сложными магнитными полями, с мозаичными аномалиями в центре и линейно вытянутыми по периферии массивов (массивы Крака, Байгускаровский, Халиловский, Хабарнинский, Кемпирсайский, Кокпектинский и ряд других). Этой группе свойственны интенсивные аномалии силы тяжести, которые, скорее всего, связаны с массами плотных неизменных ультраосновных пород на глубине [235]. Во вторую группу входят массивы, которым свойственны узкие линейно вытянутые магнитные аномалии. Характерно, что по данным гравиметрии подобные секущие крутопадающие пластообразные тела или вообще не отличаются от вмещающих их пород, или дают локальные минимумы силы тяжести. К этой группе относятся Нуралинский, Миндякский, Абзаковский, Присакмарский, Ишкининский и ряд других массивов.

Таким образом, два основных морфологических типа альпинотипных ультрабазитов четко выделяются как по геологическим, так и по геофизическим данным.

Р и с. 2. Структурно-петрографическая схема Кемпирсайского ультраосновного массива [170]

1-5 - вмещающие отложения: 1 - девонские, 2 - силурийские, 3 - ордовикские, 4 - протерозойские, 5 - габбро-амфиболиты; 6-8 - интрузивные породы: 6 - серпентинизированные гарцбургиты с максимальным насыщением дунитами, 7 - серпентинизированный дунит-гарцбургитовый шширово-полосчатый комплекс, 8 - серпентинизированные гарцбургиты; 9 - контур массива ультраосновных пород; 10 - стратиграфические границы; 11 - границы комплексов ультраосновных пород; 12 - оси сводовых поднятий в массиве; 13 - оси межсводовых опусканий; 14 - контур проекции подводющего канала; 15 - линии крупных тектонических нарушений; 16 - направление падения контактов интрузива; 17 - месторождения высокохромистых руд; 18 - месторождения низкохромистых руд

Сводовые поднятия в массиве: I - Юго-Восточное, II - Тагашасайское; III - Юго-Западное, IV - Батамшинское, V - Тайкеткенское



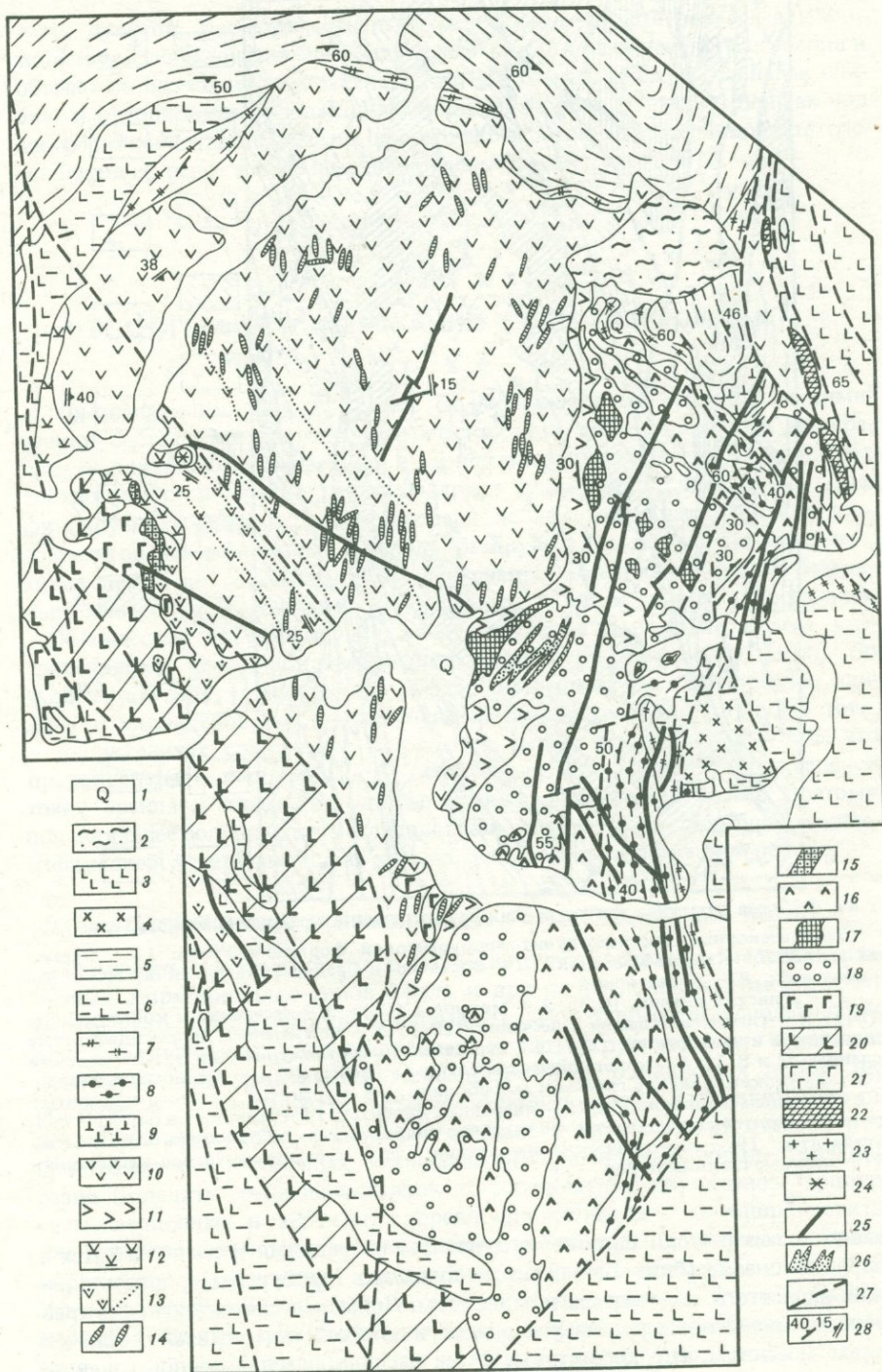
Строение альпинотипных и других ультраосновных массивов Урала определяется последовательной сменой или чередованием главных фаций ультраосновных пород — дунитов, гарцбургитов, лерцолитов и клинопироксенитов. Естественно, наиболее полное явление первичной зональности наблюдается у массивов, сложенных интрузивными фациями ультрабазитов. Зональность проявляется в том, что на глубине объем дунитов увеличивается, а гарцбургитов соответственно уменьшается. Лерцолиты, как правило, отмечаются лишь в самых верхних, приапикальных частях некоторых массивов (Северный и Средний Крака) и имеют, по всей вероятности, вторичное происхождение. Интересно отметить, что для целого ряда альпинотипных массивов Урала устанавливаются явления не только вертикальной, но и горизонтальной зональности, вследствие чего дуниты пространственно преобладают в южных частях целого ряда массивов (Кемпирсайский, Халиловский, Верхне-Тагильский, Красноуральский, Салатимский, Рай-Из, Ключевской, Баженовский, Аккаргинский массивы). Необходимо иметь в виду, что значительная часть дунитов несомненно имеет вторичное происхождение и развивается как по гарцбургитам (Кемпирсайский, Нуралинский, Войкаро-Сыньинский, Рай-Из, Алапаевский массивы), так и по лерцолитам (Нуралинский массив), поэтому дунитовые фации могут присутствовать в любой части ультраосновных массивов, включая и самую верхнюю.

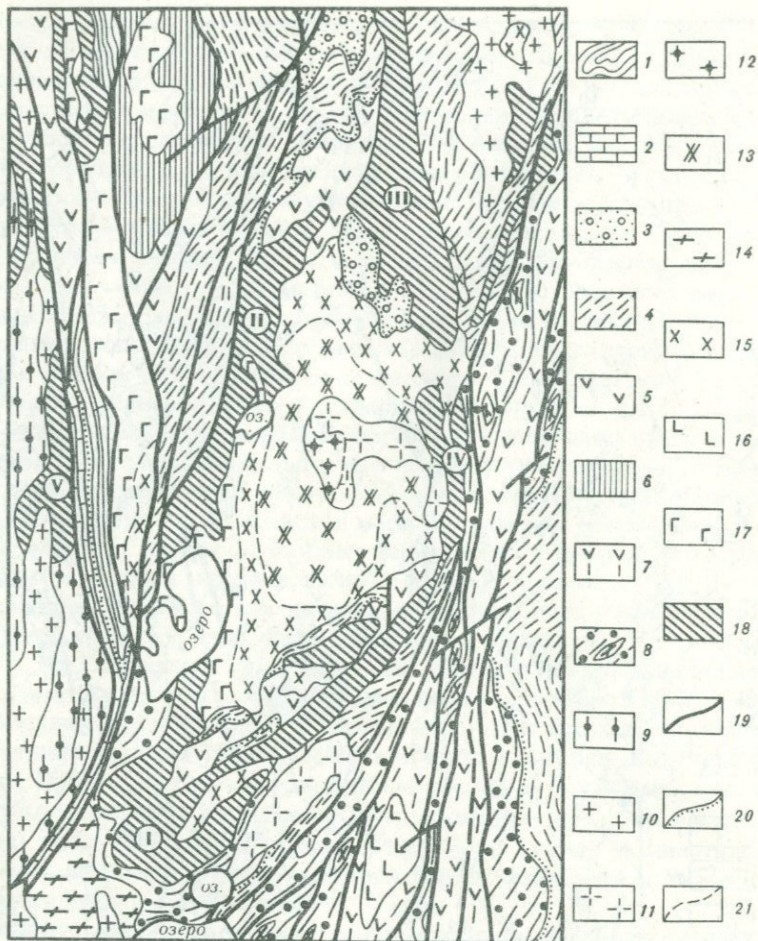
Вторичная зональность, возникающая вследствие наложения высокотемпературных процессов клинопироксенизации в периферических частях дунитовых тел, характерна почти для всех массивов Платиноносного пояса и, по-видимому, связана с повышением активности кальция в постмагматическую стадию [105]. В качестве типичного примера таких зональных массивов можно привести Нижне-Тагильский массив или ряд дунит-пироксенитовых зональных тел в пределах Косьюинской и Тылай-Конжаковской структур, выделяемых в пределах Кытымского массива [68]. Единичные примеры таких зональных массивов отмечаются и среди альпинотипных. К их числу на Среднем Урале относятся Верхне-Тагильский и Уктусский, а на Южном Урале — Сахаровский.

Выявление зональных альпинотипных массивов имеет первостепенное значение для оценки связанного с ними хромитового оруденения, поскольку все промышленные месторождения высокохромистых руд пространст-

Р и с. 3. Схема геологического строения Хабаровинского ультраосновного массива [31]

1 — четвертичные отложения; 2 — юрские пески и суглинки; 3 — диабазы и кремнистые породы сакмарской свиты силура; 4 — альбитофиты и их туфы ордовика; 5 — глинистые и кремнистые сланцы ордовика; 6 — диабазовые порфириты ордовика; 7—9 — метаморфогенно-вулканогенный комплекс; 7 — тонкополосчатые амфиболиты, 8 — кытлымиты; 9 — габбро горы Баночной; 10—15 — гарцбургитовый комплекс: 10 — лизардитизированные гарцбургиты и серпентиниты, 11 — серпентинизированные метагарцбургиты, 12 — лизардитовые серпентиниты, 13 — антигоритовые серпентиниты, 14 — серпентинизированные дуниты, 15 — вторичные верлиты и клинопироксениты; 16—18 — дунит-клинопироксенитовый комплекс: 16 — оливиновые и безоливиновые клинопироксениты, 17 — верлиты, 18 — дуниты; 19, 20 — габброидный комплекс горы Кирпичной: 19 — габброиды, 20 — диабазы и диабазовые порфириты; 21—23 — дунит-клинопироксенит-габбровый комплекс Аккермановской интрузии: 21 — габбро и габро-нориты, 22 — клинопироксениты, верлиты и дуниты; 23 — плагиограниты; 24 — диориты, керсантит-спесартиты; 25 — дайки диабазов; 26 — сульфидное Горюньское рудопроявление; 27 — тектонические нарушения; 28 — элементы залегания полосчатости (а — в гарцбургитах; б — во вмещающих толщах)





Р и с. 4. Схема геологического строения Бурьктальского района на Южном Урале [31]

Ультраосновные массивы дунит-гарцбургитовой формации Урала: I – Бурьктальский; II – Караша-Кольский; III – Восточно- и Средне-Аккаргинский; IV – Косковский; V – Карасуйский

1 – углистые сланцы (C_1); 2 – мраморы (C_1); 3 – песчаники и конгломераты (D_2); 4 – глинистые сланцы и песчаники (D_3); 5 – андезитовые, андезит-дацитовые порфириты и лавобрекчи (D_2); 6 – нерасчлененные отложения (O и S); 7 – зеленые сланцы (O и S_1); 8 – кристаллические сланцы и гнейсы (O и S_1) с линзами кварцитов; 9 – докембрийские гнейсы и амфиболиты; 10 – граниты; 11 – плаггиограниты; 12 – кварцевые монцитониты; 13 – кварцевые диориты; 14 – гранодиориты; 15 – диориты и диоритовые порфириты; 16 – габбро-диабазы; 17 – габбро-диориты; 18 – ультрабазиты; 19 – тектонические нарушения; 20 – стратиграфические несогласия; 21 – неясные границы пород

венно и генетически связаны с дунитовыми фациями и располагаются в верхней их зоне (близ зоны перехода дунитов в гарцбургиты), представленной чаще всего полосчатым комплексом. Примеров сингенетичных вкрапленных хромитовых руд на Урале мало, и пока они исчерпываются Ключевским массивом, где хромитовые руды располагаются в приподошвенной

части дунитов. Массовая серпентинизация, фиксируемая во всех альпийно-типных массивах, значительно затушевывает картину зонального строения и обычно не позволяет устанавливать четкие границы между главными оливин- и ортопироксенсодержащими фациями пород; однако в шлифах под микроскопом обычно удается достаточно надежно идентифицировать состав пород по реликтовым псевдоморфным структурам [150].

ГЛАВА III

ПЕТРОГРАФИЯ И ПЕТРОХИМИЯ УЛЬТРАБАЗИТОВ УРАЛА

Ультраосновные породы имеют специфический минеральный и химический состав. Они состоят практически лишь из темноцветных минералов — оливина, ромбического и моноклинного пироксена в различных соотношениях и крайне редко содержат плагиоклаз основного состава, фиксируемый главным образом среди лерцолитов. Классификация ультрабазитов на минеральной основе базируется на выделении основных типов пород по соотношению в них главных породообразующих безводных минералов — оливина, ромбического и моноклинного пироксенов.

Химическая классификация предусматривает выделение класса ультраосновных пород при содержании кремнезема менее 45% [102]. Но количество SiO_2 существенно зависит не только от соотношения оливина и пироксенов, но и от степени метаморфизма пород. Кроме того, в пироксенитах содержание кремнезема нередко достигает 50–52%, что предопределяет необходимость отнесения этих пород с формальной точки зрения к классу не ультраосновных, а основных пород. Поэтому подавляющее большинство исследователей ультрабазитов пользуются классификацией, базирующейся на количественно-минералогической основе.

КЛАССИФИКАЦИЯ И НОМЕНКЛАТУРА УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД

Результаты систематического изучения ультраосновных массивов различных формационных типов Урала и других регионов и практика геологического картирования показывают необходимость использования для классификации ультраосновных пород укоренившихся терминов: дунитов — для практически мономинеральных оливиновых пород, пироксенитов — для существенно пироксеновых пород и перидотитов, содержащих переменное количество оливина и пироксена. Исходя из распространения естественных ассоциаций ультраосновных пород, целесообразно выделять среди перидотитов по соотношению пироксенов гарцбургиты, лерцолиты и верлиты, а среди пироксенитов — ортопироксениты (энстатиты), вебстериты и клинопироксениты. В свою очередь, среди пироксенитов выделяются оливиновые и безоливиновые разновидности. Учитывая широкие пределы колебаний содержания в ультраосновных породах главных породообразующих минералов, целесообразно применять термин "содержащий" к тем минералам, количество которых составляет 2–10 мас. %.

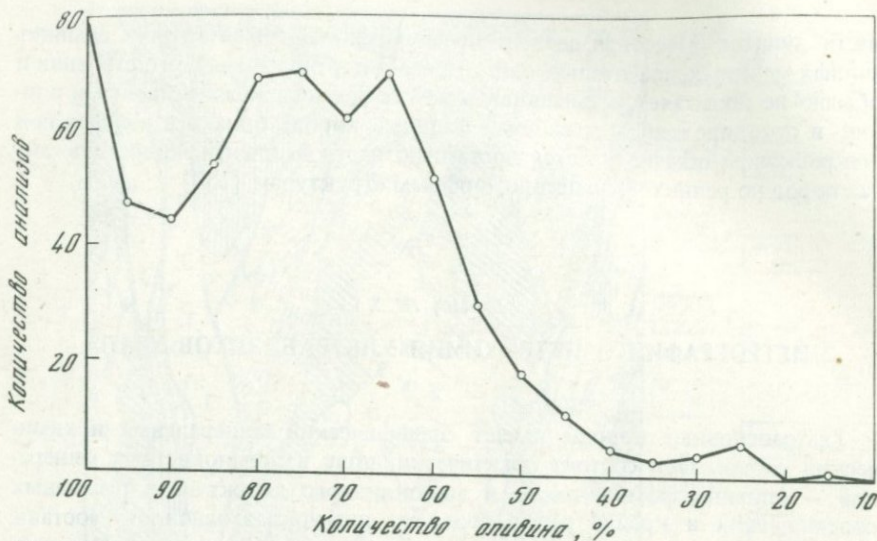


Рис. 5. Содержание нормативных оливина и энстатита в основных разновидностях ультрабазитов Урала дунит-гарцбургит-ортопироксенитовой серии по данным пересчетов 638 анализов пород

Одной из первых классификаций ультраосновных пород на минеральной основе была схема Б.М. Куплетского, в основу которой положены количественно-минералогические подсчеты в шлифах [112]. Впоследствии резко возросло число химически проанализированных ультраосновных пород, особенно на Урале. Представилась возможность использовать их при составлении классификации альпинотипных ультрабазитов [125]. Идея о возможности пересчета химических анализов ультрабазитов на первичный минеральный состав не является новой. Подобные пересчеты на нормативный состав широко применяются в американской классификации Кросса, Иддингса и др. и еще раньше были предложены Ф.Ю. Левинсоном-Лессингом [118], который воспользовался этой возможностью для ультрабазитов. Впервые метод массовых пересчетов химических анализов на первичный минеральный состав был широко применен Н.Д. Соболевым [227, 228], заменившим ими дополнительные характеристики по методу А.Н. Заварицкого. Пересчет серпентинизированных ультрабазитов и серпентинитов на первичный минеральный состав и определение соответствующего названия породы возможно лишь в том случае, если метаморфизм ультраосновных пород происходил без изменения соотношений между основными породообразующими компонентами, включая магний, кальций, железо и кремний.

Подобный характер метаморфизма при массовой серпентинизации был принципиально доказан для уральских дунитов [266] и перидотитов [128, 131, 133], что позволило пересчитать на первичный минеральный состав свыше 1200 полных силикатных анализов ультраосновных пород Урала и определить оптимальные границы между главными их разновидностями для дунит-гарцбургит-ортопироксенитовой серии (рис. 5). Об-

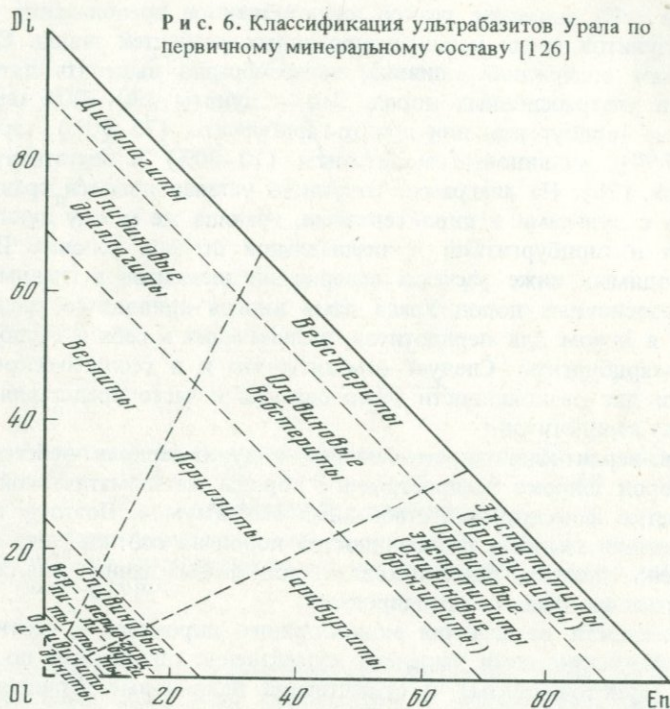
ращает на себя внимание резкое количественное преобладание перидотитов и дунитов среди проанализированных разновидностей пород. Судя по максимумам содержаний оливина, целесообразно выделять пять главных групп ультраосновных пород. Это — дуниты (90–100% оливина), оливиновые гарцбургиты или дунито-гарцбургиты (75–90%), гарцбургиты (30–75%), оливиновые энстатиты (10–30%) и энстатиты (0–10%) [126, 128]. На диаграмме отчетливо устанавливаются границы перидотитов с дунитами и пироксенитами, граница же между дунито-гарцбургитами и гарцбургитами в значительной степени условна. Поэтому при проводимых ниже расчетах содержаний элементов в главных группах ультраосновных пород Урала нами иногда приводятся средние содержания в целом для перидотитов, включающих в себя и гарцбургиты, и дунито-гарцбургиты. Следует отметить, что и в геологическом отношении эти две разновидности тесно связаны и часто представляют единую группу перидотитов.

В дунит-верлит-клинопироксенитовой и дунит-лерцолит-вебстеритовой сериях пород широко распространены породы метасоматической природы без четко фиксируемых стабильных максимумов. Поэтому границы для разделения главных разновидностей пород по соотношению оливина и пироксенов приняты нами, исходя из полученных данных для серии пород, содержащих оливин и ортопироксен.

В зависимости от наличия моноклинного пироксена и соотношения его с ромбическим нами выделены существенно оливиновые по составу верлиты (дунито-верлиты) и существенно оливиновые лерцолиты (дунито-лерцолиты) по аналогии с оливиновыми гарцбургитами (дунито-гарцбургитами). Из-за небольшого количества химических анализов ортопироксенитов и оливиновых ортопироксенитов в дунит-гарцбургит-энстатитовой серии пород границы между гарцбургитами и оливиновыми пироксенитами, а также между оливиновыми пироксенитами и собственно пироксенитами определяются не совсем четко. Поэтому при пересчете химических анализов мы сочли возможным условно принять границы согласно количественным минеральным пересчетам Б.М. Куплетского, которые очень близко соответствуют принятой в нашей стране по инициативе Петрографического комитета классификации и номенклатуре магматических горных пород [102].

В зависимости от состава основного порообразующего пироксена среди перидотитов выделяются гарцбургиты, лерцолиты и верлиты, а среди пироксенитов — энстатиты, вебстериты и диаллагиты (клинопироксениты). Поскольку в результате пересчетов химических анализов мы относительно точно определяем количество оливина, ромбического и моноклинного пироксенов, представляется возможность с большей детальностью определить название перидотитов и пироксенитов. Согласно общепринятому делению, к лерцолитам относятся разновидности перидотитов, содержащие примерно в равных количествах моноклинный и ромбический пироксен [40, 76]. Поэтому целесообразно называть гарцбургитами разновидности перидотитов, содержащие $2/3$ ромбического пироксена от всего количества пироксенов. Верлитами соответственно назовем перидотиты, содержащие $2/3$ моноклинного пироксена от всего количества пироксенов. Аналогичные соотношения устанавливаются при

Рис. 6. Классификация ультрабазитов Урала по первичному минеральному составу [126]



делении пироксенитов на диаллазиты, вебстериты и энстатиты (бронзититы). В последнем случае порода получает название в зависимости от состава ромбического пироксена: к энстатитам относятся пироксены, содержащие менее 10% ферросилитовой составляющей [241] или менее 5% закисного железа [18] (рис. 6).

Предлагаемое деление альпинотипных ультрабазитов Урала на пять основных групп по соотношению оливина и пироксенов применимо также к иным по формационной принадлежности ультраосновным породам и породам из других регионов.

По соотношению главных силикатных минералов (обычно оливина и моноклинного пироксена) ультраосновные породы со значительным количеством первичного магнетита или титаномагнетита, в свою очередь, могут подразделяться на магнетитсодержащие (2–5% магнетита) и магнетитовые (более 5%) оливиниты, верлиты и клинопироксениты.

Данная классификация, предложенная автором и опубликованная в 1962 г., встретила благоприятный отклик в геологической литературе. Она была использована рядом геологов, в частности И.Ф. Романовичем [195], З.И. Танатар-Барош [236], Г.В. Филипповым [245], Л.В. Дмитриевым [61], Реферат ее был опубликован в США. Вместе с тем длительный процесс проверки на практике предложенного классификационного деления показал необходимость во многих случаях не формального, а творческого отношения к вопросам номенклатурного деления ультрабазитов. Например, вопрос о границе между дунитами и пе-

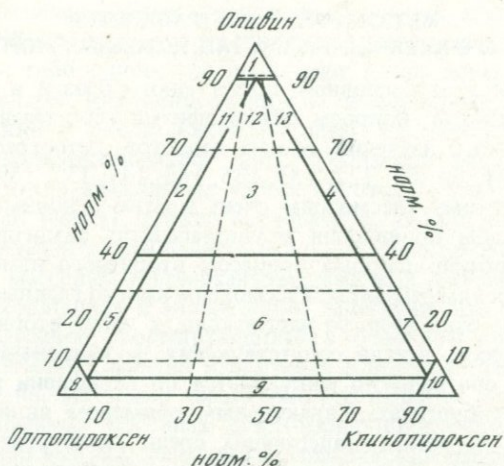


Рис. 7. Сопоставление классификации ультрабазитов, предложенной автором (пунктир) с классификацией, принятой Международным геологическим конгрессом в 1972 г. (сплошные линии). [48]

1 — дунит; 2 — гарцбургит; 3 — лерцолит; 4 — верлит; 5 — оливиновый ортопироксенит; 6 — оливиновый вебстерит; 7 — оливиновый клинопироксенит; 8 — ортопироксенит; 9 — вебстерит; 10 — клинопироксенит; 11 — дунито-гарцбургит; 12 — дунито-лерцолит; 13 — дунито-верлит

ридоитам по соотношению оливина и пироксена. Согласно данным детальных петрографических исследований и результатов геолого-съёмочных работ в альпинотипных массивах Урала (Восточно-Тагильском, Баженовском, Алапаевском, Джетыгаринском, Киембаевском и подобных других), дуниты обладают ограниченным распространением и часто перемежаются с гарцбургитами. Они практически всегда содержат примесь энстатита, и при их выделении вполне справедливо предложенное нами деление на основе 10%-ного содержания ортопироксена. С другой стороны, эпигенетические дуниты, сопутствующие формированию хромитовых месторождений (так называемые дуниты второй фазы), обычно содержат весьма ограниченное количество ромбического пироксена и их выделение целесообразно осуществлять на основе 5%-ного содержания пироксена [103].

В дальнейшем были опубликованы классификации Штрекайзена [355], Петрографического комитета СССР [102] и Международного геологического конгресса в Канаде [49] (рис. 7). Как следует из сравнения приведенных классификационных схем, номенклатура ультрабазитов претерпела минимальные изменения, а для многих разновидностей (дуниты, ортопироксениты, клинопироксениты) по соотношению оливина и пироксена полностью совпадает. Нужно подчеркнуть, что выделение группы малопироксеновых перидотитов с повышенным содержанием оливина в альпинотипных ультрабазитах имеет генетическое значение, так как именно дунито-гарцбургитам соответствует мировой тип слабодифференцированных ультраосновных пород, широко распространенный в складчатых областях Урала, Кавказа, Дальнего Востока и ряда других регионов.

МЕТАМОРФИЗМ УЛЬТРАБАЗИТОВ И ЕГО ВЛИЯНИЕ НА СОСТАВ ИСХОДНЫХ ПОРОД

Метаморфизм ультраосновных пород многообразен и обладает определенной спецификой. Вопросы метаморфизма ультрабазитов были предметом специального изучения многих геологов, петрографов и геохимиков [5, 6, 27, 31, 66, 82, 122, 133, 135, 146, 149, 157, 159, 161, 266, 272, 277 и др.]. Поэтому рассмотрим очень кратко основные его разновидности и масштабы проявления в ультрабазитах различных формационных типов. Особенно широко процессы вторичного изменения развиты в альпинотипных ультрабазитах. Рассмотрим кратко главные из них.

Оливинизация относится, на наш взгляд, к числу вторичных метасоматических процессов, всегда сопутствующих формированию хромитовых тел. Визуально она надежно фиксируется по периферии рудных тел, залегающих в гарцбургитах. Характерным примером являются почти все месторождения хромитов, залегающих среди гарцбургитов в Алапаевском массиве [238]. Спорадически явления оливинизации в небольших масштабах фиксируются почти во всех ультраосновных массивах зонального строения, но наиболее четко она устанавливается в переходной зоне от дунитов к гарцбургитам. Хорошее описание явлений метасоматического развития дунитов в пределах Войкаро-Сыньинского массива приводится Г.Н. Савельевой [204].

При метасоматическом струйчатом развитии вторичного оливина в гарцбургитах обычно образуется вторичный идиоморфный хромшпинелид, поскольку ни хром, ни алюминий, содержащиеся в энстатите, в состав оливина входить не могут. Имеющийся в нашем распоряжении фактический материал не позволяет согласиться с мнением С.В. Москалевой [159, 161], А.С. Варлакова [27] и Т.А. Смирновой [216] о чрезвычайно широких масштабах оливинизации при составлении альпинотипных ультрабазитов Урала. По нашему мнению, этот процесс в общем имеет локальный характер.

Ортопироксенизация в дунитах и гарцбургитах наблюдается в ряде ультраосновных массивов Урала дунит-гарцбургитовой формации. Развитие вторичного энстатита в виде тонких жилок среди дунитов — явление, достаточно часто наблюдаемое в Кемпирсайском массиве на Южном Урале. В гарцбургитах Нуралинского массива, содержащих в исходном составе 10—15% энстатита, нередко фиксируется до 30—40% его. В ряде массивов — Халиловском, Каменнодольском, Алапаевском, Баженовском, Рай-Изе, Войкаро-Сыньинском и некоторых других — встречаются дайки энстатитов, определенно имеющие метасоматическое происхождение. Несомненно, процесс энстатитизации или ортопироксенизации в конечном случае сопряжен с процессом оливинизации. Это проверено экспериментальными исследованиями Н.Л. Боуэна и О.Ф. Таттла [22].

Результаты проведенного нами изучения развития вторичного ортопироксена в породах Кемпирсайского массива свидетельствуют, что его образование сопровождается формированием высокоглиноземистого и низкохромистого вторичного хромшпинелида.

Клинопироксенизация относится к числу очень распространенных вто-

ричных высокотемпературных процессов изменения альпинотипных ультрабазитов. Особенно широко эти процессы распространены на контакте ультрабазитов и габброидов, где возникают целые зоны и участки, сложенные вторичными клинопироксенитами и верлитами (Верхне-Тагильский, Алапаевский и Баженовский массивы). Не менее значительна роль процессов клинопироксенизации при образовании вторичных лерцолитов, фиксируемых в апикальных частях некоторых ультраосновных массивов (Северный Крак). Нужно подчеркнуть, что процессы наложенной клинопироксенизации в небольших масштабах фиксируются в очень многих зональных массивах ультрабазитов, имеющих первично интрузивную природу, но находящихся в аллохтонном залегании. Что же касается ультраосновных массивов, формирующихся в основном протрузивным путем, то здесь явления развития вторичного клинопироксена наблюдаются почти повсеместно. Не менее характерно его развитие метасоматическим путем и в зональных массивах дунит-клинопироксенитовой формации, включая Качканарский, Кытлымский и Баранчинский массивы.

Обращает на себя внимание, что гетерогенность вторичных клинопироксенитов определяет и широкие вариации его химического состава: в лерцолитах приапикальных зон ультраосновных массивов его железистость обычно не превышает 13–15% геденбергитовой составляющей, а в рудных клинопироксенитах Качканарского массива, генетически связанных с габбро, она может достигать 40%.

Фельдшпатизация как процесс вторичного изменения для альпинотипных ультрабазитов Урала мало характерна. Широкое развитие этого процесса отмечается в лерцолитовой западной части Нуралинского массива. Весьма вероятно, что метасоматическое происхождение, хотя бы частично, имеют троктолиты и форелленштейны, распространенные к западу от Кемпирсайского ультраосновного массива. В пользу этого свидетельствует присутствие в них высокохромистого хромшпинелида, неравновесного с содержащимся в них основным плагиоклазом [170]. Несравненно шире процессы фельдшпатизации, наряду с клинопироксенизацией, развиты среди массивов Платиноносного пояса. Влияние этого процесса было доминирующим при образовании неравнозернистых тылаитов в Кытлымском и Нижне-Тагильском массивах [68, 142].

Влияние вторичных высокотемпературных процессов на изменение химического и минерального состава альпинотипных и зональных ультрабазитов хорошо иллюстрируется диаграммами соотношения трех главных темноцветных породообразующих минералов и соответственно определяет вариации минерального состава слагающих их пород (рис. 8). На диаграммах отчетливо видно, что вследствие наложенных вторичных процессов метасоматического преобразования среди зональных массивов, находящихся в аллохтонном залегании, мы имеем более широкие вариации состава главных типов пород по сравнению с массивами, находящимися в автохтонном залегании. Разнообразие пород, особенно за счет жильной фации метасоматического происхождения, еще более возрастает в ультрабазитах протрузивного происхождения, имеющих наиболее длительную историю формирования.

Серпентинизация регрессивного этапа метаморфизма, связанная с образованием вторичного лизардита первой и второй генераций, а также

Таблица 2

Состав перекристаллизованных и карбонатизированных апогарцбургитовых серпентинитов из ряда уральских ультраосновных массивов (в мас.%) [128]

Компонент	Крака		Уфалейский	
SiO ₂	35,00	35,55	36,50	37,64
TiO ₂	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,05
Al ₂ O ₃	Сл.	1,23	1,33	1,44
Cr ₂ O ₃	0,18	Не опр.	0,35	0,16
Fe ₂ O ₃	4,20	5,86	6,15	1,60
FeO	3,60	0,73	0,90	4,17
MnO	0,01	Не опр.	Не опр.	0,13
MgO	35,01	31,51	37,81	33,58
NiO	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,20
CoO	"	"	"	0,011
CaO	5,30	6,94	2,22	6,62
Na ₂ O	Сл.	0,87	0,04	Не опр.
K ₂ O	0,05	Нет	0,21	"
CO ₂	Не опр.	Не опр.	Не опр.	9,06
H ₂ O ⁺	"	"	"	Не опр.
ППП	15,60	17,90	14,74	10,76
SO ₃	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,62
Сумма	98,95	100,69	100,25	100,08
	Характеристики			
FeO'	7,38	6,00	6,44	5,61
f	0,106	0,097	0,088	0,086
RO/SiO ₂	1,83	1,67	1,76	1,64

брусита по оливину и энстатиту относится к числу наиболее распространенных процессов вторичного изменения дунитов и перидотитов. При этом количество брусита определяется составом исходных пород [266]. Характерно, что при массовой серпентинизации регрессивного этапа вторичный магнетит обычно не образуется. Наиболее интенсивно процесс такого метаморфизма ультрабазитов происходил в диапазоне от 350 до 400°С и в принципе возможен при еще более низкой температуре.

В отличие от массовой лизардитизации антигоритизация серпентинизированных ультрабазитов связана с процессами наложенного прогрессивного их метаморфизма и происходила в условиях некоторого повышения щелочности метаморфизирующих растворов [6]. При антигоритизации аподунитовых или апогарцбургитовых серпентинитов в пределах зон локального метаморфизма, совпадающих обычно с тектоническими нарушениями, почти повсеместно происходило образование вторичного магнетита. Железистость серпентина при этом существенно падала. Как свидетельствуют экспериментальные и геологические данные, образование антигорит-магнетитовой ассоциации происходило при температуре 400–450°С, когда первичные минералы (оливин и энстатит) неустойчивы.

Образование штубахитов или войкаритов происходило в условиях

	Байгускарровский					Хабарнинский	
	34,07	34,94	35,88	38,10	39,19	34,39	35,21
	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Не опр.	Не опр.
	1,52	2,16	1,47	1,86	1,18	1,52	0,22
	0,25	Не опр.	0,34	0,24	0,37	0,29	0,40
	3,76	3,92	5,23	5,00	3,67	6,22	7,54
	2,88	2,86	1,85	1,71	3,19	0,66	0,68
	0,14	0,24	0,10	0,03	0,04	0,11	0,08
	32,06	34,83	39,39	39,33	37,34	34,21	35,89
	0,20	0,20	0,19	0,21	0,24	0,20	0,27
	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,01
	8,13	4,74	1,26	0,63	1,12	3,18	2,69
	0,14	0,07	0,14	0,22	0,10	Не опр.	Не опр.
	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Сл.	Не опр.	"	"
	10,65	10,22	6,10	7,04	4,38	6,1	4,9
	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
	17,06	15,88	14,33	13,02	13,51	7,22	10,69
	Не опр.	0,07	Не опр.	Не опр.	0,02	Не опр.	Не опр.
	100,24	99,93	100,24	100,39	100,00	99,07	100,51
	Характеристики						
	6,26	6,39	6,56	6,21	6,49	6,26	7,47
	0,099	0,093	0,085	0,081	0,089	0,093	0,105
	1,81	1,79	1,82	1,69	1,59	1,74	1,78

более высокой температуры (450–550°), чем собственно процесс антигоритизации, поскольку в этом случае мы имеем равновесный оливин-антигоритовый парагенезис, для которого также характерен вторичный магнетит [28, 204].

Наконец, самым высокотемпературным процессом при прогрессивном метаморфизме ультрабазитов является образование оливин-энстатитовых пород, которые обнаружены во многих массивах с месторождениями антофиллит-асбеста (Сысертское, Савелькульское и Бугетыйское). Нужно отметить, что такие породы содержат существенно магнезиальный по составу оливин в парагенезисе с магнезиальным энстатитом и вторичным магнетитом.

В отличие от регрессивного этапа, когда явно преобладает сохранение соотношения между основными элементами — магнием, железом и кремнием, прогрессивный этап метаморфизма относится к числу аллохимических. Это определяется различной растворимостью компонентов в летучей фазе, в первую очередь представленной H₂O и CO₂.

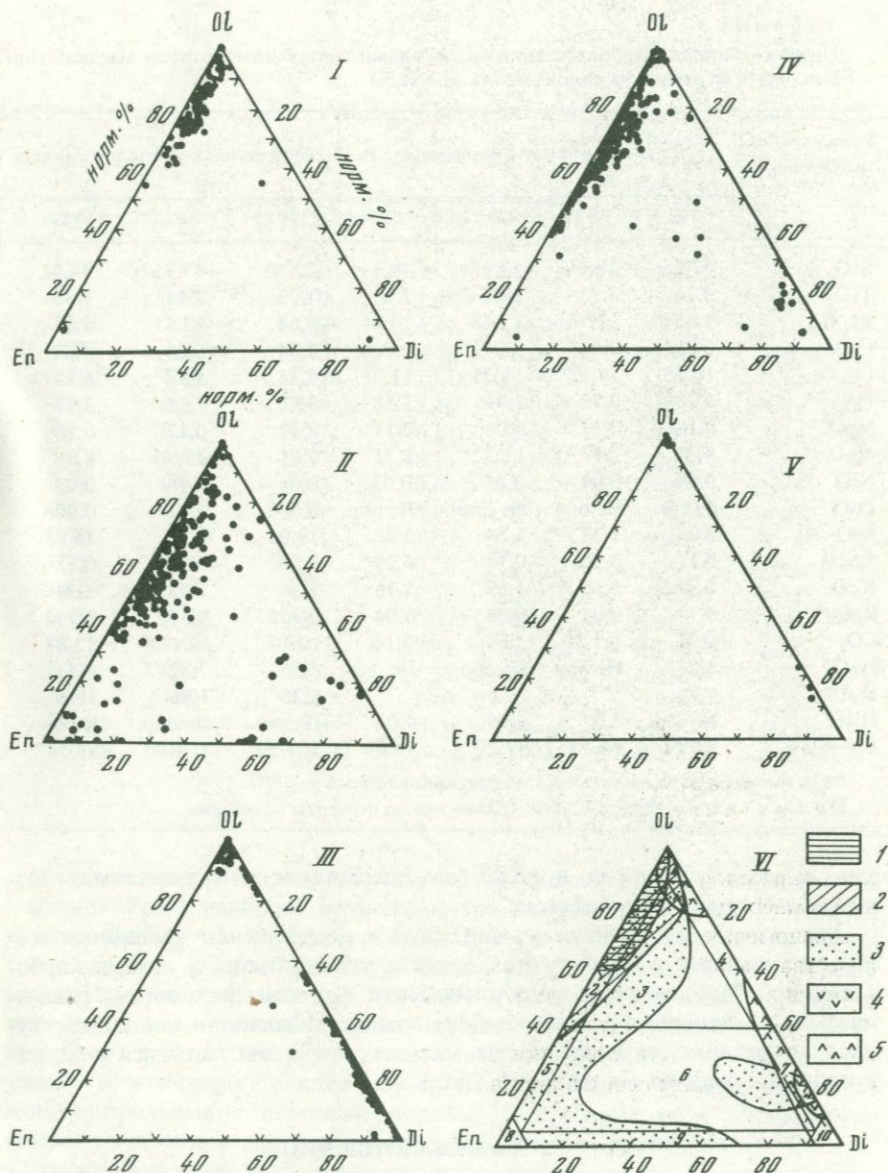
Особо следует рассмотреть вопрос о поведении кальция при карбонатизации. В отличие от воды, содержание которой находится обычно в обратной зависимости от температуры метаморфизма, содержание уг-

Таблица 2 (окончание)

Компонент	Режев- ской	Каменно- дольский	Шайдуровский		Средний со- став, приве- денный к 100%	Средний состав с поправкой на CaCO ₃ и приве- денный к 100%
SiO ₂	35,88	35,70	33,28	35,44	35,78	44,18
TiO ₂	0,02	Сл.	Сл.	Сл.	0,007	0,01
Al ₂ O ₃	0,50	0,66	0,55	1,64	1,15	1,42
Cr ₂ O ₃	0,30	0,38	Сл.	0,01	0,25	0,31
Fe ₂ O ₃	5,30	6,05	5,41	4,54	4,96	6,12
FeO	2,56	1,33	2,31	2,65	2,14	2,64
MnO	Сл.	0,09	0,08	0,04	0,08	0,10
MgO	34,43	38,59	39,80	39,17	36,20	44,71
NiO	0,23	0,37	0,04	0,025	0,20	0,25
CoO	0,013	0,01	Не опр.	Не опр.	0,011	0,013
CaO	3,77	0,91	Нет	Нет	3,17	Нет
Na ₂ O	0,05	Нет			0,16	0,20
K ₂ O	Нет	"	0,22	0,26	0,04	0,05
CO ₂	5,41	8,49	9,54	7,53	8,08	
H ₂ O*	11,66	Не опр.	Не опр.	Не опр.		
ППП	16,24	16,39	9,56	9,37		
SO ₃	0,41	0,1	0,05	0,05		
Сумма	100,55	100,58	100,87	100,79		
Характеристики						
FeO'	7,33	6,78	7,18	6,74	6,60	8,15
f	0,107	0,089	0,092	0,088	0,093	0,093
RO/SiO ₂	1,71	1,80	1,96	1,81	1,76	1,66

лекислоты в породе может существенно определяться не только температурой, но и давлением. Нами ранее было показано, что образование талько-карбонатных пород по серпентинитам происходит в условиях прогрессивного метаморфизма при температуре более 500°C [143]. В области повышенных температур углекислота резко понижает активность кальция, в результате чего наблюдается кристаллизация ортопироксена вместо диоксида в щелочных расплавах [202]. Таким образом, при высокотемпературном метаморфизме привнос углекислоты обычно сопровождается увеличением содержания кальция. При образовании талько-карбонатных пород по серпентинизированным ультрабазитам (гарцбургитам) может привноситься в среднем 3% кальция (табл. 2). Если же сделать поправку на кальцит, образующийся при карбонатизации, то мы при пересчете получаем исходную породу типа гарцбургита с типичным для нее содержанием железа и магния.

Из приведенных данных также следует, что в том случае, когда образование талько-карбонатных пород сопутствует образованию лиственинов, т.е. происходит в условиях низких температур, кальций ведет себя как достаточно инертный элемент, и сколько-нибудь заметной подвижности его не отмечается. Таким образом, отсутствие привноса кальция при наложенной карбонатизации в серпентинизированных перидотитах



Р и с. 8. Соотношение количеств нормативного оливина, ромбического и моноклинного пироксена в различных генетических группах дунит-гарцбургитовой (I-IV) и дунит-клинопироксенитовой (V) формаций Урала

1 - ультрабазиты автохтонных массивов; 2 - ультрабазиты аллохтонных массивов; 3 - протрузивные ультрабазиты и ультраосновные тектониты; 4 - дунит-клинопироксенитовые полосчатые комплексы; 5 - ультрабазиты Платиноносного пояса Урала; VI - соотношение наиболее распространенных составов среди выделенных групп пород дунит-гарцбургитовой и дунит-клинопироксенитовой формаций

На классификационном треугольнике цифры соответствуют полям распространения главных разновидностей пород в соответствии с Международной классификацией для ультрабазитов

Таблица 3

Оценка влияния карбонатизации на исходный состав лимбургитов массива горы Благодать на западном склоне Урала (в мас.%)

Компонент	Слабо карбонатизированные				Сильно карбонатизированные		
	8302	8571	8572	8578	7833	7833*	8281
SiO ₂	47,66	48,66	43,92	49,11	30,38	43,75	34,52
TiO ₂	3,14	2,95	3,36	2,65	1,72	2,47	1,58
Al ₂ O ₃	11,38	12,96	13,78	14,44	8,68	12,51	8,83
Cr ₂ O ₃	0,05	0,041	0,042	0,024	0,04	0,06	0,05
Fe ₂ O ₃	10,25	14,55	13,21	11,35	4,15	5,98	6,95
FeO	4,28	0,72	1,44	1,58	5,00	7,21	2,47
MnO	0,18	0,11	0,08	0,17	0,12	0,17	0,10
MgO	8,38	7,97	11,37	7,31	9,65	13,90	8,98
NiO	0,04	0,04	0,05	≤0,03	0,04	0,06	0,03
CoO	0,009	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,006	0,01	0,006
CaO	2,09	1,28	1,84	2,98	19,02	1,37	16,95
Na ₂ O	0,11	0,10	0,14	4,29	0,26	0,37	0,11
K ₂ O	2,27	2,33	1,69	1,16	1,34	1,93	1,38
P ₂ O ₅	0,74	0,05	0,06	0,04	0,365	0,53	0,352
CO ₂	<0,20	<0,10	1,64	<0,10	14,17	Нет	12,87
H ₂ O ⁺	8,96	Не опр.	Не опр.	Не опр.	5,36	7,72	4,53
H ₂ O ⁻	4,62	"	"	"	1,36	1,96	1,98
ППП	Не опр.	7,37	7,95	4,03	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Сумма	99,74	99,23	97,29	99,06	100,30	100,00	99,56

* Состав породы за вычетом кальцита, приведенный к 100%.

Примечание. Здесь и далее состав дан по номерам образцов.

или талько-карбонатных породах свидетельствует о сравнительно низкой температуре метаморфизма.

Аналогичное заключение можно сделать в отношении увеличения количества кальция в лимбургитах массива горы Благодать при их карбонатизации. Выполненные нами химические анализы этих пород, отличающихся различной степенью карбонатизации, однозначно свидетельствуют о необходимости поправки на кальцит, когда мы пытаемся реконструировать исходный состав пород (табл. 3).

СОСТАВ УЛЬТРАБАЗИТОВ УРАЛА

В настоящее время имеется обширный материал по химическому и минеральному составу различных разновидностей ультраосновных пород Урала. Анализ имеющихся данных определяет достаточно широкие вариации ультрабазитов вследствие различного их происхождения, глубины первичного становления, степени метаморфизма. Многие разновидности ультраосновных пород специфичны лишь для определенных формационно-генетических типов. Рассмотрим кратко химический и минеральный состав ультрабазитов выделенных формационных типов, а также их распространение в пределах Уральского региона.

	* Сильно карбонатизированные					Слабо карбонатизированные	Сильно карбонатизированные
	8281*	7744	7744*	7732	7732*	Среднее*	
	47,65	37,94	50,24	39,17	48,23	47,34	47,46
	2,18	1,58	2,09	2,44	3,00	3,03	2,44
	12,20	7,28	9,64	8,42	10,37	13,14	11,18
	0,07	0,05	0,07	0,05	0,06	0,04	0,07
	9,60	8,89	11,78	10,18	12,53	12,34	9,97
	3,41	2,33	3,08	2,46	3,03	2,01	4,18
	0,14	0,13	0,17	0,11	0,14	0,14	0,16
	12,39	6,86	9,08	8,15	10,04	8,76	11,35
	0,04	0,04	0,05	0,03	0,04	0,04	0,05
	0,01	0,006	0,01	0,009	0,01	0,01	0,01
	0,70	15,99	1,71	12,01	0,76	2,05	1,14
	0,15	0,11	0,15	0,20	0,25	1,16	0,23
	1,90	1,75	2,32	2,50	3,08	1,86	2,31
	0,48	0,330	0,44	0,330	0,41	0,22	0,47
	Нет	11,53	Нет	8,94	Не опр.	0,51	0
	6,25	4,93	6,53	4,84	5,96	Не опр.	6,62
	2,73	2,00	2,65	1,70	2,09	"	2,36
	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	8,23	Не опр.
	100,00	101,57	100,00	99,68	100,00	99,73	100,00

Ультрабазиты дунит-гарцбургитовой формации. Для альпинотипных массивов Урала наиболее характерны три главных типа пород — дуниты, дунито-гарцбургиты и гарцбургиты. Дуниты представляют собой достаточно широко распространенную фацию ультрабазитов, хотя по объему слагающих масс значительно уступают дунито-гарцбургитам. В связи с тем, что с ними обычно бывают связаны промышленные концентрации хромитов, а сами они представляют огнеупорное сырье, их петрографический и химический состав изучен наиболее полно. Обычно это почти мономинеральные оливиновые породы, содержащие чаще всего незначительную примесь магнезиального ромбического пироксена (6–7% Fs), а также вкрапленность идиоморфного непрозрачного хромшпинелида (<1%). Структура породы панидиоморфная, хотя (как это часто наблюдается в анортозитах) весьма напоминает аллотриоморфнозернистую.

Средний химический состав дунитов Урала, рассчитанный на основе почти 1200 полных силикатных анализов, производится в одной из наших работ [132] и в уточненном виде дается в табл. 4. Судя по составу ультраосновных пород в ряду дунит–ортопироксенит увеличение содержания виртуального энстатита в дунитах сопровождается закономерным повышением содержания кремнезема и глинозема и уменьшением количества магния [128, 273]. Содержание же хрома и суммарного железа

Таблица 4

Средний состав ультрабазитов Урала различных формаций (в мас.%) (безводный, приведенный к 100%)

Компонент	Дунит-гарцбургитовая							
	Дунит	Дунито-гарцбургит	Гарцбургит	Лерцолит	Верлит	Энстатит	Вебстерит	Оливиновый клинопироксенит
SiO ₂	44,40,46	43,11	45,35	45,43	45,71	52,68	51,82	49,28
TiO ₂	0,01	0,01	0,01	0,07	0,20	0,12	0,13	0,26
Al ₂ O ₃	0,77	1,72	2,34	3,46	2,01	3,80	3,67	2,40
Cr ₂ O ₃	0,41	0,39	0,40	0,36	0,33	0,38	0,25	0,26
Fe ₂ O ₃	5,66	3,71	5,28	4,83	3,82	3,97	3,24	3,39
FeO	3,53	4,85	3,56	5,26	5,05	5,15	4,84	4,08
MnO	0,15	0,12	0,11	0,12	0,11	0,14	0,13	0,09
MgO	48,44	45,43	42,24	35,55	32,61	31,44	24,00	20,81
CaO	0,20	0,32	0,38	4,51	9,82	1,86	11,49	19,10
NiO	0,31	0,27	0,25	0,24	0,15	0,15	0,08	0,03
CoO	0,02	0,014	0,014	0,011	0,01	0,006	0,005	0,008
V ₂ O ₅	0,001	0,001	0,001	0,001	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Na ₂ O	0,03	0,05	0,06	0,15	0,17	0,26	0,30	0,24
K ₂ O	0,009	0,007	0,008	0,01	0,01	0,04	0,04	0,05
Число анализов	150	185	310	27	30	29	19	29

для дунитов и для гарцбургитов остается практически неизменным. Сопоставление среднего химического состава уральских дунитов с аналогичными породами из альпинотипных массивов других регионов приводится в табл. 5. Из приведенных данных следует, что состав дунитов практически одинаков как по содержанию суммарного железа, так и по соотношению его к магнию. Обращает внимание постоянная примесь в дунитах небольшого количества ромбического пироксена (судя по соотношению двухвалентных окислов и кремнезема).

Дунито-гарцбургиты и гарцбургиты являются самой распространенной группой среди перидотитов и ультрабазитов Урала [230]. Хотя количество нормативного оливина в типичных гарцбургитах колеблется от 30 до 75%, а в дунито-гарцбургитах, составляющих с ними единую генетическую группу, от 75 до 90%, количественно среди перидотитов резко преобладают разновидности с повышенным содержанием оливина и соответственно небольшим количеством ромбического пироксена (10–30%). Подобный состав перидотитов характерен для всех без исключения асбестоносных массивов, а также для многих крупных хромитоносных массивов независимо от их геолого-структурного положения и возраста.

Отличие от дунитов для типичных гарцбургитов, а также для дунито-гарцбургитов характерна гипидиоморфнозернистая структура. Энстатит образуется в интерстициях между зернами оливина и имеет явно ксеноморфную форму. Хромшпинелид в типичных гарцбургитах всегда ксе-

Дунит-клинопироксенитовая				Габбровая	Железистых перидотитов
Дуниты	Метадунит	Верлит	Оливиновый клинопироксенит	Магнетитовый клинопироксенит	Гарцбургит
40,09	39,27	43,56	49,33	39,88	41,02
0,01	0,09	0,27	0,28	1,26	0,21
0,75	0,78	2,37	3,04	6,61	4,38
0,57	0,23	0,24	0,36	0,06	0,64
5,06	5,67	4,48	2,86	6,39	10,31
3,66	10,94	10,02	3,59	11,74	4,09
0,18	0,21	0,13	0,09	0,16	0,13
49,29	41,23	27,90	20,74	15,90	37,79
0,19	1,38	10,94	19,36	17,36	0,99
0,14	0,13	0,06	0,024	0,01	0,27
0,016	0,018	0,012	0,005	0,006	0,017
0,001	Сл.	0,02	0,02	0,10	0,002
0,04	0,05	Не опр.	0,27	0,46	0,09
Сл.	Сл.	”	0,03	0,06	0,06
257	22	3	39	21	18

номорфен, прозрачен и имеет обычно красно-бурую окраску. В дунито-гарцбургитах, однако, кроме обычного прозрачного ксеноморфного хромшпинелида, нередко встречается идиоморфный и непрозрачный (как в дунитах), являющийся, по-видимому, более поздним. Подобные две разновидности хромшпинелидов встречаются в ультрабазитах переходных зон от дунитов к гарцбургитам (Кемпирсайский [170], Хабаровский, Халиловский, Аккаргинский, Баженовский и ряд других массивов). Состав оливина весьма однообразен и характеризуется в целом несколько большей железистостью, чем в дунитах (9–9,5% Fa). Энстатит же обладает несколько более магнезиальным составом среди более высокотемпературных ассоциаций и железистым, среди более низкотемпературных. В гарцбургитах, однако, его железистость обычно колеблется от 6 до 7,5% нормативного ферросилита, повышаясь до 8,5–9% в перекристаллизованных фациях гарцбургитов и в энстатититах.

Изменение химического состава дунито-гарцбургитов и гарцбургитов характеризуется данными, приведенными в нашей сводной работе, базируются на пересчетах реальных химических анализов большой группы перидотитов [128].

Средний химический состав дунито-гарцбургитов и гарцбургитов, рассчитанный по данным 495 анализов относительно слабо измененных пород, приводится в табл. 6. По сравнению с дунитами в дунито-гарцбургитах и гарцбургитах значительно выше содержание кремния, алюминия и ни-

Таблица 5

Средний состав дунитов альпинотипных массивов дунит-гарцбургитовой формации различных регионов СССР (в мас.%) (безводный, приведенный к 100%)

Компонент	Урал	Урал (асбестоносные массивы)	Юг Сибири	Восточный Саян	Тува	Анадырско-Корякская область	Кузнецкий Алатау и Салаир	
	Данные автора	[83]	[182]	[233]	[37]	[181]	[104]	
SiO ₂	40,46	41,60	41,66	41,55	42,36	41,21	41,37	
TiO ₂	0,01	0,03	0,05	0,03	0,03	0,03	0,07	
Al ₂ O ₃	0,77	0,83	1,11	0,88	0,56	1,05	0,98	
Cr ₂ O ₃	0,41	0,58	0,21	Не опр.	0,60	0,64	0,56	
Fe ₂ O ₃	5,66	4,53	2,66	1,80	2,62	2,42	2,99	
FeO	3,53	4,85	5,70	6,25	5,91	6,48	5,84	
MnO	0,15	0,12	0,11	0,15	0,10	0,14	0,19	
MgO	48,44	46,10	48,21	48,31	46,90	46,89	47,38	
NiO	0,31	0,31	Не опр.	Не опр.	0,30	0,25	0,21	
CoO	0,02	Не опр.	"	"	0,02	Не опр.	Нет	
CaO	0,20	0,54	0,21	0,77	0,50	0,75	0,25	
Na ₂ O	0,03	0,48	0,06	0,08	0,04	0,07	0,13	
K ₂ O	0,01	0,03	0,02	0,03	0,04	0,04	0,01	
P ₂ O ₅	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,02	
S	"	"	"	0,13	"	"	Не опр.	
Число анализов	150	28	25	68	37	23	12	
			Характеристики					
FeO'	8,62	8,93	8,09	7,87	8,27	8,62	8,53	
f	0,091	0,098	0,086	0,084	0,090	0,094	0,012	
RO/SiO ₂	1,97	1,85	1,89	1,91	1,83	1,89	1,89	

же — магния. Содержание титана, хрома и железа такое же, как в дунитах. Уральские дунито-гарцбургиты и гарцбургиты сходны с аналогичными породами из альпинотипных комплексов других регионов (табл. 6). Интересно отметить, что средние химические составы альпинотипных ультрабазитов других регионов значительно чаще соответствуют дунито-гарцбургитам Урала. Эти же породы преобладают среди слабо серпентинизированных фаций перидотитов.

В табл. 7 приводятся данные по среднему составу лерцолитов Урала и ряда других регионов. Характерно, что во всех лерцолитах (судя по величине RO/SiO₂) отмечается, так же как и в собственно гарцбургитах, несколько пониженное содержание оливина — около 60–65% и соответственно более высокое содержание пироксена. Следует подчеркнуть, что типичные лерцолиты на Урале встречаются довольно редко и чаще всего содержат, кроме диопсида, основной плагиоклаз. Такие перидотиты с заметным содержанием моноклинного пироксена встречаются в краевой и апикальной частях массива Северный Крак. Наиболее крупные массивы ультрабазитов, представленных плагиоклазовыми и бесплагиоклазовыми лерцолитами, слагают западную часть Нуралинского

массива на Южном Урале, причем зерна акцессорного хромшпинелида ассоциируют, как правило, с основным плагиоклазом. Детальный просмотр зерна скв. 1504, пробуренной в лерцолитовой части Нуралинского массива, позволил установить, что наблюдается последовательное многократное чередование плагиоклазовых и бесплагиоклазовых фаций лерцолитов (рис. 9).

Состав главных породообразующих минералов (включая оливины и энстатит), слагающих лерцолиты, несколько более железистый, чем в гарцбургитах, — обычно на 1–1,5%. Содержащиеся в них моноклинные пироксены относятся к маложелезистым диопсидам (12–13% геденбергитовой составляющей). Спорадически встречающийся в лерцолитах плагиоклаз основного состава обычно представлен битовнитом. Из данных детального изучения зерна и микроскопического изучения следует, что такой плагиоклаз несомненно образуется метасоматическим путем после формирования главных темноцветных минералов, а также хромшпинелида. Вследствие особенностей минерального состава лерцолитов средний их химический состав характеризуется повышенными содержаниями кальция, титана и алюминия и пониженными — магния и никеля (см. табл. 7).

Верлиты относятся к числу довольно редких пород в массивах альпинотипных ультрабазитов. Наиболее часто они встречаются в краевых частях ультраосновных массивов, контактирующих с более поздними по времени формирования габброидами, и относятся к числу пород метасоматического происхождения. Они встречаются в Верхне-Тагильском, Баженовском и Алапаевском массивах [238]. Для верлитов подобного происхождения характерно весьма непостоянное соотношение между слагающими их оливинами и клинопироксенами. Однако чаще всего фиксируется примерное их равенство. Иногда в них также содержится железистый хромшпинелид, являющийся реликтовым минералом. Верлиты также встречаются в составе полосчатых дунит-клинопироксенитовых комплексов (на контакте дунитов и клинопироксенитов) при грубополосчатом их строении [130]. Такие верлиты обычно принадлежат к маложелезистому типу. Содержащийся в них оливин обычно обладает железистостью (от 10 до 13% фаялитовой составляющей), в то время как в верлитах первого типа железистость оливина достигает 15–18% Fa.

Хотя верлиты часто обладают панидиоморфнозернистой структурой, обращает на себя внимание их неравнозернистость: клинопироксены обычно представляют собой более крупные бластопорфирные выделения, а вторичный идиоморфный оливин образует мелкие призматические агрегаты. Приведенный в табл. 4 средний химический состав верлитов весьма типичен: они содержат несколько повышенное количество титана, кальция и щелочей и меньше магния по сравнению с другими разновидностями перидотитов.

Энстатиты и бронзиты обычно имеют жильную или шлировую форму залегания, хотя иногда наблюдается и их площадное распространение (северная часть Баженовского массива). Размеры тел в плане измеряются метрами, реже десятками квадратных метров. Как правило, они встречаются в верхней, апикальной части ультраосновных массивов — среди гарцбургитов, хотя подобные жилы энстатитов известны и среди дунитов или дунито-гарцбургитов. Кристаллические агрегаты энстатита.

Таблица 6

Средний состав дунито-гарцбургитов и гарцбургитов альпинотипных массивов различных регионов (в мас.%) (безводный, приведенный к 100%)

Компонент	Урал			
	Дунито-гарцбургит	Гарцбургит умеренно-серпентинизированный	Дунито-гарцбургит слабо серпентинизированный Кемпирсайский массив)	Дунито-гарцбургит умеренно серпентинизированный (Баженовский массив)
	[132]	Расчет автора		[83]
SiO ₂	43,27	45,35	43,83	43,42
TiO ₂	0,01	0,01	0,02	0,03
Al ₂ O ₃	1,73	2,34	1,28	1,41
Cr ₂ O ₃	0,39	0,40	0,37	0,44
Fe ₂ O ₃	3,72	5,28	1,22	2,60
FeO	4,87	3,56	7,50	5,25
MnO	0,12	0,11	0,12	0,12
MgO	45,60	42,24	44,44	45,79
NiO	0,27	0,25	0,29	0,25
CoO	0,014	0,014	He опр.	He опр.
CaO	0,32	0,38	0,80	0,69
Na ₂ O	0,05	0,06	He опр.	He опр.
K ₂ O	0,01	0,01	"	"
P ₂ O ₅	He опр.	He опр.	"	"
Число анализов	18,5	310	12	-10
Характеристики				
FeO'	8,22	8,31	8,60	7,59
f	0,092	0,100	0,098	0,085
RO/SiO ₂	1,74	1,55	1,70	1,73

в жилах обычно значительно более крупного размера, чем во вмещающих их породах. Это прекрасно видно в естественных обнажениях массива Рай-Из на Полярном Урале, отмечается также на Халиловском массиве и на Окуневском участке Баженовского массива. С другой стороны, размер индивидов энстатита находится в прямой зависимости от размеров обособлений ортопироксенитов: чем больше площадь выходов энстатитов, тем обычно более крупнозернистая у них структура.

Очень часто энстатиты и бронзиты представлены оливинowymi или оливинсодержащими разновидностями. При этом оливин распределяется весьма неравномерно, слагая явно ксеноморфные агрегаты по отношению к ортопироксену. В таких ортопироксенитах также наблюдается постоянная примесь моноклинного пироксена, в случае увеличения количества которого наблюдаются все переходы к вебстеритам — двупироксеновым пироксенитам. Оливин обычно полностью или частично серпентинизирован, а ромбический пироксен баститизирован. Иногда в жилах и дайках ортопироксенитов наблюдается амфиболитизация пироксена с образованием антофиллита или реже тремолита. Состав оливина несколько более железистый, чем в гарцбургитах или дунито-гарц-

Юг Сибири	Кузнецкий Ала-тау и Салаир	Восточный Саян	Тува	Анадырско-Корякская обл.
Дунито-гарцбургит				Гарцбургит
[182]	[104]	[233]	[37]	[181]
42,28	43,39	41,44	44,50	44,35
0,09	0,08	0,01	0,04	0,05
1,56	1,32	0,96	0,91	1,54
0,26	0,30	0,34	0,47	0,44
2,29	4,49	1,89	3,46	3,07
6,18	5,29	6,34	5,09	6,32
0,08	0,11	0,13	0,10	0,16
46,78	44,29	47,89	44,52	42,78
He опр.	0,09	0,26	0,25	0,23
"	0	He опр.	0	He опр.
0,44	0,33	0,65	0,53	0,84
0,02	0,25	0,05	0,08	0,12
0,01	0,05	0,03	0,03	0,06
He опр.	0,01	Сл.	He опр.	0,04
32	8	24	24	40
Характеристики				
8,24	9,33	8,04	8,20	9,08
0,090	0,100	0,086	0,094	0,106
1,82	1,71	1,90	1,66	1,63

бургитах (10–12% Fa). Энстатит также более железистый (9–10% Fs, иногда до 13–15%). Характерно, что при петельчатой серпентизации магнетита почти не образуется, напротив, при антофиллитизации и особенно тремолитизации возникают новообразования магнетита, в основном располагающиеся по системе отдельности ортопироксена (001). Средний химический состав энстатитов и бронзитов приведен в табл. 4. Помимо закономерного уменьшения содержания магния и увеличения кремнезема в энстатитах по сравнению с гарцбургитами, обращает на себя внимание значительно более высокое содержание титана, марганца и щелочей. При этом содержание хрома и суммарного железа остается весьма стабильным. Хромшпинелиды в ортопироксенитах Урала встречаются довольно редко: хром, главным образом присутствует в силикатной форме как изоморфная примесь в энстатитах [129]. Там, где хромшпинелиды все же встречаются (Халиловский массив), для них характерно высокое содержание хрома в элементарной ячейке — 12–13 атомов. Учитывая их явную неравновесность с ортопироксеном, следует рассматривать такую хромистую шпинель, как реликтовую.

Вебстериты более распространены, чем энстатиты. В большинстве случаев. Зак. 729

Таблица 6 (окончание)

Компонент	Малый Кавказ		Кипр Тродос	Бюро Маунтин, США	Папуа	Оман
	Дунито- гарцбургит	Гарцбургит				
	Дунито-гарцбургит					
	[171, 172]		[291]		[298]	[291]
SiO ₂	42,00	46,19	43,5	43,9	43,1	43,9
TiO ₂	0,07	0,08	0,01	0,01	0,02	Не опр.
Al ₂ O ₃	1,57	1,56	0,47	0,94	0,23	0,87
Cr ₂ O ₃	Не опр.	Не опр.	0,39	0,43	Не опр.	0,51
Fe ₂ O ₃	5,44	5,18	5,4	1,34	1,00	
FeO	4,41	3,67	3,2	6,55	6,50	7,2
MnO	0,10	0,10	0,15	Не опр.	0,10	Не опр.
MgO	45,67	42,40	45,7	45,9	48,4	46,2
NiO	Не опр.	Не опр.	0,27	0,32	Не опр.	0,36
CoO	"	"	Не опр.	Не опр.	"	Не опр.
CaO	0,66	0,65	0,77	0,60	0,55	0,91
Na ₂ O	0,13	0,12	0,006	0,012	0,07	Не опр.
K ₂ O	0,05	0,05	0,002	0,001	0,01	"
P ₂ O ₅	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	"
Число анализов	22	44	-	8	-	23
Характеристики						
FeO'	9,06	8,34	8,06	7,76	7,60	7,20
f	0,100	0,099	0,090	0,087	0,081	0,080
RO/SiO ₂	1,81	1,54	1,74	1,72	1,84	1,73

чаев это явно жильные тела. Такие дайки встречаются во многих асбестоносных массивах — Баженовском, Джетыгаринском, Восточно-Тагильском, Алапаевском. Большая дайка вебстеритов находится в восточной части Качканарского массива. По литературным данным, вебстериты лишь очень редко могут иметь площадное распространение [167].

Состав главных породообразующих минералов энстатитов и вебстеритов очень сходен. Для вебстеритов характерно лишь значительно большее содержание моноклинного пироксена, который по составу отвечает диопсиду с 13—15% геденбергитовой составляющей. Средний химический состав вебстеритов ряда уральских массивов (см. табл. 4) обнаруживает большое сходство с энстатитами для большинства исследованных компонентов: кремнезема, двуокиси титана, окиси марганца, щелочей. Увеличение содержания кальция в них компенсируется уменьшением количества магния и частично железа. Несколько меньше в веб-

Р и с. 9. Геологическая колонка скв. 1504, пробуренной по лерцолитовой части Нуралинского массива и изменение плотности лерцолитов с глубиной

1 — бесплагиоклазовый лерцолит; 2 — плагиоклазовый и плагиоклазсодержащий лерцолит

Плотность

2,45 2,65 2,85 3,05 3,25

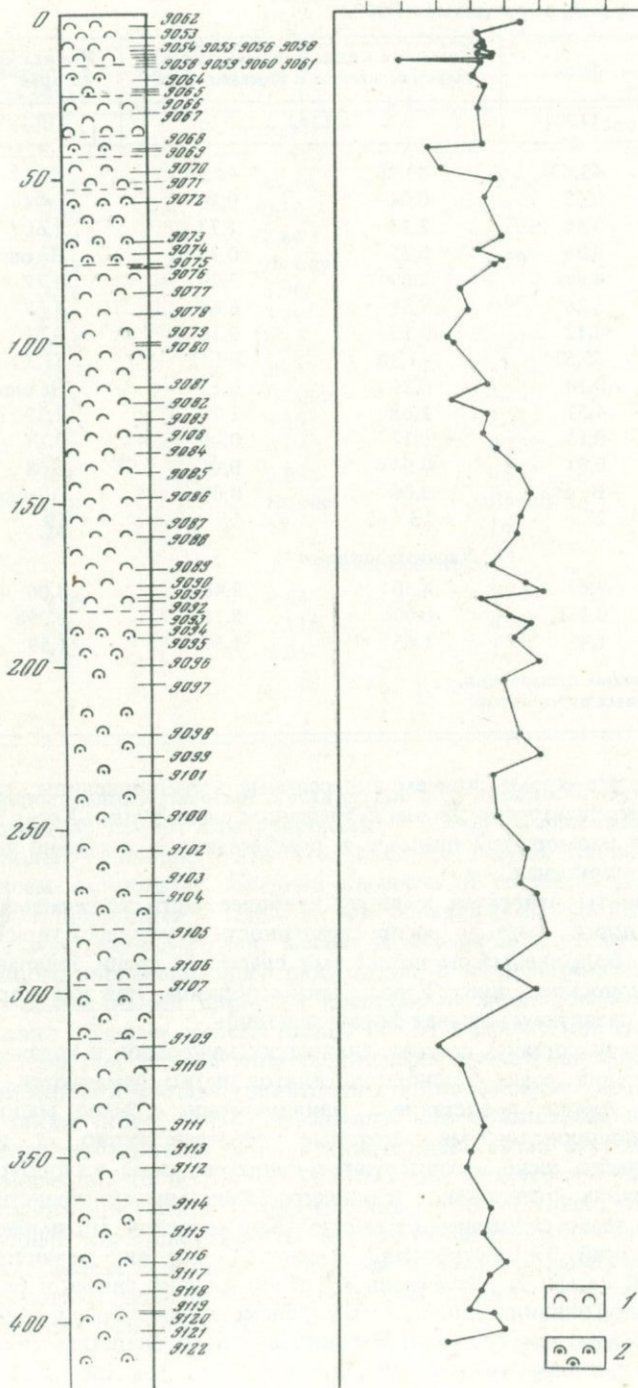


Таблица 7

Средний состав лерцолитов альпинотипных массивов различных регионов (в мас.%) (безводный, приведенный к 100%)

Компонент	Урал	Камчатско-Анадырская зона	Камчатско-Корякская зона	Корякское нагорье
	[132]	[36]		[172]
SiO ₂	45,43	43,88	44,54	44,72
TiO ₂	0,07	0,04	0,19	0,04
Al ₂ O ₃	3,46	2,18	1,73	2,60
Cr ₂ O ₃	0,36	0,35	0,37	He опр.
Fe ₂ O ₃	4,83	2,69	3,09	3,77
FeO	5,26	5,68	6,68	4,67
MnO	0,12	0,13	0,16	0,13
MgO	35,55	42,99	40,12	41,53
NiO	0,24	0,24	0,17	He опр.
CaO	4,51	1,60	2,71	2,32
Na ₂ O	0,15	0,12	0,09	0,14
K ₂ O	0,01	0,04	0,06	0,08
P ₂ O ₅	He опр.	0,06	0,09	He опр.
Число анализов	27	15	15	19
Характеристики				
FeO'	9,61	8,10	9,46	8,06
f	0,132	0,096	0,117	0,098
RO/SiO ₂	1,45	1,65	1,59	1,59

* Состав шпинелевых лерцолитов.

** Состав гранатовых лерцолитов.

стеритах содержание хрома, причем акцессорные хромшпинелиды, главный источник и концентратор хрома, встречаются очень редко. Хром присутствует в виде изоморфной примеси в ромбических и особенно часто в моноклинных пироксенах.

Клинопироксениты относятся к числу наиболее часто встречающихся ультраосновных пород, хотя по распространенности и уступают гарцбургитам. Особенно большие массы пород ими слагаются среди зональных массивов Платиноносного пояса Урала. Таким образом, для них характерно площадное развитие и жильная форма залегания.

По минеральному составу, составу слагающих минералов и характеру вторичных изменений среди клинопироксенитов четко намечаются две группы. Первая группа представлена оливиновыми, обычно маложелезистыми клинопироксенитами, которые пространственно, а возможно, и генетически тесно ассоциируют с дунитами, реже с гарцбургитами. Вторая группа представлена клинопироксенитами, пространственно и генетически тесно связанными с габбро (Качканарский, Билимбаевский, Первоуральский, Нязепетровский массивы). Для них характерен более железистый состав, а встречающийся в них оливин связан с более поздней, наложенной оливинизацией и метаморфической дифференциацией.

Данные оптических замеров и химических анализов свидетельствуют, что для оливиновых пироксенитов первой группы характерен относи-

	Анадырско-Корякская область	Малый Кавказ	Западные Альпы	
	[181]	[172]	[303]	
	43,98	45,46	45,80*	47,96**
	0,10	0,10	0,15*	0,18**
	2,04	2,64	1,55*	1,79**
	0,29	He опр.	0,39*	0,39**
	3,16	5,36	7,64*	7,13**
	6,25	3,79		
	0,16	0,13	0,12*	0,12**
	41,78	39,12	41,05*	38,89**
	0,16	He опр.	0,26*	0,22**
	1,83	3,15	2,25*	3,16**
	0,15	0,17	0,73*	0,15**
	0,03	0,08	0,06*	0,01**
	0,07	He опр.	He опр.	He опр.
	24	27	16	6
Характеристики				
	9,09	8,64	7,64	7,13
	0,109	0,110	0,094	0,093
	1,63	1,51	1,53	1,40

тельно маложелезистый состав главных породообразующих минералов: оливин № 12–13, клинопироксен № 15–17. Первичный магнетит в оливиновых клинопироксенитах составляет обычно лишь 1–3%, а часто и совсем отсутствует. Средний химический состав этой группы пироксенитов приводится в табл. 4. Он обнаруживает закономерное уменьшение содержания магния, железа и алюминия и увеличение кальция для единого пироксенитового ряда пород. В клинопироксенитах второй группы моноклинный пироксен представлен железистым салитом № 25–33, оливин обладает железистостью 20–25% фаялитовой составляющей. Кроме того, для салитов этой группы характерны и некоторые геохимические особенности состава: значительно более высокое содержание алюминия, а также титана [142]. Характерно, что повышенная вкрапленность магнетита наблюдается лишь в клинопироксенитах второй группы. Нередко количество ее достигает 10–15%, так что усредненный состав рудных клинопироксенитов (табл. 4) лишь ориентировочно отражает их состав. Рудные клинопироксениты содержат значительно больше титана, алюминия, железа, марганца и щелочей и меньше кремния, магния и хрома, несколько меньше кальция (за счет рудной вкрапленности титано-магнетитов), чем безрудные.

По степени серпентинизации все уральские ультраосновные породы в основном подразделяются на две группы. В первую группу входят силь-

Т а б л и ц а 8

Средний расчетный минеральный состав ультрабазитов Урала (в мас.%)

Формация	Порода	Оливин	Ромбический пироксен	Моноклинный пироксен	Хромшпинелид	Магнетит
Дунит-гарцбургитовая	Дунит	97,08	1,25	0,88	0,80	Нет
	Дунито-гарцбургит	79,86	18,24	1,20**	0,70	"
	Гарцбургит	63,67	34,29	1,44**	0,60	"
	Лерцолит	53,39	24,24	16,95	0,42	"
	Верлит	54,46	8,14*	37,05	0,35	"
	Энстатит	9,40	82,23	7,12**	0,25	"
	Вебстерит	6,31	47,96	45,40	Нет	0,33
	Оливиновый клинопироксенит	19,81	2,71*	76,97	"	0,51
Дунит-клинопироксенитовая	Дунит	98,22	Нет	0,78	1	Нет
	Метадунит	93,68	"	5,18	0,31	0,83
	Верлит	56,76	"	42,53	0,22	0,49
	Оливиновый клинопироксенит	22,97	1	76,32	0,11	Нет
Габбро-норитовая	Магнетитовый клинопироксенит	14,62	Нет	76,25	Нет	9,13
Железистых перидотитов	Гарцбургит	72,11	22,35	3,79**	1,75	Нет

* Входит частично в состав клинопироксена.

** Входит частично в состав ортопироксена.

но серпентинизированные ультрабазиты, представленные дунитами и гарцбургитами, и во вторую — слабо серпентинизированные клинопироксениты. Следует отметить, что степень серпентинизации целиком определяется минеральным составом; оливин и ромбический пироксен изменяются в условиях регионального метаморфизма обычно весьма легко, моноклинный же пироксен обычно остается при этом совершенно свежим. С другой стороны, для мономинеральных пород, сложенных только оливином или ортопироксеном (дунитов, энстатитов и бронзитов) в общем характерна более слабая серпентинизация, чем для биминеральных (типа гарцбургитов). Данные расчетов степени серпентинизации для основных разновидностей ультраосновных пород приводятся ниже.

Порода	Потери при прокаливании, %	Серпентинизация, %
Дунит	10,85	70
Дунито-гарцбургит и гарцбургит	11,50	90
Лерцолит	8,96	70
Верлит	4,53	35
Энстатит	7,57	60
Вебстерит	4,52	35
Оливиновый клинопироксенит	1,74	13
Клинопироксенит	0,55	4

Компонент	Урал (данные автора)	[339]	[41]	[42]
SiO ₂	43,47	43,8	43,24	40,67
TiO ₂	0,02	1,7	0,50	0,05
Al ₂ O ₃	1,75	6,1	5,44	0,85
Cr ₂ O ₃	0,39	Не опр.	0,29	0,29
FeO'	8,19	12,93	12,67	12,67
MnO	0,12	0,18	0,17	0,19
MgO	44,76	22,5	23,38	42,53
CaO	0,96	10,1	10,77	0,97
NiO	0,26	Не опр.	0,15	0,25
CoO	0,014	"	0,025	0,025
Na ₂ O	0,06	0,7	0,77	0,77
K ₂ O	0,008	0,6	0,001	0,036
Пересчет на нормативный минеральный состав				
Оливин	79,04	33,0	40,2	93,9
Ромбический пи- роксен	17,53	42,2	44,5	2,1
Моноклинный пироксен	3,43	24,8	15,3	3,5
Название по пересчету	Дунито-гарц- бургит	Верлит	Верлит	Дунит

Несомненно представляют интерес количественные соотношения между основными первичными пороодообразующими минералами, вычисленные нами на основании среднего химического состава главных разновидностей ультраосновных пород Урала (табл. 8). Они показывают, что содержание оливина от гарцбургитов к верлитам последовательно понижается. Данные пересчетов свидетельствуют также, что безрудные клинопироксениты содержат обычно оливин, который при микроскопических исследованиях часто пропускается вследствие его серпентинизации. Хромшпинелиды присутствуют только в дунитах и перидотитах; в пироксенитах же они отмечаются редко — почти весь хром в них содержится в силикатах. Напротив, первичный магнетит в значительных количествах встречается лишь в рудных пироксенитах, а в дунитах и гарцбургитах он практически отсутствует.

Полученные данные средних содержаний различных компонентов в основных разновидностях ультраосновных пород являются основой для расчета среднего состава ультрабазитов Урала, учитывая вычисленные П.Н. Чирвинским и З.Г. Ушаковой [263], а также С.П. Соловьевым [230] соотношения дунитов, перидотитов и пироксенитов. Согласно их подсчетам, на дуниты приходится 1,1%, на перидотиты — 95,5% и на пироксениты — 3,4% всех ультраосновных пород. По данным геологического картирования и петрографического изучения, действительно устанавливается резкое преобладание перидотитовых (дунито-гарцбургитовых) фаций ультрабазитов среди ультраосновных массивов Северного, Среднего

Таблица 10

Состав высокомагнезиальных пикритовых порфиритов на западном склоне Среднего Урала (в мас.%)

Компонент	Район р. Ослянки		р. Перша (среднее из 14 анализов)	р. Вильва	
	[78]	[78]	[231]	[78]	[267]*
SiO ₂	39,62	39,74	38,57	40,77	34,96
TiO ₂	3,80	4,80	1,08	0,66	3,05
Al ₂ O ₃	6,47	6,31	8,63	4,96	13,58
Cr ₂ O ₃	Не опр.	Не опр.	0,09	Не опр.	Не опр.
Fe ₂ O ₃	5,36	7,71	6,92	5,92	10,77
FeO	8,33	7,40	7,32	9,29	3,89
MnO	0,03	0,04	0,06	0,10	0,15
MgO	23,08	23,00	23,85	25,30	16,67
NiO	Не опр.	Не опр.	0,07	Не опр.	Не опр.
CaO	6,02	4,34	3,24	3,93	4,72
Na ₂ O	0,63	0,77	0,42	0,13	0,12
K ₂ O	0,22	0,29	0,21	0,08	0,21
P ₂ O ₅	0,35	0,45	0,15	0,14	0,89
ППП	5,60	5,12	9,36	8,72	Не опр.
CO ₂	Не опр.	Не опр.	Не опр.	8,42	~3,46
H ₂ O ⁺	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	7,73
С у м м а	99,51	99,97	99,70	99,70	100,00
f, %	24,2	25,9	24,2	24,5	31,6

* Туфы пикритовых порфиритов.

и Южного Урала. Согласно проведенным нами ранее массовым пересчетам химических анализов перекристаллизованных разностей серпентинитов на первичный минеральный состав, отмечалась их первичная принадлежность чаще к гарцбургитам, чем к дунито-гарцбургитам, но нет полной гарантии, что метаморфизм этих пород происходил исключительно изохимическим путем [128]. Поэтому нами условно принято при подсчете среднего состава ультрабазитов Урала, что преобладающая часть перидотитов относится к дунито-гарцбургитам (94,4%) и лишь незначительная часть их (1,1%) к гарцбургитам. Подобное деление вполне приемлемо, если исходить из реститогенной концепции происхождения альпино-типных ультрабазитов: дунито-гарцбургиты отвечают по составу первичному слабо дифференцированному ультраосновному реститу — тугоплавкому остатку после выплавления базальтов, а дуниты и гарцбургиты являются продуктами его последующей частичной метаморфической дифференциации.

Расчитанный на основе вычисленных соотношений средний состав ультрабазитов Урала представлен в табл. 9, где одновременно приводятся и среднемировые данные, вычисленные Нокколдсом и А.П. Виноградовым. Средний состав ультрабазитов Урала значительно отличается от среднемировых, вычисленных Нокколдсом [339] и Виноградовым [41].

		р. Куся	Пос. Теплая Гора		Среднее для западного склона Урала
Данные автора					
	39,80	39,26	39,30	39,97	39,47
	0,65	0,74	0,97	0,96	1,86
	6,92	6,98	7,56	7,88	7,25
	0,21	0,20	0,24	0,32	0,15
	4,73	5,20	5,64	4,61	5,74
	8,26	7,76	8,83	8,78	8,10
	0,15	0,19	0,14	0,16	0,11
	24,30	24,65	24,10	22,94	23,70
	Не опр.	0,13	Не опр.	0,10	0,10
	4,60	4,77	4,46	4,98	4,63
	0,23	0,20	0,24	0,25	0,39
	0,32	0,26	0,10	0,07	0,21
	Не опр.	0,12	0,16	0,18	0,20
	8,81	Не опр.	8,39	Не опр.	7,88
	0,10	<0,20	0,10	<0,20	<0,20
	Не опр.	9,38	Не опр.	8,50	Не опр.
	99,08	100,04	100,23	99,91	99,99
	22,6	22,3	24,7	24,2	24,8

Эти расхождения в первую очередь объясняются их различным исходным минеральным составом: уральские породы по составу соответствуют дунито-гарцбургитам, а мировые (по Нокколдсу) — амфиболовым перидотитам, формирующимся в платформенных областях. Амфиболовые перидотиты на Урале имеют очень малое распространение.

Ранее нами было показано, что вычисленный средний состав уральских ультраосновных пород обнаруживает большое сходство с составом ультраосновных пород Кавказа, Алтае-Саянской провинции, Восточной Сибири, Южной Сибири и может рассматриваться как вполне типичный для ультрабазитов складчатых областей [128, 1, 227, 183, 14, 233, 182].

Ультрабазиты дунит-клинопироксенитовой формации. Дуниты, входящие в состав зональных массивов Платиноносного пояса Урала, характеризуются химическим составом, весьма близким к дунитам альпино-типных массивов, но близ контакта с клинопироксенитами, образующимися метасоматическим путем по дунитам, железистость оливина может существенно повышаться и достигать 15–17% фаялитовой составляющей [65, 68].

Для массивов этого формационного типа характерно достаточно широкое распространение перидотитов типа верлитов и практически отсутствие гарцбургитов и лерцолитов. Среди верлитов можно выделить два

Таблица 11

Средний состав пикритовых порфиритов различных комплексов и регионов (в мас.%)

Компонент	Западный склон Урала (щелочно-базальтоидный комплекс)		Якутия (щелочно-ультраосновной комплекс)	
	Высокомагнезиальный тип*	Низкомагнезиальный тип*	Карбонатизированный	Без карбонатизации
	Расчет автора		[21]	
SiO ₂	44,57	46,90	26,85	34,80
TiO ₂	1,28	2,01	2,78	3,60
Al ₂ O ₃	7,32	13,95	4,02	5,21
Cr ₂ O ₃	0,14	0,05	0,11	0,14
Fe ₂ O ₃	14,72	13,21	6,89	8,93
FeO			6,66	8,63
MnO	0,11	0,19	0,23	0,30
MgO	24,46	11,80	19,73	25,57
NiO	0,11	0,04	0,06	0,08
CaO	5,00	7,70	15,26	3,20
Na ₂ O	0,36	1,58	0,43	0,56
K ₂ O	0,18	1,09	1,82	2,36
P ₂ O ₅	0,20	0,38	1,27	1,65
CO ₂	Не опр.	Не опр.	10,03	Не опр.
H ₂ O ⁺	"	"	3,35	4,34
ППП	"	"	Не опр.	Не опр.
Число анализов	73	50		26

* В пересчете на безводный состав.

типа. Верлиты, образующиеся на контакте клинопироксенитов с дунитами — при клинопироксенитизации последних (массивы Нижне-Тагильский, Кытлымский, Денежкин Камень). Иногда дуниты, встречающиеся в виде небольших шширообразных тел, целиком превращены в верлиты (Качканарский массив). Верлиты второго типа возникают при оливинизации клинопироксенитов. Дуниты в данном типе обычно сильно метаморфизованы и могут совсем отсутствовать. В верлитах этого типа отмечается более высокая железистость оливина и клинопироксена, а также вкрапленность титаномагнетита. Подобные перидотиты встречаются в Качканарском и Баранчинском массивах, где они образуют шширообразные или линзовидные тела среди полей нормальных клинопироксенитов.

В отличие от дунитов оливин из верлитов характеризуется более железистым составом — 13–15% Fe в первом типе и 20–25% Fe во втором. Химический их состав отличается непостоянством. По расчетным данным, для безрудных верлитов по сравнению с гарцбургитами и лерцолитами характерно более высокое содержание титана, кальция и натрия и пониженное содержание магния. Характерно, что верлиты, образующиеся по дунитам, содержат примерно такое же количество хрома, что и гарцбургиты, хотя аксессуарный хромит в них встречается довольно

Якутия (щелочно-ультраосновной комплекс)		Карелия (карбонатитовый комплекс)	
Карбонатизированный*	Без карбонатизации	Карбонатизированный	Без карбонатизации
[90]		[21]	
25,59	34,65	27,10	36,41
2,48	3,36	3,09	4,15
4,23	5,73	3,94	5,29
0,10	0,14	Не опр.	Не опр.
6,47	8,76	7,62	10,24
3,51	4,75	6,06	8,14
0,18	0,24	0,31	0,42
18,10	24,51	19,03	25,57
Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
17,46	3,87	14,99	0,98
0,22	0,30	1,02	1,37
1,37	1,85	1,92	2,58
0,57	0,77	1,01	1,36
11,44	Не опр.	11,17	Не опр.
Не опр.	"	2,60	3,49
8,18	11,08	Не опр.	Не опр.
	12		40

редко. Содержание же силикатного хрома в моноклинном пироксене может быть достаточно высоким. Таким образом, хромшпинелид в верлитах чаще всего имеет реликтовое происхождение.

В пределах ультраосновных массивов Платиноносного пояса выделяются два типа пироксенитов: оливиновые низкоглиноземистые клинопироксениты, пространственно тяготеющие к дунитам и обычно их окаймляющие, и магнетитовые высокоглиноземистые и высокожелезистые пироксениты, генетически связанные с габброидами, но пространственно часто образующие с зональными дунит-клинопироксенитовыми комплексами единый массив (Кытлымский и Качканарский массивы).

Ультрабазиты формации железистых перидотитов. И.А. Зиминным было установлено, что гарцбургиты Сарановского массива, а также ряда других более мелких массивов обычно имеют гипидиоморфнозернистую структуру и характеризуются относительно повышенным содержанием ортопироксена (30–40%) [79]. В стратифицированной же толще, непосредственно включающей хромитовые тела, преобладают дунито-гарцбургиты пойкилитовой структуры, нередко слагающиеся крупными (до 3–5 см) кристаллами ортопироксена с большим количеством включений и вросток оливина и хромшпинелида.

Характерной особенностью таких гарцбургитов, кроме явно более же-

Таблица 12

Расчетный состав основной массы в пикритах Урала, Сибири и пикрито-базальтах Карелии

Компонент	Западный склон Урала, район пос. Теплая Гора						
	7550	7552	7553	7554	7555	Среднее из 5 анализов	7530*
	Данные автора						
SiO ₂	54,10	49,94	46,42	44,48	44,37	47,84	48,65
TiO ₂	1,57	1,81	1,93	1,83	1,68	1,76	1,30
Al ₂ O ₃	12,08	13,54	14,27	14,91	13,18	13,59	13,09
Cr ₂ O ₃	0,47	0,59	0,47	0,43	0,37	0,47	0,41
FeO	17,50	18,22	19,09	16,89	15,76	17,48	16,71
MnO	0,05	0,16	0,18	0,17	0,17	0,15	0,22
MgO	7,39	5,0	8,25	12,20	15,35	9,63	9,90
NiO	Не опр.	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02	Не опр.
CaO	5,23	9,54	8,27	7,63	7,76	7,67	8,62
Na ₂ O	1,41	0,53	0,47	0,53	0,45	0,68	0,47
K ₂ O	0,20	0,22	0,20	0,16	0,16	0,19	0,63
P ₂ O ₅	Не опр.	0,44	0,43	0,77	0,73	0,59	Не опр.
f, %	57	67	56	44	37	50	49
Содержание оли- вина во вкрап- ленниках, %	45	49	44	30	29	39	44

* Образец взят в районе р. Кусьи.

лезистого их состава (0,13—0,15), является постоянное присутствие в них титана и ванадия — элементов, не характерных для перидотитов из альпинотипных массивов. Располагающийся в этой же структурной зоне крупный Мойвинский ультраосновной массив слагается более магниезальными по составу гарцбургитами, которые также содержат заметное количество титана и ванадия [231]. Рассчитанный нами средний химический состав перидотитов Сарановского массива, принадлежащего к этому формационному типу, представлен в табл. 4.

Ультрабазиты щелочной оливин-базальтовой формации. Породы наиболее глубинной по происхождению щелочной оливин-базальтовой формации образуют в большинстве случаев небольшие дайкообразные и штокообразные тела, распространенные на западном склоне Среднего и Северного Урала в виде двух субмеридиональных полос — к западу и к востоку от Кваркушско-Каменногорского мегантикклонория. Состав относящихся к этой формации пород самый различный: от высокомагнезиальных пикритов до типичных щелочных пород типа лимбургитов, авгититов и якупирангитов. К этому формационному типу пород принадлежат также туфы пикритов, точнее, пикритовых порфиритов, трахибазальтовые порфириты и эссексит-диабазы, представленные в различной степени карбонатизированными фациями.

Рассмотрим более детально химический и минеральный состав ультраосновных и близких к ним пород пикритовой субформации. Они входят

1	Сибирь, Гулинский плутон			Карелия, Ветреный Пояс			
	Среднее из 5 анализов	Пироконтак- товая часть	Вулканиче- ское стекло	21	93	99	Среднее из 39 анализов
	[32]			[111]			
41,29	41,53	40,57	42,10	47,92	52,13	51,93	50,24
5,02	4,22	5,06	5,45	0,57	1,17	0,80	0,72
8,08	6,68	8,32	7,61	16,20	13,67	14,58	15,19
0,28	0,32	0,13	0,13	0,45	0,15	0,23	0,35
15,18	16,55	15,04	15,00	11,21	10,43	10,20	10,83
0,22	0,28	0,23	0,22	0,27	0,18	0,19	0,23
14,63	15,57	12,96	13,48	9,63	8,42	7,88	9,84
0,02	0,05	Не опр.	0,09	0,02	Не опр.	0,03	0,02
12,06	11,79	13,03	13,33	12,07	11,32	11,74	10,0
0,54	0,77	0,58	0,69	1,24	2,0	2,0	1,88
2,44	1,79	2,71	0,82	0,31	0,39	0,40	0,44
0,24	0,64	0,88	0,71	0,10	0,12	Не опр.	0,14
37	38	39	38	40	41	42	39
22	30	Не опр.	Не опр.	48	16	23	Не опр.

в состав Ослянского, Благодатского, Вильвенского, Кусьинского и Теплогорского комплексов. В подавляющем большинстве случаев они имеют венд-кембрийский возраст [77, 231] и представлены лавовыми и туфовыми фациями пикритовых порфиритов, а также их эксплозивными брекчиями. Кроме того, пикритовые порфириты в районе горы Благодать встречаются в виде обломков среди лимбургитов.

Химический состав типичных высокомагнезиальных пикритовых порфиритов, а также их туфов представлен в табл. 10. В целом пикритовые порфириты обладают весьма стабильным составом, причем лавовые фации всегда содержат заметно меньше глинозема, титана, железа и больше магния, чем ассоциирующие с ними туфы. Другой характерной особенностью пикритовых порфиритов западного склона Урала является их слабая карбонатизация, не превышающая обычно 1%, что достаточно четко отличает их от кимберлитов. С другой стороны, наблюдается близкое сходство среднего состава высокомагнезиальных уральских пикритовых порфиритов с пикритовыми порфиритами других регионов, если сравнивать их состав на уровне слабо карбонатизированных фаций (табл. 11). Это касается содержания в них хрома, железа, магния, кальция, щелочей и ряда других элементов. Для уральских высокомагнезиальных пикритовых порфиритов в целом характерно несколько меньшее содержание оливиновых вкрапленников, что определяет несколько более высокое (на 2—3%) содержание в них кремнезема и глинозема.

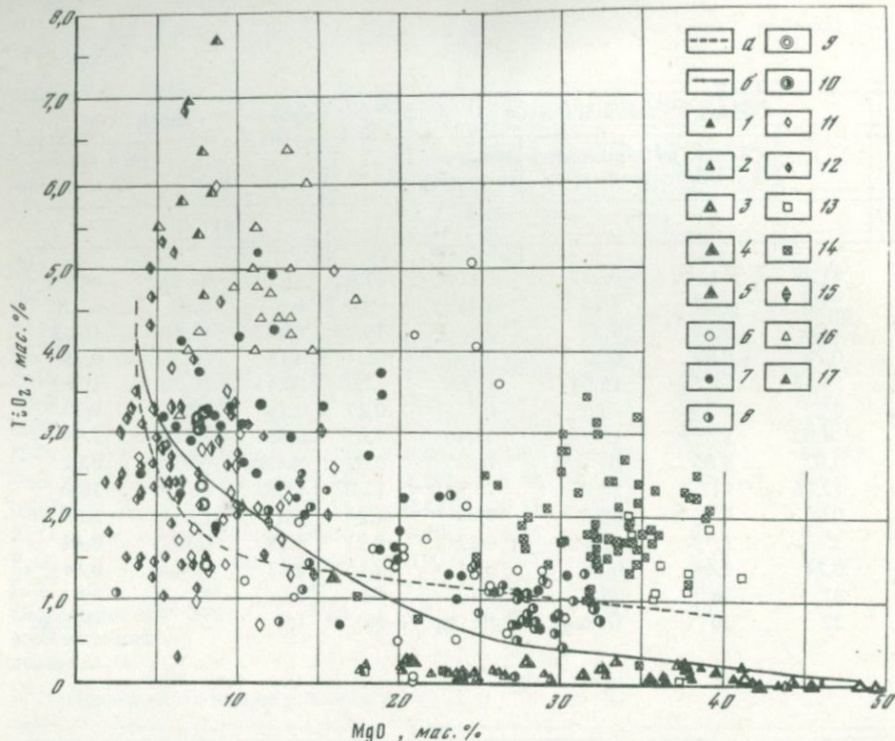


Рис. 10. Соотношение титана и магния в ультраосновных и основных породах Урала и некоторых других регионов

a — граница между породами — производными толеитовой и щелочно-базальтовой ассоциаций [269]; *b* — уточненная граница между породами этих двух ассоциаций (по данным состава пород, распространенных на западном склоне Урала)

1 — перидотиты из массивов западного склона Урала; 2 — клинопироксениты из тех же массивов; 3 — средний состав дунитов из альпинотипных массивов Урала; 4 — средний состав перидотитов из тех же массивов; 5 — средний состав пироксенитов из альпинотипных массивов; 6 — пикриты пикрит-диабазовой формации; 7 — пикриты щелочно-базальтоидной ассоциации оливин-базальтовой формации; 8 — пикриты щелочно-ультраосновной ассоциации той же формации; 9 — средний состав толеитовых базальтов [113]; 10 — средний состав щелочных базальтов [113]; 11 — габбро-диабазы западного склона Среднего Урала; 12 — щелочные габброиды западного склона Среднего Урала; 13 — меймечиты Гулинской интрузии Восточной Сибири [32]; 14 — кимберлиты Якутии [90]; 15 — пикрит-диабазы западного склона Урала [56, 231]; 16 — лимбургиты западного склона Среднего Урала [78]; 17 — мельтейгиты и якуширангиты западного склона Среднего Урала [262]

Многочисленные количественно-минералогические подсчеты в шлифах и расчет химических анализов пикритовых порфиритов на нормативный состав показали, что вариации их химического состава определяются почти исключительно колебаниями содержания оливиновых, пироксеновых и амфиболовых вкрапленников. Состав же основной их массы остается относительно стабильным (табл. 12). При сопоставлении расчетного состава основной массы пикритовых порфиритов с его составом, определенным в крайних частях даек пикритовых порфиритов, лишенных вкрапленников и содержащего в них стекла [32], обнаруживается очень хо-

рошая сходимость полученных данных, что позволяет применять эту методику расчета для разнообразных по составу ультраосновных вулканитов.

Обнаруживается весьма большое сходство расчетного состава основной массы уральских пикритовых порфиритов с пикрито-базальтами Карелии: те и другие обладают характерными для базальтов содержаниями кремнезема, глинозема, железа, магния и кальция. Что касается состава основной массы пикритовых порфиритов Гулинского плутона, то он характеризуется более ультраосновным — пикритовым составом основной массы. Таким образом, судя по расчетному содержанию основных петрогенных элементов в основной массе высокомагнезиальных уральских пикритовых порфиритов, их генетическая принадлежность к продуктам дифференциации щелочной оливин-базальтовой магмы не вызывает сомнений.

Одним из важных вопросов является отделение пикритовых порфиритов, генетически связанных с глубинной щелочной оливин-базальтовой магмой, от пикритовых порфиритов, входящих в состав пикрит-диабазовой субформации, формирующейся первоначально на меньших глубинах и генетически связанной с траппами. Анализ имеющихся данных их состава [56] показал, что они по количеству оливиновых вкрапленников и содержанию щелочей (всегда относительно низкому в пикритовых фациях) не отличаются от более глубинных по происхождению пикритов. Предложенное В.А. Кутолиным уравнение для распознавания генетической породы базальтоидов трапповой и континентальной оливин-базальтовой формации [113], к сожалению, не пригодно для расчленения ультраосновных (пикритовых) фаций, отличающихся более высоким содержанием магния и меньшим — кремнезема, алюминия и щелочей по сравнению с базальтами. Поэтому для определения их формационной принадлежности наиболее целесообразно пользоваться методом расчета известково-щелочного индекса Пикока [190, 199] для серий вулканогенных пород, представленных ультраосновными и основными фациями [190, 199]. Для трапповых серий он будет составлять величину порядка 60, а для продуктов щелочной оливин-базальтовой формации — около 50.

Хорошие результаты для генетического расчленения этих двух генетических типов пород дает также использование диаграммы соотношения в них титана и магния, предложенной Д.С. Штейнбергом [269] (рис. 10). Приведенные данные показывают, что для всей серии пород — производных щелочной оливин-базальтовой магмы — характерно более высокое содержание титана при определенном содержании магния, чем в породах, генетически связанных с траппами. Интересно отметить, что в существенно магнезиальных по составу породах, к числу которых принадлежат пикриты, содержание щелочей уменьшается по сравнению с базальтами настолько значительно, что какие-либо различия в их содержании в ультраосновных породах из различных формационных типов установить не представляется возможным.

Условия образования и первичного становления ультрабазитов, принадлежащих к различным формационно-генетическим типам, определяют специфические особенности их химического и минерального состава. Так, дуниты и гарцбургиты из альпинотипных массивов мантийного происхождения, обладающие первично рестигогенным происхождением, обладают существенно магнезиальным составом, содержат мало титана, алюминия, кальция и щелочей. Дуниты из зональных дунит-клинопироксенитовых массивов Платиноносного пояса Урала по условиям своего первичного становления также принадлежат к числу мантийных образований. Однако более длительная история их становления, включая этап метаморфических преобразований, определяет более широкие вариации их состава по железистости — от 0,07 до 0,11, в дунитах же альпинотипных массивов отмечается весьма стабильная железистость — 0,08—0,09, соответствующая мировому типу [128, 270, 271].

В пределах ультраосновных массивов Платиноносного пояса Урала выделяются две разновидности клинопироксенитов. Одна из них, представленная оливиновыми пироксенитами, пространственно и, вероятно, генетически тесно связанная с дунитами, характеризуется низким содержанием закисного и особенно окисного железа (2—4%), титана (0,15—0,3%), хрома (0,15—0,25%) и глинозема (1—2,5%). Расчетное количество волластонитовой составляющей в них обычно колеблется от 42 до 45%, т.е. заметно меньше по сравнению с энстатитовой и ферросилитовой составляющими, что указывает на относительно высокую температуру их формирования. Вторая разновидность клинопироксенитов, обычно магнетитсодержащих, характеризуется значительно более железистым составом: 30—40% против 13—15% в мало-железистых низкохромистых клинопироксенитах. Не менее характерно для них высокое содержание окисного железа (4—12%), титана (0,6—2,5%), ванадия (0,3—0,5%) и глинозема (4—8%). Содержание хрома в них резко падает и составляет величину порядка 0,03—0,5% [249]. Специфический их состав, резко отличный от оливиновых клинопироксенитов, высокое содержание в пироксенах фассаитовых миналов свидетельствует в пользу их метаморфического происхождения и генетической связи с базальтоидной (габбро-норитовой) магмой [44, 46, 47].

В перидотитах базальтоидного происхождения ультраосновных массивов на западном склоне Урала содержится относительно повышенное количество титана — около 0,2%, ванадия, алюминия и железа (по сравнению с мантийными перидотитами). Они характеризуются также повышенным содержанием нормативного ортопироксена — 30—40%, что весьма характерно также и для других стратиформных ультраосновных массивов. Результаты изучения ультрабазитов Сарановского, Мало-Ашкинского и некоторых других массивов этого генетического типа показывают, что все они характеризуются относительно повышенной железистостью — 0,13—0,18. Это определяется меньшей глубиной кристаллизации этих пород по сравнению с альпинотипными ультрабазитами, происходящей в условиях более высокого парциального давления кислорода [84, 128]. Особенно отчетливо различия мантийных и базальтоидных ультрабазитов

видны при сопоставлении генетически связанных с ними хромитовых руд: для первых характерен существенно более магнезиальный состав и минимальное содержание окисного железа, для вторых — уменьшение хрома и увеличение алюминия и трехвалентного железа (железистость их в целом заметно выше, составляя величину порядка 45% против 30% в гарцбургитах из альпинотипных массивов).

Ультраосновные вулканы, распространенные на западном склоне Среднего и Северного Урала, представлены палеотипными аналогами пикритов — пикритовыми порфиритами и их туфами. Условно к числу ультраосновных можно отнести карбонатизированные лимбургиты, содержащие, как и пикриты, ограниченное количество кремния. По содержанию оливинных и пироксеновых вкрапленников и их составу пикриты—производные щелочной оливин-базальтовой магмы не отличаются от пикритов, генетически связанных с траппами. Существенных различий нет ни по содержанию щелочей в исходном составе, ни по железистости, составляющей обычно величину 0,15—0,20. Обобщение большого количества фактического материала по составу пикритов, включая и оригинальные данные автора [190], позволило установить, что единственным надежным критерием для их разделения является соотношение в них титана и магния. Пикритовые порфириты, генетически связанные с глубинной оливин-базальтовой магмой, содержат титана заметно больше, чем пикриты трапповой формации [269].

ГЛАВА IV

СОСТАВ ГЛАВНЫХ ПОРОДОБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ В УЛЬТРАБАЗИТАХ И УЛЬТРАОСНОВНЫХ ВУЛКАНИТАХ УРАЛА

Среди ультрабазитов дунит-гарцбургитовой и дунит-клинопироксенитовой формаций Урала резко преобладают разновидности, состоящие из оливина, ромбического и моноклинного пироксена. На их долю обычно приходится более 98% массы наиболее распространенных типов первичных, неизмененных пород. Они несут в своем составе ценную информацию об условиях их происхождения и в некоторых случаях позволяют достаточно надежно оценивать температуру, давление и величину парциального давления кислорода, существовавшие при их образовании. Не менее надежные данные, касающиеся условий формирования ультраосновных пород, могут быть получены на основе систематического изучения состава содержащихся в них акцессорных минералов, в первую очередь хромшпинелида. Он встречается почти во всех фациях оливинсодержащих пород, не претерпевших интенсивный метаморфизм в верхней части земной коры. Определенная информация по происхождению ультрабазитов может быть получена на основе изучения состава гранатов и плагиоклазов, а также магнетитов. Правда, плагиоклаз в альпинотипных дунитах и перидотитах Урала, как правило, отсутствует и фиксируется в ряде альпинотипных ультрабазитов лишь в виде метасоматического происхождения фаций типа лерцолитов и троктолитов.

В наиболее широко распространенном на Урале типе альпинотипных ультрабазитов практически везде мы имеем дело с почти нацело перекристаллизованными фациями ультраосновных пород. Такая региональная перекристаллизация, связанная с перераспределением магния, железа и ряда других элементов, привела к наиболее существенному изменению второстепенных (аксессуарных) минералов при сохранении достаточно стабильного состава главных породообразующих минералов — оливина и пироксена, который наиболее существенно меняется при процессах высокотемпературного метасоматического изменения пород — клинопироксенизации дунитов и гарцбургитов, оливинизации гарцбургитов, фельдшпатизации дунитов и перидотитов с образованием троктолитов и форелленштейнов. Существенно меняется состав главных породообразующих минералов при прогрессивном высокотемпературном метаморфизме серпентинитов и серпентинизированных дунитов и перидотитов.

К сожалению, пока имеется ограниченное количество микронзондовых анализов главных породообразующих минералов, содержащихся в уральских ультрабазитах и позволяющих наиболее уверенно и точно судить о вариациях их состава. В настоящей работе приводится лишь небольшое число таких данных, дающих возможность, однако, оценить некоторые специфические их особенности: наличие или отсутствие зональности, количественное распределение в главных породообразующих минералах различных элементов, минеральный состав микроростков и т.д.

Об особенностях определения состава силикатов и сложных окислов с помощью рентгеновского микроанализатора. При детальном изучении химизма главных породообразующих минералов с помощью рентгеновского микроспектрального анализатора представляется возможность определить их состав для различных генераций и парагенетических ассоциаций и выявить направленность наложенных процессов метаморфизма. Это особенно важно при исследовании хромшпинелидов, обладающих широкими вариациями железистости, хромистости и глиноземистости и являющихся индикаторами ($P-T$)-условий формирования ультрабазитов. Аномальные изменения химического состава породообразующих минералов могут быть связаны с присутствием среди ультраосновных вулканитов ксеногенного материала в виде весьма разнообразных включений. Как показали проведенные нами исследования, такие ксенолиты разнообразного состава не являются редкостью среди пикритовых и оливин-базальтовых лав — продуктов глубинной щелочной оливин-базальтовой магмы, широко распространенных на западном склоне Среднего и Северного Урала.

Микронзондирование очень часто является единственным надежным методом определения состава минералов, содержащихся в разнообразных включениях: лерцолитах, гарцбургитах, дунитах, эклогитах, габброидах, а также гнейсах и амфиболитах — обломках кристаллического фундамента. Большое значение приобретает микронзондовый анализ при определении состава типоморфных минералов, содержащихся в терригенных толщах, базальных конгломератах и россыпях. Генетическая природа таких минералов часто различна, а это определяет широкие вариации их состава. Применение для анализа минералов обычной методики химического или количественно-спектрального анализа дает лишь усредненные данные.

Необходимо подчеркнуть, что многие породообразующие минералы, включая хромшпинелиды и гранаты, часто обладают зональным строением, которое возникает иногда в процессе первичной кристаллизации минералов, но чаще отмечается для минеральных агрегатов, содержащихся среди фаций сильно метаморфизованных пород. Так, для хромшпинелидов весьма характерно наличие зон вторичного изменения, от которых обычно не удается полностью избавиться при подготовке проб для химического анализа. Полученные нами микрозондовые анализы для силикатов и сложных окислов во всех случаях, кроме специально оговоренных, относятся к наименее измененным центральным частям исследованных зерен, характеризующимся вполне однородным составом.

Рентгеноспектральный количественный микроанализ гранатов, оливинов, моноклиновых и ромбических пироксенов, хромшпинелидов и ильменитов проводился в Институте геологии и геохимии им. академика А.Н.Заварицкого УНЦ АН СССР на анализаторе типа JXA-5 при ускоряющем напряжении 15, 17,5 и 20 кВ реже 25 кВ в течение 1975–1980 гг. Определение состава минералов проводилось с помощью многократно проанализированных эталонов гранатов, моноклиновых пироксенов, хромшпинелидов, периклазов, корундов, рутилов и химически чистых металлов: железа, титана, марганца и хрома. Метод обсчета поправок осуществлялся по модифицированной схеме, разработанной Г. Шпрингером [351]. Модификация σ , введенная Н.В. Троневой, проводилась по Хейнриху. Полученные результаты обсчитывались на ЭВМ методом многократной итерации.

Данные по составу отдельных индивидов минералов из различных ультраосновных пород и содержащихся в них глубинных включений отражают средние значения по трем точкам, содержание элементов в которых представляет среднее из пяти и более измерений. Содержания главных элементов в дальнейшем пересчитывалось на окислы, причем соотношение между окисным и закисным железом во всех изученных минералах определялось исходя из стехиометрии по стандартной методике. Проведение подобных расчетов обуславливается в первую очередь необходимостью определения количества окисного железа в кристаллической решетке гранатов, моноклиновых пироксенов, хромшпинелидов и ильменитов. Это важно, поскольку в настоящее время имеется много фактических данных в пользу того, что абсолютное содержание окисного железа в отмеченных минералах и его соотношение с закисным железом находятся в обратной зависимости от глубинности их кристаллизации или перекристаллизации.

Подобные пересчеты анализов силикатных и окисных минералов на стехиометрический состав широко практикуются у нас в стране [80, 81, 170, 180, 222, 223] и за рубежом [288, 289, 300, 320, 333, 335, 361]. При этом стехиометрические соотношения между двух- и трехвалентными окислами приводятся не только для минералов явно магматического происхождения, но и для явно метаморфических [304].

Рассмотрим более детально состав главных типоморфных минералов, содержащихся в различных формационных типах ультрабазитов Урала, а также в находящихся среди них глубинных включениях, подавляющая часть которых также характеризуется ультраосновным парагенезисом.

Оливин принадлежит к числу ортосиликатных минералов, обладающих наиболее простым химическим составом: $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_2\text{SiO}_4$. Все вариации его состава исчерпываются колебаниями железистости f , характеризующей соотношение железа и магния $\text{FeO}/(\text{MgO} + \text{FeO})$, вычисляемого обычно на основе молекулярных количеств этих компонентов. В настоящее время имеется много данных по Уралу [127, 128, 270, 277, 281] и другим регионам [34, 36, 181, 182, 223, 224, 251] позволяющих вполне уверенно судить о вариациях состава оливина в различных порода. Впервые обобщение имеющихся данных по железистости оливинов, содержащихся в ультраосновных породах различных формационных типов, было выполнено И.И. Чупрыниной и Н.В. Павловым [264] и приводится в табл. 13.

Полученный в последние годы новый фактический материал по составу оливина из различных ультраосновных и частично основных пород позволяет не только уточнить эти цифры, но и во многих случаях достаточно аргументированно объяснить причину отклонения железистости от установленных средних величин для пород, генетически принадлежащих к различным формационным типам.

Рассмотрим более детально вопрос о колебаниях состава оливина в дунитах и в гарцбургитах альпинотипных массивов Урала. На рис. 11 приводятся восемь гистограмм, фиксирующих результаты обработки данных по замерам показателей преломления оливина с помощью иммерсионно-теодолитного метода, а также наших иммерсионных данных по замерам показателей преломления оливина и расчету на их основе истинного показателя преломления N_m с последующим подсчетом на его основе содержания фаялитовой составляющей. Результаты статистической обработки полученных данных приводятся в табл. 14.

Состав оливина в дунитах и гарцбургитах, претерпевших изохимический метаморфизм, весьма устойчив: содержание фаялитовой составляющей

Т а б л и ц а 13

Изменение состава оливинов в ультраосновных породах различных формаций [264]

Петрографическая формация	Сопутствующая рудная формация	Регион	Содержание Fe_2SiO_4 (в %)
Дунит-гарцбургитовая	Хромитоносная	Урал	3–10
Кимберлитовая	Алмазоносная	Якутия	7–10
Клинопироксенит-йеолитовая	Редкометаллоплатиноносная	Алданский щит	8–13
Дунит-пироксенитовая	Платиноносная	Урал	6–18
Пикрит-долеритовая	Медно-никелевая с Pt	Север Сибирской платформы	17–25
Гарцбургит-ортопироксенит-норитовая	Полиметалльная	Бушвельд	32–53

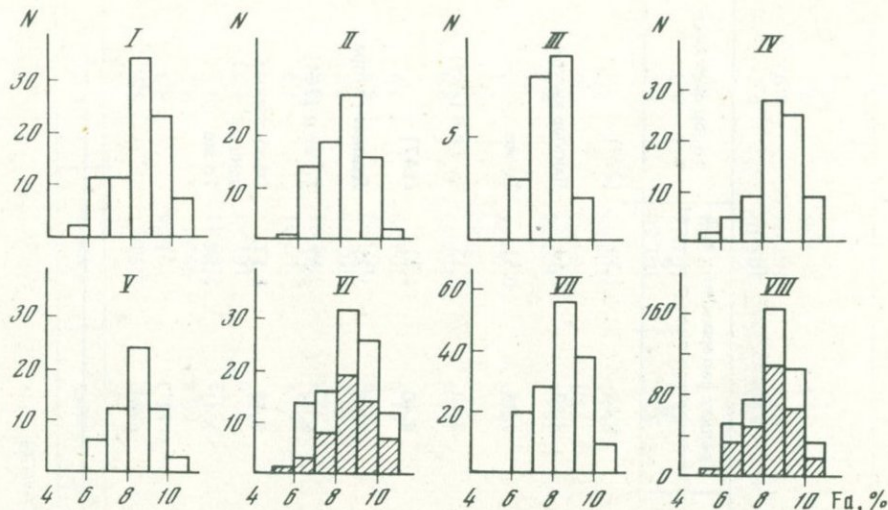


Рис. 11. Состав оливина в дунитах (I-IV) и в гарцбургитах (V-VII) альпинотипных массивов Урала

I — 88 анализов [277]; II — 80 оптических определений автора для автохтонных массивов; III — то же, по данным 22 химических анализов; IV — 78 определений [204] и автора для аллохтонных массивов; V — 57 определений [211]; VI — 101 определение автора (заштрихованная часть) в гарцбургитах аллохтонных массивов Урала; VII — суммарная диаграмма состава оливина в гарцбургитах альпинотипных массивов по данным 58 определений; VIII — состав оливина в дунитах и гарцбургитах по данным различных авторов, заштрихованная часть диаграммы — оливин из уральских дунитов по данным 280 анализов

обычно колеблется от 7 до 9%. Выполненные нами микрозондовые анализы оливина из дунитов и гарцбургитов Кемпирсайского массива вполне подтверждают очень узкий диапазон колебания его железистости — все 22 проанализированных оливина обладают интервалом колебания фаялитовой составляющей от 6,9 до 9,1% (табл. 15). При этом при построении гистограмм состава оливина в дунитах и гарцбургитах альпинотипных массивов Урала не учитывались данные по оливинам из регенерированных ультрабазитов, из рудоносных зон дунитов, а также из метасоматически измененных пород типа лерцолитов и верлитов, формирующихся в условиях высокотемпературного кальциевого метасоматоза в краевых частях некоторых массивов.

Одним из характерных типов регенерированных относительно слабо серпентизированных ультрабазитов являются дунит, дунито-гарцбургиты и гарцбургиты в составе "метаультрабазитов" по терминологии А.Я. Хмары [255], встречающихся в районе залежей антофиллит-асбеста. Такие залежи возникают в условиях высокотемпературного (примерно 800°C) метаморфизма апогарцбургитовых и аподунитовых серпентинитов в районе Сысерти и Южных Мугоджар [256, 257]. Хотя железистость самих ультрабазитов варьирует в достаточно широких пределах, содержащийся в них вторичный по происхождению оливин всегда принадлежит к существенно магнезиальному типу и, как следует из данных, приведенных в табл. 16, обладает постоянно весьма низкой железистостью — 4-5% Fд. А.Я. Хмара приводит

Таблица 14

Средний состав оливина в дунитах и гарцбургитах альпинотипных массивов Урала

№ гистограммы	Порода	Количество определений	Метод определения состава	Колебания Fa, %		Среднее содержание Fa, %		Автор определений
				от	до	\bar{x}	σ	
1	Дуниты	88	Иммерсионно-теодолитный	5	11	8,48	1,19	[277]
2	Дуниты автохтонных массивов	78	Иммерсионный (по 2 осям)	5	11	8,13	1,10	Данные автора
3	То же	22	Химический анализ	6	10	7,95	0,51	То же
4	Дуниты аллохтонных массивов	78	Иммерсионный (по 2 осям)	5	11	8,73	1,15	То же и [204]
5	Гарцбургиты	57	Иммерсионно-теодолитный	6	11	8,40	1,02	[247]
6	Гарцбургиты автохтонных массивов	50	Иммерсионный (по 2 осям)	5	11	8,28	1,35	Данные автора
6a	Гарцбургиты аллохтонных массивов	51	То же	6	11	8,77	1,07	То же и [204]
7	Гарцбургиты	158	Иммерсионный	5	11	8,48	1,17	Обобщенные данные
8	Дуниты	280	Иммерсионный и химический анализ	5	11	8,41	1,14	То же
8a	Дуниты и гарцбургиты	438	То же	5	11	8,44	1,28	"

Т а б л и ц а 15

Состав оливина в дунитах и гарцбургитах Кемпирсайского массива по данным РСМА (в мас.%)

№ образца	Вмещающая порода	SiO ₂	FeO	MgO	Сумма	f, %
7959-1	Аподунитовый серпентинит	40,0	8,88	50,9	99,78	8,9
7959-2	То же, с вкрапленностью сульфидов	41,7	8,88	51,2	101,78	8,9
7959-3	То же	40,4	9,01	50,4	99,81	9,1
7966-1	Серпентинизированный гарцбургит	41,1	8,11	51,2	100,41	8,2
7966-2	То же, обедненный энстатитом (дунито-гарцбургит)	41,5	7,33	52,6	101,43	7,25
7966-3	То же	41,1	8,11	53,1	102,31	7,9
7974-1	Полосчатый дунит с вторичным энстатитом	41,5	9,01	52,4	102,91	8,8
7974-2	То же	41,5	9,13	52,1	102,73	8,9
7974-3	"	41,1	8,88	52,9	102,88	8,6
7981-1	Апогарцбургитовый серпентинит с вторичным энстатитом	40,9	7,98	51,9	100,78	7,9
7981-2	То же	41,3	8,23	53,4	102,93	8,0
7981-3	"	41,5	7,72	51,6	100,82	7,7
7984-1	Слабо метаморфизованный гарцбургит с вторичным энстатитом	41,3	7,59	51,4	100,29	7,4
7984-2	То же	41,5	7,72	53,1	102,32	7,5
7984-3	"	41,5	7,72	52,1	101,32	7,6
8143-1	Аподунитовый серпентинит с вторичным энстатитом	41,3	8,49	53,1	102,89	8,2
8143-2	То же	41,1	8,36	52,2	101,66	8,2
8143-3	"	41,5	8,23	53,2	102,93	8,0
8148-1	Оливинизированный апогарцбургитовый серпентинит	40,9	7,20	53,7	101,80	7,0
8148-2	То же	41,5	7,20	52,4	101,10	7,1
8148-3	"	40,4	7,08	53,6	101,08	6,9
8148-4*	"	41,7	8,13	50,7	100,96	8,2

* Кроме того, в оливине содержится 0,4% CaO.

Таблица 16

Состав ультрабазитов и главных породообразующих минералов Сысертского массива с антофиллит-асбестом [255] (в мас.%)

Компонент	Энстатитовый дунит	Оливиновый гарцбургит	Гарцбургит	Оливин		
				235	132	106
SiO ₂	40,06	40,26	43,70	41,43	42,95	42,0
TiO ₂	0	0,07	0,05	0,01	Нет	Нет
Al ₂ O ₃	0,23	0,70	0,75	0,09	0,20	0,25
Cr ₂ O ₃	Сл.	0,30	0,10	0,006	0,15	Сл.
Fe ₂ O ₃	1,49	5,40	4,93	0,56	Нет	Нет
FeO	3,16	4,14	2,99	3,32	3,97	4,25
MnO	0,25	0,23	0,25	0,23	0,45	0,30
MgO	48,19	44,62	42,05	53,40	48,60	52,0
CaO	0,09	0,37	Нет	Не опр.	Нет	Нет
Na ₂ O	0,	0,05	0,05	0,02	0,05	0,05
K ₂ O	0,	0,02	Нет	0,09	0,17	0,15
NiO	0,42	0,36	0,40	0,47	0,43	0,29
CoO	0,018	0,016	0,017	0,016	0,006	0,002
SO ₃	0	Нет	Нет	Нет	Нет	Не опр.
CO ₂	0,44	0,54	0,81	0,04	1,96	1,15
H ₂ O ⁺	4,21	3,15	3,72	0,06	0,22	Нет
H ₂ O ⁻	0,69	0,41	0,55	0,33	0,27	"
Сумма	99,25	100,64	100,37	99,98	99,43	100,44
f, %	5,2	10,4	9,3	4,0	4,8	4,6
Пересчет на основные минеральные группировки						
Оливин	93,3	90,5	68,5	100	84,2	95,9
Энстатит	6,3	8,0	31,5	Нет	15,8	4,1
Диопсид	0,4	1,5	Нет	"	Нет	Нет

петрографические данные в пользу еще более магнезиального его состава — от 1 до 5% нормативного фаялита (N_g 1,673–1,678; N_p 1,636–1,639) [255]. Такому новообразованному оливину существенно магнезиального состава обычно свойственно значительное количество микровключений вторичного пылевидного магнетита.

Рассчитанная величина коэффициента распределения магния и железа для вторичного оливин-хромитового равновесия по данным составов, приведенных в табл. 16, колеблется от 22 до 28, а расчетная температура равновесия, подсчитанная по методу Е.Д.Джексона [322], колеблется от 820 до 900°C, т.е. вполне соответствует температуре образования антофиллит-асбеста, которая определяется в зависимости от его железистости диапазоном температур от 750 до 850°C [22, 244].

Лишь встречающиеся в ряде альпинотипных массивов Урала оливин-антигоритовые породы типа штабахитов или войкаритов содержат оливин, по составу практически аналогичный оливину из дунитов и гарцбургитов. Относительно более железистый состав оливинов отмечается у альпинотипных ультрабазитов, подвергшихся метасоматической переработке, — обычно близ контакта с габброидами (Алапаевский, Верх-Нейвинский, Верхне-

Оливин	Энстатит					Хромшпинелид
	110	135	235	101	164	
42,02	56,10	54,62	56,85	56,56	2,31	
Нет	Нет	Не опр.	Нет	0,04	Нет	
0,17	1,69	0,49	0,22	0,17	4,58	
Сл.	0,096	0,075	0,60	0,05	51,4	
Нет	Сл.	Не опр.	0,64	0,84	14,2	
4,48	2,32	2,47	4,98	4,65	13,6	
0,34	0,19	0,17	0,18	0,10	0,45	
52,08	37,73	39,24	35,42	35,30	11,15	
Нет	0,09	Не опр.	Нет	0,09	Нет	
0,05	0,02	Нет	0,02	0,05	Не опр.	
0,15	0,07	"	0,02	0,04	"	
0,30	Не опр.	0,13	0,19	0,21	0,04	
0,04	"	0,005	0,01	0,01	0,05	
Не опр.	"	0	0,05	0,17	Не опр.	
1,00	0,71	1,09	0,95	0,57	1,0	
Нет	1,45	1,34	0,28	0,52	1,37	
"	Нет	0,45	0,48	0,08	Не опр.	
100,63	100,37	100,01	99,73	100,60	100,16	
4,9	3,6	3,6	8,3	8,0	53,8	
Пересчет на основные минеральные группировки						
96,6	5,9	16,1	2,5	2,5		
3,4	93,7	83,9	97,5	97,1		
Нет	0,4	Нет	Нет	0,4		

Тагильский, Кемпирсайский массивы). Состав оливина в таких зонах обычно колеблется от 12 до 15% Fa.

Особо следует рассмотреть вопрос о колебаниях состава оливина в рудоносных фациях дунитов, где наблюдается тесная пространственная и генетическая связь хромитовых руд с силикатами — оливином и серпентином. И.И. Чупрынина и Н.В. Павлов представили систематические данные по составу сосуществующих минералов в массивных и вкрапленных рудах Кемпирсайского массива [264]. Они показали на представительном материале, что оливин, ассоциирующий с хромитом, систематически обладает существенно более магнезиальным составом, чем оливин из самих ультраосновных пород (табл. 17). При этом наблюдается достаточно четкая корреляция между железистостью оливинов и железистостью хромосодержащих молекул хромшпинелидов для общей серии пород и руд Кемпирсайского массива, которая объективно свидетельствует в пользу равновесности этого минерального парагенезиса при его кристаллизации.

Возросшее число химико-аналитических данных по составу главных минералов, слагающих ультраосновные породы и хромитовые руды ряда хромитоносных массивов Урала (находящихся в автохтонном и в аллох-

Таблица 17

Соотношение железистости оливинов и хромсодержащих молекул для пород и руд Кемпирсайского массива [264]

Горная порода и руда	Fe ₂ SiO ₄ в оливинах, %	f _{Cr} в хромшпинелидах, %	Горная порода и руда	Fe ₂ SiO ₄ в оливинах, %	f _{Cr} в хромшпинелидах, %
Перидотит	9,1	95,5	Дунит	7,3	58,6
Перидотит Главного рудного поля	7,9	82,2	Руда бедно- вкраплен- ная	6,0	45,1
Пироксено- вый дунит	7,6	77,1	Руда густо- вкрапленная	3,2	38,0

Примечание. Относительное содержание SiO₂ наименьшее в руде густовкрапленной, возрастает в дунитах и наибольшее в перидотите.

тонном залегании, включая массивы Рай-Из и Войкаро-Сыншинский), позволило выявить наряду с отмеченной выше закономерностью, достаточно четкую зависимость железистости оливина в густовкрапленных и массивных хромитовых рудах от степени их метаморфизма: чем интенсивнее процесс высокотемпературного изменения и чем меньше количество оливина в рудах, тем он представлен более магнезиальным типом. Состав же самих руд с учетом их массы остается при этом практически неизменным. Более того, на основе расчета температур равновесий для оливин-хромитовых парагенезисов можно утверждать, что оливин существенно магнезиального состава (Fa от 3,7 до 6) характерен для более низкотемпературных равновесий — порядка 850–900°С, что невозможно объяснить с точки зрения их магматического происхождения.

Таким образом, почти во всех случаях можно вполне уверенно относить оливины с нестандартной (пониженной или, напротив, с повышенной) железистостью к числу вторичных, обладающих метаморфогенной природой. Стабильная (от 8 до 9% Fa) железистость оливина в альпинотипных ультрабазитах Урала объективно свидетельствует в пользу глубинного (мантийного) происхождения этой группы пород.

Значительно более широкий градиент железистости оливинов (рис. 12) наблюдается в дунитах дунит-клинопироксенитовой формации Урала, представленной в первую очередь массивами Платиноносного пояса. Расчет среднего содержания железистой составляющей в оливинах из дунитов Нижне-Тагильского и Кытлымского массивов, а также для дунитов формации в целом приводится в табл. 18. Обращает на себя внимание хорошая сходимость средних расчетных величин железистости оливинов и пород в целом как для дунитов Платиноносного пояса, так и для дунитов и гарцбургитов почти всех альпинотипных массивов Урала, что является надежным подтверждением изохимичности процессов массовой региональной серпентинизации этих пород. Повышенный градиент железистости у оливинов обычно отмечается в ультраосновных породах, входящих в состав стратиформных и концентрически-зональных массивов, и определяется их достаточно быстрым охлаждением при кристаллизации оливина магма-

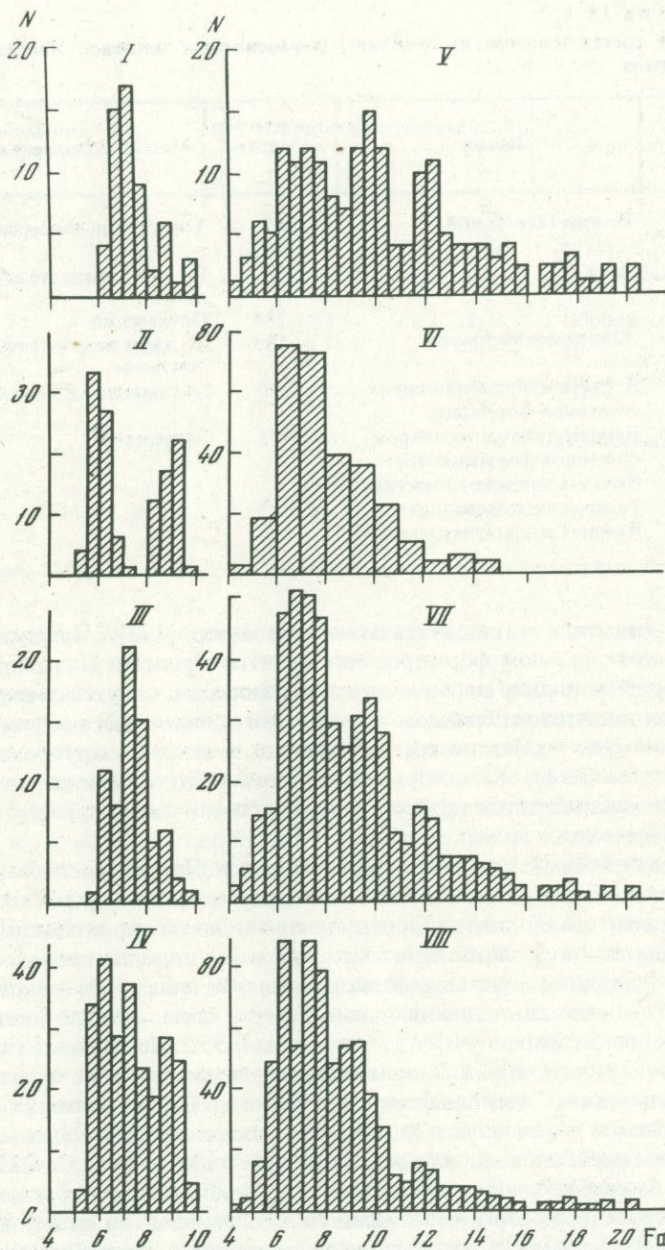


Рис. 12. Состав оливина в дунитах из массивов дунит-клинопироксенитовой формации Урала

I-IV - для Нижне-Тагильского массива: I - 57 анализов [67], II - 123 анализа [277], III - 70 анализов по данным автора, IV - суммарная диаграмма - 250 анализов; V, VI - для Кытлымского массива: V - 183 анализа [68], VI - 290 анализов [277]; VII - из дунитов и метадунитов Платиноносного пояса Урала, 473 анализа (без Нижне-Тагильского массива); VIII - то же, с учетом Нижне-Тагильского массива, 723 анализа

Таблица 18

Средний состав оливина из дунитов ультраосновных массивов Платиноносного пояса Урала

№ гистограммы	Массив	Количество определений	Метод определения состава	Колебания Fa, %		Среднее содержание Fa, %		Автор определений
				от	до	\bar{x}	σ	
1	Нижне-Тагильский	57	Теодолитно-иммерсионный					
2	"	123	"					
3	"	70	По двум показателям преломления					
4	"	249	Оптический					
5	Кытлымский массив	183	По двум показателям преломления					
6	Дуниты дунит-клинопироксенитовой формации	290	Теодолитно-иммерсионный					
7	Дуниты дунит-клинопироксенитовой формации (без Нижне-Тагильского массива)	473	Оптический					
8	То же, с учетом данных по Нижне-Тагильскому массиву	722	"					

тического расплава в гипабиссальных условиях [323]. Определяющую роль при окончательном формировании дунитов массивов Платиноносного пояса, вероятно, играли метасоматические процессы, сопутствующие внедрению более поздних габброидов. В пользу этого свидетельствует отсутствие относительно железистых по составу дунитов в наиболее крупном Нижне-Тагильском массиве — на контакте их с клинопироксенитами, поскольку этот массив ультрабазитов не имеет непосредственного контакта с габброидами магматического происхождения [142].

Кроме реликтовых дунитов, в ряде массивов Платиноносного пояса — Качканарском, Баранчинском, Кытлымском — встречаются магнетитовые или безмагнетитовые оливиниты, секущие чаще всего пироксениты, оливиновые габбро и троктолиты, имеющие, как и все породы, принадлежащие к субформации рудных пироксенитов, несомненно метаморфическое происхождение. Железистая составляющая оливина здесь обычно составляет 17–20%, а в некоторых случаях достигает даже 35%. Переменное количество оливина фиксируется и в клинопироксенитах, а также в верлитах, входящих в состав этой субформации. Имелющийся в настоящее время обширный петрографический и химико-аналитический материал по составу верлитов и особенно клинопироксенитов [68, 128, 130, 132, 247, 250] позволяет вполне уверенно выделять среди них две основные разновидности: оливиновые безмагнетитовые клинопироксениты и верлиты и магнетитовые, значительная часть которых также содержит оливин. В оливиновых безмагнетитовых клинопироксенитах, обычно пространственно тесно связанных с дунитами, оливин содержит 13–15% Fa, а в магнетитовых, образующихся вследствие воздействия габброидов, — 18–20%. Интересно отметить, что в оливинах из магнетитовых клинопироксенитов при такой железистости наступает насыщение их железом, и дальнейшее увеличение его содержания определяет его концентрацию лишь в виде

Колебания Fa, %		Среднее содержание Fa, %		Автор определений
от	до	\bar{x}	σ	
6	10	7,48	0,89	[67]
5	10	7,22	1,46	[277]
5,5	10	7,55	0,84	И.А. Малахов
5	10	7,33	1,21	Обобщенные данные
4	20	10,11	3,51	[67]
4	15	8,12	1,96	[277]
4	20,5	8,89	2,70	Обобщенные данные
4	20,5	8,35	2,51	То же

магнетита, количество которого может варьировать в широких пределах [249].

Согласно массовым замерам светопреломления оливинов, содержащихся в габброидах Кытлымского массива, в тылаитах, пространственно тесно связанных с ультрабазитами, оливин обладает железистостью от 15 до 30% Fa, в оливиновых габбро и троктолитах — от 20 до 37% Fa, а изредка встречающийся оливин в магматических габбро-норитах характеризуется 39%-ной железистой составляющей [68]. Это в целом соответствует давно установленной общей закономерности обратной зависимости железистости оливина от содержания кремнезема в магматических сериях горных пород [240]. Подобная зависимость несомненно имеет более универсальное значение и отмечается не только для магматических, но и для метаморфических пород. В пользу этого свидетельствует повышение железистости у оливинов в краевых частях некоторых дунитовых массивов — при образовании метасоматических "метадунитов" [68] — процессе, сопровождающемся также некоторым повышением содержания в них кремнезема.

Свежий, неизмененный оливин в сравнительно немногочисленных хромитовых массивах стратиформного типа (Сарановские, Тесовской, Мало-Ашкинский), распространенных на западном склоне Среднего Урала, практически отсутствует. Тем не менее, исходя из изохимичности массовой серпентинизации на основании железистости серпентинитов, можно предполагать, что его железистость колеблется от 12 до 15% [84, 128], т.е. аналогична железистости оливинов в ультрабазитах из типичных стратиформных массивов типа Стиллутер [322]. Состав оливина в таких массивах стратиформного типа хорошо коррелируется с составом хромшпинелидов. Мы провели расчет температур равновесий оливин-хромитовых парагенезисов для пород и руд Сарановского массива [139] исходя из наличия прямой зависимости между составом оливина и хромшпинелида. Расчет также

свидетельствует об изначальной относительно более высокой железистости оливина в этом массиве по сравнению с оливином из дунитов и гарцбургитов альпинотипных массивов.

Оливин в качестве первичного минерала на западном склоне Урала встречается также в породах пикритового состава, генетически принадлежащих к щелочной оливин-базальтовой формации. Однако вследствие интенсивно проявленного здесь метаморфизма неизменный оливин обнаруживается лишь в пикритовых порфиритах, распространенных в районе р. Кусьи, к юго-востоку от г. Горнозаводска. Состав его отвечает 20% Fa ($N_g - 1,711$; $N_p - 1,672$), что соответствует средней железистости оливина в пикритах [123]. Типичные пикритовые порфириды содержат обычно две генерации оливина: во вкрапленниках он имеет существенно магнезиальный состав (8–9% Fa), а в основной массе – более железистый (18–25% Fa) [32]. По всей вероятности, аналогичная картина наблюдается и на Урале: серпентин-карбонатные и хлорит-карбонатные псевдоморфозы по оливиновым вкрапленникам существенно магнезиального состава из пикритовых порфиридов района р. Кусьи, р. Вильвы, горы Благодать практически не содержат вторичного магнетита, столь характерного для основной массы этих пород.

Для полноты обзора данных о составе оливина в ультрабазитах следует коснуться вопроса железистости оливина, содержащегося в самих кимберлитах и во включениях в алмазах из кимберлитов. Если не принимать во внимание данные по единичным ксенокристаллам оливина в кимберлитах, обладающих относительно более железистым составом (около 14% Fa), то можно считать, что оливин в кимберлитах обладает повсеместно относительно стабильным составом – 7–10% Fa, а в составе включений в якутских алмазах характеризуется даже еще более магнезиальным составом – от 5,5 до 7,5% фаялитовой составляющей. Данные по составу оливиновых включений в уральские алмазы сравнительно немногочисленны. Пока имеется лишь один микрозондовый анализ, показавший железистость 7,2% [223]. Кроме того, имеются оптические замеры показателей преломления двух включений оливина из алмазов, свидетельствующие также о существенно магнезиальном их составе (9 и 9,5% Fa). Систематические определения параметров кристаллической решетки оливинов из включений в 8 уральских и 9 якутских алмазах, выполненные С.И. Футергендлер, дали одинаковые результаты, что свидетельствует об идентичности их состава [55].

Таким образом, по железистости оливина можно достаточно четко определять его генетическую принадлежность. Естественно, надо учитывать и распространенность главных типов ультрабазитов, исходя из геологических и фациальных особенностей вмещающих их пород. В качестве примера можно привести результаты проведенного нами с помощью микрозонда анализа состава оливина из сильно серпентинизированных ультрабазитов, секущих среднепротерозойские терригенные отложения деминской свиты, встреченных в пределах Буркочимской площади, юго-восточнее г. Красновишерска (табл. 19). Оливины этих пород идентичны оливинам из ксенокристаллов в кимберлитах, фенокристаллам из пикритов и оливинову лерцолитов альпинотипных массивов, которые обычно содержат несколько более железистый оливин, чем мантийные дуниты и гарцбургиты. Учитыв-

Таблица 19

Химический и минеральный состав оливина из ультраосновных и терригенных пород Больше-Колчимской структуры на западном склоне Урала по данным РСМА (в мас.%)

Компонент	Дайки ультраосновных пород		Песчаники такатинской свиты		
	93-1	95-1	92-1	92-2	92-3
SiO ₂	40,64	40,43	39,57	40,21	39,36
Cr ₂ O ₃	Нет	Нет	0,03	0,03	0,03
FeO	8,49	10,03	16,85	18,39	18,26
MgO	47,58	47,42	41,95	39,13	39,79
Сумма	96,71	97,88	98,40	97,76	97,44
Пересчет на кристаллохимическую формулу					
Si	1,020	1,011	0,017	1,044	1,027
Fe ²⁺	0,178	0,210	0,361	0,399	0,398
Mg	1,780	1,766	1,607	1,515	1,547
Основные минеральные группировки					
Форстерит fo, %	90,91	89,36	81,66	79,15	79,55
Фаялит fa, %	9,09	10,64	18,34	20,85	20,45
Железистость, %	9,1	10,6	18,4	20,9	20,5
Окраска	Бледно-зеленая	Бесцветная	Светло-зеленая		Светло-зеленая

Примечание. Небольшая величина суммы анализов объясняется отсутствием определений марганца, никеля, кобальта и других элементов, постоянно присутствующих в оливинах.

вая, что эта оливинсодержащая ультраосновная порода по структуре характеризуется полнокристаллическим обликом и резко отличается от кимберлитов и пикритов, наиболее вероятно предположение относительно ее принадлежности к лерцолитам.

Из того же района Больше-Колчимской антиклинальной структуры нами был также исследован ряд зерен оливина из песчаников такатинской свиты среднедевонского возраста. Результаты определения их состава также приводятся в табл. 19. Согласно данным микрозондового анализа, состав оливина значительно более железистый — от 18,4 до 20,9% фаялитовой составляющей — и полностью аналогичен составу оливина из пикритовых порфиров.

РОМБИЧЕСКИЙ ПИРОКСЕН

Ромбический пироксен значительно более информативен, чем оливин для оценки (*P-T*)-условий формирования ультраосновных пород. По распространенности среди главных типов ультраосновных пород ромбический пироксен почти всегда уступает оливину, а в некоторых породах (типа дунитов Платиноносного пояса или пикритов, распространенных на западном склоне Урала) он практически совсем отсутствует. Судя по экспериментальным данным, кристаллизация ортопироксена в ультраосновных породах

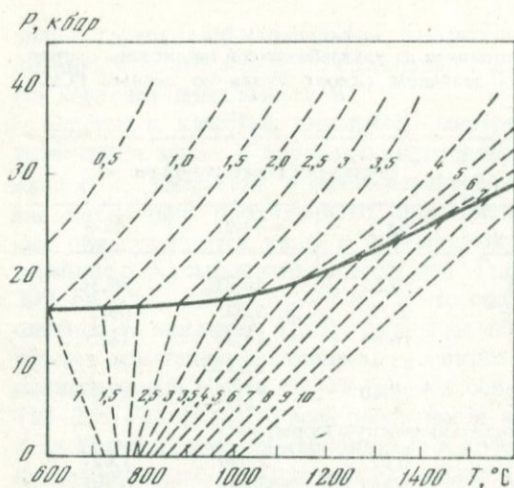


Рис. 13. Изоплеты содержания глинозема (в мас.%) в ортопироксене гранатовых и шпинелевых перидотитов [178]

траосновных и основных породах зависит от содержания щелочей в магматическом расплаве: повышение их количества существенно снижает устойчивость магнезиальных ромбических пироксенов и в конечном итоге ведет к полному прекращению их кристаллизации. С

другой стороны, ортопироксен может кристаллизоваться из высококальциевых и щелочных магматических расплавов вместо клинопироксенов, если они содержат повышенное количество углекислоты в составе летучих компонентов — за счет заметного понижения активности кальция, натрия и калия, вследствие их взаимодействия с комплексами CO_3^{2-} .

Содержащийся в ультраосновных породах ромбический пироксен почти всегда обладает существенно магнезиальным составом, и его железистость, колеблющаяся обычно от 7 до 12%, свидетельствует о принадлежности его к типичным энстатитам. Более железистый ортопироксен типа гиперстена отмечается в габброидах, причем содержание в нем железа существенно увеличивается по мере увеличения кремнезема в основных породах.

В настоящее время для оценки температуры образования ультраосновных и основных пород на основе использования химического состава энстатита или гиперстена в основном используются три параметра.

1. Содержание кальция или отношение $\text{Ca}/(\text{Mg} + \text{Ca})$ в ортопироксене — для парагенезисов с ромбическим и моноклинным пироксеном. В качестве термометра это отношение впервые было прокалибровано Л. Агласом, а впоследствии экспериментально изучено Ф.Р. Бойдом для давлений 30 кбар [286, 293]. Оно определяет прямую зависимость содержания кальция в энстатите от температуры его кристаллизации. Для более умеренных давлений (7,5 и 15 кбар) оно было изучено Б.О. Майсеном и А.Л. Беттчером [336].

2. Железистость ортопироксена, величина которой находится в обратной зависимости от температуры его кристаллизации [313]. Наиболее часто этот термометр применяется к стратиформным массивам, где наблюдается существенный градиент изменения состава энстатитов по железистости.

3. Использование соотношения алюминия в шестерной и четверной координации в составе ортопироксенов, существенно возрастающее с понижением температуры его образования [336]. Следует отметить, что распределение алюминия по различным координациям в энстатит-

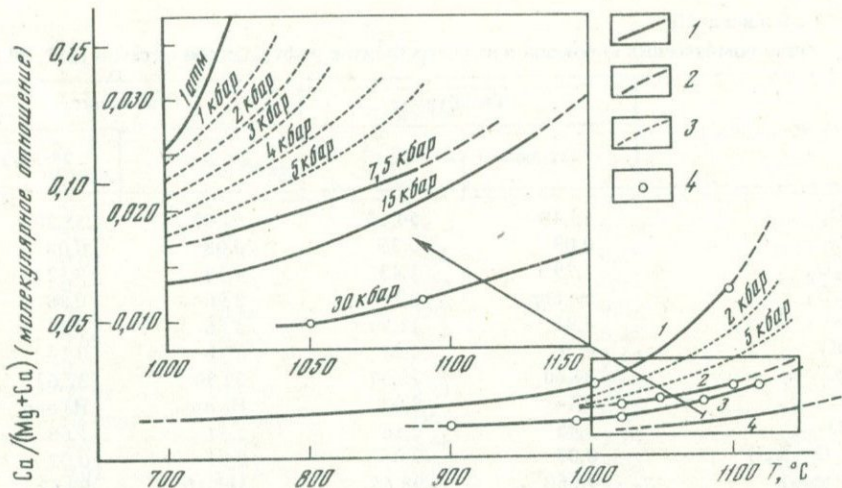


Рис. 14. Изменение соотношения кальция и магния в магнезиальных ортопироксенах в зависимости от температуры и давления

1 — кривые, построенные по экспериментальным данным; 2 — экстраполированные кривые, 3 — кривые, построенные по расчетным данным для пироксеновых составов в области умеренных давлений; 4 — проанализированные составы ортопироксенов

Кривая состава при $P = 1$ атм — по данным [286], для 7,5 и 15 кбар — [336], для 30 кбар — [293]

тах зависит не только от температуры, но и от величины равновесного давления: чем оно больше, тем выше соотношение Al^{VI}/Al^{IV} . Такая зависимость определяется в первую очередь относительно повышенным содержанием кремния в пироксенах из пород и минералов — фаций высоких давлений [223], что ограничивает возможность изоморфного вхождения и содержания алюминия в тетраэдрической координации.

Для оценки влияния давления на состав ультраосновных пород и слагающих их минералов часто используют абсолютное содержание глинозема в энстатите, которое увеличивается с повышением температуры кристаллизации энстатита и уменьшается с ростом давления [20, 214]. Уменьшение содержания алюминия в энстатите связано с его перераспределением и вхождением в состав граната — минерала, обладающего более плотной структурой.

Представленная на рис. 13 диаграмма фиксирует изменение содержания глинозема в энстатитах из гранатовых и шпинелевых перидотитов в зависимости от температуры и давления и позволяет оценить любой из этих интенсивных параметров. Эта диаграмма дает хорошие результаты при оценке условий кристаллизации ортопироксена в сухой системе. В случае кристаллизации или перекристаллизации энстатита в присутствии водяного пара температура и давление определяются по кривой Б.О. Майсена и А.Л. Беттчера [336] (рис. 14).

Термометр Ф.Р. Бойда [293] базируется на экспериментальных данных, свидетельствующих о существенном уменьшении растворимости кальция в ортопироксенах по мере понижения температуры их кристалли-

Таблица 20

Состав ромбических пироксенов из ультрабазитов рифтовых зон океанов [280, 206]

Компонент	Гарцбургит		Лерцолит	
	432-3к	2160	29-30/1	29-30/1
SiO ₂	55,48	54,13	54,80	55,20
TiO ₂	0,09	0,36	0,08	0,08
Al ₂ O ₃	1,79	1,43	4,12	3,52
Cr ₂ O ₃	He опр.	0,14	0,96	0,86
FeO	4,91	11,99	5,56	5,47
MnO	0,16	0,27	0,16	0,14
MgO	34,60	28,07	32,90	32,62
NiO	0,14	0,03	He опр.	He опр.
CaO	1,45	2,16	1,51	1,66
Na ₂ O + K ₂ O	0,03	0,06	0,01	0,02
Сумма	98,60	98,65	100,10	99,62

Пересчет на кристаллохимическую формулу

Si	1,938	1,957	1,894	1,916
Ti	0,002	0,011	0,002	0,002
Al ^{IV}	0,062	0,043	0,106	0,084
Al ^{VI}	0,012	0,018	0,062	0,060
Cr	He опр.	0,004	0,026	0,029
Fe ²⁺	0,143	0,363	0,161	0,159
Mn	0,005	0,009	0,005	0,004
Mg	1,801	1,511	1,694	1,687
Ni	0,004	He опр.	He опр.	He опр.
Ca	0,054	0,085	0,056	0,062
Na + K	0,003	He опр.	0,001	0,002
Сумма	4,024	4,001	4,007	4,005

Расчетные характеристики

Ca/(Ca + Mg)	0,0291	0,0532	0,0320	0,0354
T _{расч.} (°C) при P = 15 кбар	~ 1145	~ 1220	~ 1020	~ 1040
Al ^{VI} /Al ^{IV}	0,19	0,42	0,58	0,71
Приведенное Al ^{VI} /Al ^{IV} при T _{расч.} , °C	0,52	0,88	0,70	0,86
P, кбар при T _{расч.} , °C	12,8	19,0	15,9	18,6
Расчет P, кбар [178]	He опр.	He опр.	10	13,5

зации, сопровождающейся последовательным увеличением железистости. Согласно его данным, ортопироксены, кристаллизующиеся из расплава, насыщенного кальцием, при температуре 1150°C обладают отношением Ca/(Mg+Ca), равным 0,016, а при 1050°C — лишь 0,010. Более высокое содержание кальция (порядка 1–2%) фиксируется лишь в наиболее высокотемпературных и существенно магниальных по составу ортопироксенах, обладающих несомненно магматическим происхождением.

	Лерцолит				
	29-30/1в	29-30/1в	Среднее из 4 анализов	2160	2197
	54,80	56,40	55,30	53,08	52,60
	0,07	0,02	0,06	0,11	0,11
	4,01	1,50	3,29	5,42	4,62
	0,93	0,86	0,90	0,84	1,04
	5,69	6,03	5,69	6,25	5,47
	0,15	0,13	0,15	0,13	0,11
	32,91	34,00	33,11	30,02	30,61
	He опр.	He опр.	He опр.	0,13	0,07
	1,67	1,08	1,48	2,24	1,65
	0,02	0,03	0,02	0,04	0,07
	100,20	99,96	100	98,28	98,58

Пересчет на кристаллохимическую формулу

	1,894	1,962	1,917	1,878	1,892
	0,002	0,001	0,002	0,002	0,002
	0,106	0,038	0,083	0,122	0,108
	0,057	0,023	0,050	0,103	0,087
	0,025	0,024	0,026	0,026	0,030
	0,164	0,175	0,165	0,185	0,164
	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004
	1,694	1,762	1,709	1,585	1,641
	He опр.	He опр.	He опр.	0,004	0,002
	0,062	0,040	0,055	0,085	0,063
	0,002	0,003	0,002	He опр.	He опр.
	4,010	4,032	4,013	3,994	3,993

Расчетные характеристики

	0,0353	0,0222	0,0312	0,0508	0,0369
	~ 1040	~ 1105	~ 1010	1215	1050
	0,54	0,61	0,60	0,84	0,81
	0,69	0,87	0,70	1,29	1,35
	15,7	18,8	15,9	26,9	20,7
	9,0	He опр.	15,5	13,5	17,0

При их диагенезе, сопровождающемся перекристаллизацией, происходит существенный вынос кальция из кристаллической решетки с образованием пластинчатых вростков — ламелл клинопироксена, располагающихся обычно вдоль спайности или призматической отдельности энстатита. В целом же химический состав таких метаморфизованных индивидов пироксенов не обнаруживает заметных отличий от первичного.

Таким образом, при обычном силикатном химическом анализе ром-

Таблица 21

Соотношение алюминия в различных координациях и общего давления при кристаллизации ортопироксенов по данным [336]

Al^{VI}/Al^{IV}	P , кбар	Al^{VI}/Al^{IV}	P , кбар	Al^{VI}/Al^{IV}	P , кбар
0,01	4,2	0,19	7,2	0,37	10,3
0,02	4,3	0,20	7,4	0,38	10,5
0,03	4,5	0,21	7,6	0,39	10,6
0,04	4,7	0,22	7,7	0,40	10,8
0,05	4,8	0,23	7,9	0,41	11,0
0,06	5,0	0,24	8,1	0,42	11,1
0,07	5,2	0,25	8,2	0,43	11,3
0,08	5,4	0,26	8,4	0,44	11,5
0,09	5,5	0,27	8,6	0,45	11,7
0,10	5,7	0,28	8,8	0,46	11,8
0,11	5,9	0,29	8,9	0,47	12,0
0,12	6,0	0,30	9,1	0,48	12,2
0,13	6,2	0,31	9,3	0,49	12,3
0,14	6,4	0,32	9,4	0,50	12,5
0,15	6,5	0,33	9,6	0,51	12,7
0,16	6,7	0,34	9,8	0,52	12,8
0,17	6,9	0,35	10,0	0,53	13,0
0,18	7,1	0,36	10,1	0,54	13,2

бических пироксенов мы чаще всего получаем данные по содержанию в них кальция для минеральных зерен в целом, характеризующих (P - T)-условия их первичной кристаллизации. При их анализе с помощью рентгеновского микроспектрального анализатора фиксируется содержание кальция в новообразованном метаморфизованном энстатите (всегда меньше, чем в первичном), а также во вростках вторичного клинопироксена, количество которых зависит от содержания кальция в исходном энстатите. Значит постоянно фиксируемое по микрозондовым данным меньшее содержание кальция в энстатите по сравнению с силикатным анализом представляет вполне закономерное явление. Массовые пересчеты силикатных химических анализов ортопироксенов из ультрабазитов и расчет их составов на кристаллохимическую формулу также показали, что очень часто они содержат микроворстки оливина. Вследствие этого сумма катионов в них очень часто превышает величину, равную четырем.

Перекристаллизация энстатитов, часто сопровождающаяся явлениями метасоматоза, очень характерна для дунитов, гарцбургитов, лерцолитов и ортопироксенитов, слагающих альпинотипные массивы Урала и других регионов, а также располагающихся в пределах рифтогенных зон океанов. Что касается ультрабазитов из стратиформных массивов и ультраосновных ксенолитов в базальтах и кимберлитах, то ортопироксены вторичного происхождения здесь отмечаются редко.

Рассмотрим более подробно вариации состава ромбического пироксена в различных типах ультраосновных пород. В табл. 20 приводятся данные по составу энстатитов из рифтовых зон океанов, полученные с помощью микрозонда. Содержание кальция в них колеблется от 1

Al^{VI}/Al^{IV}	P , кбар	Al^{VI}/Al^{IV}	P , кбар	Al^{VI}/Al^{IV}	P , кбар
0,55	13,4	0,73	16,4	0,91	19,5
0,56	13,5	0,74	16,6	0,92	19,6
0,57	13,7	0,75	16,8	0,93	19,8
0,58	13,9	0,76	16,9	0,94	20,0
0,59	14,0	0,77	17,1	0,95	20,1
0,60	14,2	0,78	17,3	0,96	20,3
0,61	14,4	0,79	17,4	0,97	20,5
0,62	14,5	0,80	17,6	0,98	20,6
0,63	14,7	0,81	17,8	0,99	20,8
0,64	14,9	0,82	17,9	1,00	21,0
0,65	15,0	0,83	18,1	1,05	21,8
0,66	15,2	0,84	18,3	1,10	22,7
0,67	15,4	0,85	18,5	1,15	23,5
0,68	15,6	0,86	18,6	1,20	24,4
0,69	15,7	0,87	18,8	1,25	25,2
0,70	15,9	0,88	19,0	1,30	26,1
0,71	16,1	0,89	19,1	1,40	27,8
0,72	16,2	0,90	19,3	1,50	29,5

до 2,2%, что свидетельствует об их принадлежности к высокотемпературному типу: по отношению $Ca/(Mg + Ca)$ [336] температура их кристаллизации составляла 1000–1200°C. Исходя из того, что соотношение алюминия в шестерной и четверной координации зависит от температуры и от давления (в соответствии с экспериментальными данными этих авторов), рассчитав исходную и приведенную к 950°C величину Al^{VI}/Al^{IV} , а затем вводя поправку на изменение этой величины в зависимости от температуры, принимая градиент $Al^{VI}/Al^{IV} = 0,0017$ на 1%, нетрудно подсчитать величину равновесного давления. Из приведенного ими графика это отношение увеличивается на величину 0,06 при приросте давления на 1 кбар. Зависимость его от давления в расчетной форме дается в табл. 21.

В соответствии с этими данными расчетная величина давлений при кристаллизации или перекристаллизации ортопироксенов в рифтовых зонах океанов составляет в гарцбургитах 13–19 кбар, а в лерцолитах — 16–27 кбар, т.е. заметно выше.

На основе использования диаграммы Л.Л. Перчука можно судить о величине равновесного давления по температуре кристаллизации энстатита и содержания в нем алюминия [178]. Но она применима лишь в том случае, если изучаемая минеральная система насыщена глиноземом и имеется избыточная его фаза в виде граната или высокоглиноземистой шпинели [350]. Это создает определенные трудности при количественной оценке роли давления в процессе кристаллизации энстатита.

Рассмотрим состав и (P - T)-условия кристаллизации энстатитов в альпинотипных ультрабазитах Урала и некоторых других регионов. В табл. 22

приводятся оригинальные данные по составу 24 энстатитов из дунитов и гарцбургитов Кемпирсайского массива на Южном Урале, полученные с помощью рентгеновского микроспектрального анализатора. Состав их достаточно стабилен по железистости и по содержанию кальция и хрома. Лишь по алюминию наблюдаются довольно значительные вариации — до 2%.

Отношение кальция к сумме кальция и магния в энстатитах Кемпирсайского массива определяет температуру их образования по расчетной кривой [336] для шпинелевой фации глубинности в диапазоне от 770 до 1075°С. Наиболее высокотемпературные энстатиты в дунито-гарцбургитах (обр. 7981), вероятно, принадлежат к первичной ассоциации, а низкотемпературные отвечают этапу высокотемпературного метаморфизма и перекристаллизации. Расчет величин равновесного давления по описанной выше методике вполне подтверждает эту точку зрения: если для первичных высокотемпературных энстатитов расчетная величина равновесного давления составляла от 16 до 20 кбар (обр. 7981 и 8019), то для перекристаллизованных пироксенов она определялась диапазоном давлений от 8 до 12 кбар. Если принять во внимание, что в процессе высокотемпературного метаморфизма альпинотипных ультрабазитов не происходит сколько-нибудь значительного изменения состава энстатитов, то можно считать, что расчеты давления по температуре образования ортопироксенов, исходя из их железистости, будут характеризовать в первом приближении глубину их первичного становления. Для дунитов и гарцбургитов эта величина будет колебаться от 13,5 до 16 кбар и в среднем составляет 15 кбар, т.е. вполне соответствует образованию пироксенов, входящих в состав фации шпинелевых перидотитов.

Почти все энстатиты из гарцбургитов массива Рай-Из на Полярном Урале, в отличие от Кемпирсайского, принадлежат к малоглиноземистому типу и в соответствии с диаграммой Л.Л. Перчука [178] должны формироваться в условиях низких температур и давлений (см. рис. 13). В пользу этого свидетельствуют и экспериментальные данные Я.Д. Мак-Грегора, И.Д. Рябчикова и Д.Х. Грина, наглядно показавших наличие прямой зависимости содержания алюминия в ортопироксенах от температуры их кристаллизации и обратной от величины равновесного давления [329, 202]. Но нужно иметь в виду, что в области невысоких температур и давлений величина обоих этих интенсивных параметров прямо пропорциональна содержанию в них алюминия.

Полученные нами восемь химических анализов ромбических пироксенов (табл. 23) из ультраосновных пород массива Рай-Из достаточно однотипны: все они принадлежат к существенно магнизальному типу, содержат относительно мало глинозема. При этом не наблюдается значимых отличий в составе энстатитов из гарцбургитов и ортопироксенов. Наиболее заметные вариации в этих энстатитах наблюдаются по кальцию — от 0,2 до 2,2% СаО, что связано с влиянием наложенных процессов метаморфизма [60]. Данные по составу ортопироксенов из ультрабазитов массива Рай-Из были получены на основе методики обычного химического анализа и характеризуются максимальными содержаниями в них кальция, включая вросстки клинопироксена в структурах распада.

Полученные цифры температуры кристаллизации (или перекристал-

Таблица 22

Состав энстатитов из дунитов и гарцбургитов Кемпирсайского массива по данным РСМА (в мас.%)

Компонент	7966 (7,7)			7974 (36,6)			7981 (46,8)			7984 (26,6)		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	56,2	56,9	56,7	55,4	56,5	52,8	55,8	56,3	56,5	55,6	56,2	56,7
Al ₂ O ₃	3,02	2,83	2,64	2,83	2,45	4,53	3,02	3,60	3,60	2,60	3,02	3,40
Cr ₂ O ₃	0,44	0,29	0,44	0,29	0,29	0,44	0,44	0,44	0,44	0,29	0,29	0,44
FeO	6,32	6,32	6,06	6,71	6,58	6,71	5,93	5,93	5,80	6,45	6,58	6,58
MgO	35,0	34,0	34,6	33,8	33,8	32,7	34,5	33,6	33,2	33,5	34,15	34,30
CaO	0,56	0,42	0,42	0,42	0,42	0,42	0,42	0,70	0,98	0,42	0,42	0,70
Сумма	101,54	100,76	100,86	99,45	100,04	97,60	100,13	100,47	100,52	98,86	100,66	102,12

Пересчет на кристаллохимическую формулу

Si	1,909	1,945	1,935	1,926	1,947	1,876	1,916	1,929	1,936	1,941	1,928	1,919
Al ^{IV}	0,091	0,055	0,065	0,074	0,053	0,124	0,084	0,071	0,064	0,059	0,072	0,081
Al ^{VI}	0,032	0,059	0,041	0,042	0,046	0,065	0,038	0,074	0,081	0,048	0,050	0,054
Cr	0,012	0,008	0,012	0,008	0,008	0,012	0,012	0,012	0,011	0,008	0,008	0,012
Fe ³⁺	—	—	—	—	—	—	0,099	—	—	—	—	—
Fe ²⁺	0,180	0,181	0,173	0,195	0,190	0,199	0,136	0,170	0,166	0,188	0,189	0,190
Mg	1,778	1,732	1,764	1,752	1,739	1,729	1,765	1,711	1,695	1,742	1,745	1,731
Ca	0,020	0,014	0,015	0,016	0,015	0,016	0,015	0,026	0,033	0,015	0,015	0,025
Сумма	4,022	3,994	4,005	4,013	3,998	4,019	4,065	3,993	3,986	4,001	4,001	4,012

Расчетные характеристики

Ca/(Ca + Mg)	0,0111	0,0080	0,0084	0,0090	0,0085	0,0091	0,0084	0,0148	0,0190	0,0085	0,0085	0,0142
T _{расч.} , °C (при P = 15 кбар)	900	780	800	820	800	820	800	1025	1075	800	800	1010

Таблица 22 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Средняя $T, ^\circ\text{C}$		827			814			967			871	
$\text{Al}^{\text{VI}}/\text{Al}^{\text{IV}}$	0,35	1,07	0,63	0,57	0,87	0,52	0,45	1,04	1,27	0,81	0,69	0,69
Среднее $\text{Al}^{\text{VI}}/\text{Al}^{\text{IV}}$		0,68			0,65			0,92			0,72	
Приведенное $\text{Al}^{\text{VI}}/\text{Al}^{\text{IV}}$ по		0,47			0,42			0,95			0,59	
$T_{\text{расч.}} ^\circ\text{C}$ (при $P = 15$ кбар)												
P , кбар при $T_{\text{расч.}} ^\circ\text{C}$		12,0			11,1			20,1			14,0	

Примечание. Скви. 204: обр. 7966 взят на глубине 432,5, 7974–504,5, 7981–532, 7984–563, 8016–776, 8019–792,5 м; скви. 195: обр. 8143 взят на глубине 447, 8148–556,5 м. В скобках указано количество энстатита (в %). Для всех образцов приводятся определения для трех зерен.

Таблица 22 (окончание)

Компонент	8016 (10,6)			8019 (5,1)			8143 (20,1)			8148 (2,3)		
	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
SiO_2	55,6	56,5	56,0	56,5	58,0	56,5	56,5	57,3	57,3	56,5	56,7	57,1
Al_2O_3	2,64	2,83	2,45	3,40	3,21	4,15	2,08	1,70	1,89	1,70	1,89	1,70
Cr_2O_3	0,59	0,44	0,44	0,44	0,29	0,44	0,59	0,29	0,44	0,44	0,44	0,44
FeO	5,54	5,68	5,55	6,45	6,45	6,58	5,54	5,55	5,55	5,16	5,42	5,16
MgO	34,80	35,00	34,80	34,80	34,00	33,80	34,80	35,60	35,30	35,00	35,00	35,20
CaO	0,84	0,70	0,56	0,42	0,42	0,42	0,56	0,42	0,42	0,56	0,56	0,42
Сумма	100,01	101,15	99,80	102,01	100,37	101,89	100,08	100,86	100,90	99,36	100,21	100,02

Пересчет на кристаллохимическую формулу

Si	1,919	1,924	1,931	1,911	1,949	1,912	1,943	1,952	1,952	1,954	1,947	1,960
Al^{IV}	0,081	0,076	0,069	0,089	0,051	0,088	0,057	0,048	0,048	0,046	0,053	0,040
Al^{VI}	0,026	0,037	0,030	0,046	0,076	0,078	0,027	0,020	0,028	0,023	0,023	0,029
Cr	0,014	0,011	0,012	0,013	0,008	0,012	0,016	0,008	0,011	0,011	0,011	0,11
Fe^{3+}	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Fe^{2+}	0,160	0,162	0,160	0,183	0,181	0,186	0,159	0,158	0,158	0,149	0,156	0,148
Mg	1,791	1,777	1,789	1,757	1,703	1,707	1,786	1,809	1,793	1,804	1,800	1,789
Ca	0,030	0,025	0,021	0,015	0,015	0,015	0,018	0,014	0,014	0,018	0,018	0,015
Сумма	4,021	4,012	4,012	4,014	3,983	3,998	4,006	4,009	4,004	4,005	4,008	4,001

Расчетные характеристики

Ca/(Ca + Mg)	0,0164	0,0138	0,0116	0,0084	0,0087	0,0087	0,0099	0,0076	0,0077	0,0048	0,0099	0,0082
$T_{\text{расч.}} ^\circ\text{C}$ (при $P = 15$ кбар)	1050	1005	920	800	805	805	840	770	770	840	840	800
Средняя $T, ^\circ\text{C}$		992			803			793			827	
$\text{Al}^{\text{VI}}/\text{Al}^{\text{IV}}$	0,32	0,49	0,43	0,52	1,49	0,88	0,47	0,42	0,58	0,50	0,43	0,72
Среднее $\text{Al}^{\text{VI}}/\text{Al}^{\text{IV}}$		0,41			0,96			0,49			0,55	
Приведенное $\text{Al}^{\text{VI}}/\text{Al}^{\text{IV}}$ по		0,48			0,71			0,22			0,34	
$T_{\text{расч.}} ^\circ\text{C}$ (при $P = 15$ кбар)												
P , кбар при $T_{\text{расч.}} ^\circ\text{C}$		12,2			16,1			7,7			9,8	

Таблица 23

Состав и расчетные характеристики энстатитов из гарцбургитов и ортопироксенов массива Рай-Из по данным химических анализов (в мас.%)

Компонент	Крупнокристаллический гарцбургит	Гарцбургит с жилками энстатита		Жилки энстатита среди гарцбургитов				
	3453	3576	3451	3492	3485	3484/1	3519	3562/2
SiO ₂	55,80	55,70	52,22	53,98	54,36	54,90	56,01	54,40
TiO ₂	Нет	0,07	0,08	0,06	0,08	0,07	0,05	0,09
Al ₂ O ₃	0,28	0,43	2,27	0,38	0,43	0,43	0,61	0,78
Cr ₂ O ₃	0,05	0,43	0,73	0,44	0,46	0,35	0,39	0,55
Fe ₂ O ₃	1,60	4,62	2,71	4,38	3,52	4,86	3,92	4,15
FeO	2,87	2,16	3,16	2,30	3,44	2,30	2,01	2,44
MnO	0,18	0,20	0,13	0,14	0,18	0,24	0,16	0,17
MgO	35,34	33,20	33,63	32,46	32,79	31,77	35,05	33,22
CaO	0,17	1,34	2,08	1,60	1,26	2,19	0,50	1,40
Na ₂ O	0,04	0,10	0,12	0,25	0,16	0,24	0,03	0,06
K ₂ O	< 0,02	0,02	0,01	0,05	Сл.	0,02	< 0,01	< 0,02
ППП	2,91	1,13	2,03	3,10	2,54	1,93	0,74	1,99
Сумма	99,26	99,40	99,17	99,14	99,22	99,30	99,48	99,27

Пересчет на кристаллохимическую формулу

Si	1,973	1,954	1,868	1,944	1,948	1,956	1,944	1,931
Ti	He отр.	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002
Al ^{IV}	0,013	0,017	0,095	0,017	0,017	0,017	0,025	0,034
Cr	He отр.	0,013	0,021	0,013	0,013	0,009	0,013	0,017
Fe ³⁺	0,042	0,122	0,073	0,117	0,095	0,128	0,104	0,111
Fe ²⁺	0,085	0,063	0,095	0,069	0,103	0,068	0,058	0,073
Mn	0,006	0,006	0,004	0,004	0,006	0,006	0,004	0,004
Mg	1,863	1,737	1,793	1,742	1,750	1,686	1,814	1,758
Ca	0,006	0,050	0,080	0,063	0,047	0,083	0,019	0,053
Na	0,004	0,008	0,009	0,017	0,006	0,009	He отр.	0,004
Сумма	3,992	3,972	4,040	3,988	3,987	3,964	3,983	3,987

Расчетные характеристики

Ca/(Ca + Mg)	0,0032	0,0280	0,0427	0,0349	0,0261	0,0469	0,0104	0,0293
T _{расч.} , °C при P = 7,5 кбар	< 780	1135	~ 1200	~ 1180	1120	~ 1210	870	1145
Приведенное Al ^{VI} /Al ^{IV} при T _{расч.} , °C	0	0,31	0,43	0,39	0,28	0,44	0,14	0,33
P, кбар при T _{расч.} , °C	< 4	9,3	11,3	10,6	8,8	11,5	6,4	9,6

Т а б л и ц а 24

Состав энстатита в гарцбургитах и пироксенитах Войкаро-Сьвиньинского массива на Полярном Урале (в мас.%) [204, 205]

Компонент	Гарцбургит					Энстатит	Вебстерит
	1118*	1410*	2514	57	2507*	л = 3	1088
SiO ₂	55,60	55,62	53,18	53,35	55,15	55,06	56,20
TiO ₂	0,05	He опр.	He опр.	0,04	0,08	0,02	0,03
Al ₂ O ₃	2,15	4,24	3,05	1,87	3,74	0,93	1,11
Cr ₂ O ₃	0,53	He опр.	He опр.	0,40	0,50	0,62	0,44
Fe ₂ O ₃	He опр.	"	"	0,49	He опр.	1,77	1,13
FeO	5,30	5,71	6,12	6,19	5,09	4,75	6,26
MnO	0,18	He опр.	He опр.	0,14	0,19	0,15	0,19
MgO	34,26	33,30	34,46	36,35	33,90	33,17	32,84
NiO	0,11	He опр.	He опр.	0,12	0,22	0,065	0,08
CaO	0,82	1,13	1,18	0,44	1,12	0,95	0,50
ППП	He опр.	He опр.	1,08	0,68	He опр.	1,99	1,01
С у м м а	100,0	100,0	99,07	100,07	99,30	99,48	99,79

Пересчет на кристаллохимическую формулу

Si	1,945	1,914	1,882	1,869	1,897	1,953	1,970
Ti	0,003	He опр.	He опр.	0,002	0,003	He опр.	He опр.
Al ^{IV}	0,055	0,086	0,118	0,076	0,103	0,038	0,030
Al ^{VI}	0,032	0,086	0,010	He	0,049	He	0,016
Cr	0,016	He опр.	He опр.	0,013	0,021	0,017	0,013
Fe ³⁺	He опр.	"	"	0,013	He опр.	0,047	0,029
Fe ²⁺	0,152	0,164	0,181	0,181	0,147	0,141	0,183
Mn	0,005	He опр.	He опр.	0,004	0,005	0,006	0,006
Mg	1,754	1,708	1,818	1,899	1,738	1,755	1,717
Ni	0,003	He опр.	He опр.	0,004	0,007	0,002	0,002
Ca	0,030	0,042	0,045	0,017	0,041	0,036	0,019
С у м м а	3,995	4,00	4,054	4,078	4,011	3,995	3,985

Расчетные характеристики

Ca/(Ca + Mg)	0,0169	0,0240	0,0242	0,0089	0,0230	0,0201	0,0109
T _{расч.} , °C при P = 15 кбар	1055	1130	1130	815	1120	1090	895
Al ^{VI} /Al ^{IV}	0,58	1,00	0,08	0	0,48	0	0,53
Приведенное Al ^{VI} /Al ^{IV} при T _{расч.} , °C	0,76	1,30	0,39	0	0,77	0,23	0,44
P, кбар при T _{расч.} , °C	16,9	26,1	10,6	< 4	17,1	7,9	11,5

*Приведенный к 100% и с поправкой на примесь оливина.

лизации) энстатитов в ультрабазитах массива Рай-Из, исходя из содержания в них кальция, варьируют в широких пределах. Обращает также на себя внимание почти в пять раз более низкое содержание в них глинозема по сравнению с высокотемпературными первичными пироксенами. Расчет величины равновесного давления при образовании таких

перекристаллизованных энстатитов дает значения от 4 до 11,5 кбар. Таким образом, практически все проанализированные ортопироксены из массива Рай-Из принадлежат к метаморфическому типу, свойственному в первую очередь протрузивным ультрабазитам, и характеризуются минимальными расчетными давлениями при их формировании.

Интересно отметить, что энстатиты, содержащиеся в гарцбургитах и пироксенитах обширного Войкаро-Сыньинского массива на Приполярном Урале, находящегося в аллохтонном залегании, по расчетным параметрам условий их происхождения, с одной стороны, обладают определенным сходством с энстатитами из ультрабазитов Кемпирсайского массива, а с другой — с ортопироксенами из сильно метаморфизованных ультраосновных пород массивов протрузивного происхождения (типа массива Рай-Из), подвергшихся перекристаллизации в условиях сравнительно низких давлений. Из приведенных в табл. 24 данных пересчетов следует, что практически все проанализированные энстатиты обладают повышенным содержанием алюминия в тетраэдрической координации, где он изоморфирует с кремнием.

Установленная закономерная связь состава энстатита с условиями его формирования в альпинотипных массивах Урала свойственна альпинотипным массивам и других регионов (табл. 25 и 26).

Обращает на себя внимание достаточно четкое деление всех проанализированных ортопироксенов по глубинности образования на две группы. Одна из них характеризует первичную ассоциацию — более глубинную. Расчетная величина давлений имеет значения порядка 17,5—21 кбар (лерцолиты Западных Альп, единичные энстатиты из гарцбургитов альпинотипных ультрабазитов Новой Зеландии и из первичной ассоциации в высокотемпературных перидотитах Австралии). Вторая, объединяющая перекристаллизованные энстатиты, определяется диапазоном давлений от 4 до 9 кбар (гарцбургиты массива Финере в Альпах, большинство проанализированных образцов дунитов и гарцбургитов из массива Ред-Маунтин в Новой Зеландии, а также перекристаллизованные гарцбургиты в Корнуолле, Австралия). К этому же типу принадлежат энстатиты из альпинотипных ультрабазитов Армении, из некоторых массивов на Урале, а также из дунитов, гарцбургитов и лерцолитов Камчатско-Карякской складчатой области. Данные расчета давлений находятся в полном соответствии с содержанием в энстатитах алюминия в тетраэдрической координации, которое существенно повышается в пироксенах фаций более низких давлений.

Значительная часть таких вторичных ортопироксенов, образующихся при метаморфизме альпинотипных ультрабазитов, обладает несколько повышенной железистостью вследствие частичного перераспределения магния и железа между сосуществующими энстатитами и оливинами. В таких ромбических пироксенах метасоматического вторичного происхождения иногда отмечается вынос значительной доли содержащегося в них хрома (Нуралинский массив на Урале). В том случае, когда явления энстатитизации происходят в условиях прогрессивного метаморфизма в этап десерпентинизации, обычно образуются энстатиты с аномально низкой железистостью (массивы Сысертский, Савелькульский, Войкаро-Сыньинский на Урале и Ханкусьяри в Карелии). Интересно,

Таблица 25

Состав энстатитов в ультрабазитах различных альпинотипных массивов СССР
(в мас.%)

Компонент	Караиман-Зодский массив, Армения		Кемпирсайский массив, Урал
	Гарцбургит	Лерцолит	Гарцбургит
	[1]		[170]
SiO ₂	53,34	52,81	54,44
TiO ₂	0,13	0,29	Сл.
Al ₂ O ₃	3,51	5,14	1,60
Cr ₂ O ₃	Не опр.	Не опр.	0,70
Fe ₂ O ₃	2,21	3,38	0,92
FeO	5,57	4,82	4,84
MnO	0,18	0,13	0,14
MgO	34,03	31,14	35,09
NiO	Не опр.	Не опр.	Не опр.
CaO	0,90	2,18	0,89
Na ₂ O	0,07	Не обн.	Не опр.
K ₂ O	0,06	0,08	"
С у м м а	100,00	100,00	98,62

Пересчет на кристаллохимическую формулу

Si	1,859	1,790	1,908
Ti	0,004	0,009	Не опр.
Al ^{IV}	0,141	0,201	0,067
Al ^{VI}	0,001	0	0
Cr	Не опр.	Не опр.	0,021
Fe ³⁺	0,059	0,092	0,025
Fe ²⁺	0,163	0,147	0,141
Mn	0,004	0,003	0,004
Mg	1,766	1,697	1,834
Ca	0,033	0,086	0,034
Na	0,004	Нет	Не опр.
K	0,004	0,004	"
С у м м а	4,038	4,029	4,034

Расчетные характеристики

Ca/(Ca + Mg)	0,0183	0,0482	0,0182
T _{расч.} °C	1070	~1250	1070
Al ^{VI} /Al ^{IV}	0,01	0	0
Приведенное Al ^{VI} /Al ^{IV} при T _{расч.} °C	0,21	0,51	0,20
P, кбар при T _{расч.} °C	7,6	12,7	7,4

*По данным расчетной кривой 4 кбар.

Нуралинский массив, Урал		Камчатско-Корякская область			
Гарцбургит	Плагиоклазовый лерцолит	Дунит (среднее из 4)	Гарцбургит (среднее из 11)	Лерцолит (среднее из 11)	Пироксен (среднее из 9)
[198]		[180]			
52,22	51,24	53,70	54,60	53,27	54,60
0,20	0,09	0,21	0,05	0,06	0,06
2,65	3,70	2,14	1,75	2,72	1,93
0,02	0,02	0,50	0,30	0,56	0,27
2,17	1,91	0,24	0,91	0,60	1,34
4,76	5,18	5,46	5,44	5,79	8,47
Не опр.	Не опр.	0,07	0,16	0,14	0,21
34,17	31,94	34,27	34,17	33,34	30,45
Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,08	0,05	0,06
3,81	5,92	1,66	1,12	1,50	1,38
Нет	Нет	0,23	0,07	0,05	0,08
Сл.	Сл.	0,13	0,04	0,03	0,04
100,00	100,00	98,61	98,69	98,11	98,89

Пересчет на кристаллохимическую формулу

1,835	1,812	1,893	1,918	1,887	1,941
0,002	0,002	0,006	0,002	0,002	0,002
0,110	0,155	0,089	0,072	0,113	0,059
0	0	0	0	0,002	0,022
Не опр.	Не опр.	0,013	0,008	0,017	0,009
0,057	0,052	0,008	0,025	0,017	0,034
0,140	0,153	0,161	0,160	0,172	0,252
Не опр.	Не опр.	0,002	0,004	0,004	0,006
1,789	1,683	1,800	1,790	1,760	1,612
0,143	0,224	0,064	0,042	0,057	0,053
Нет	Нет	0,017	0,004	0,004	0,004
"	"	0,004	Ni=0,002	Ni=0,002	Ni=0,003
4,076	7,081	4,057	4,027	4,037	3,997

Расчетные характеристики

0,0740	0,1174	0,0343	0,0229	0,0314	0,0318
1130*	1150*	~1200	1120	1190	1190
0	0	0	0	0,02	0,37
0,31	0,34	0,43	0,29	0,43	0,78
9,3	9,8	11,2	8,9	11,2	17,3

Таблица 26

Состав эгстатов из ультрабазитов различных альпинотипных массивов мира (в мас.%)

Компонент	Италия*					
	Гранатовый перцолит	Гарцбургит	Перцолит			
	[303]					
SiO ₂	57,38	56,95	57,02	54,87	54,18	55,00
TiO ₂	0,04	0,06	0,08	0,08	0,11	0,26
Al ₂ O ₃	0,87	0,93	1,40	3,80	4,57	3,10
Cr ₂ O ₃	0,14	0,28	0,40	0,32	0,43	0,70
Fe ₂ O ₃	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
FeO	5,97	5,32	5,39	6,28	6,13	6,30
MnO	0,13	0,17	0,16	0,18	0,18	0,18
MgO	35,71	35,65	35,28	33,33	32,96	32,83
CaO	0,17	0,34	0,36	0,49	0,62	1,19
Na ₂ O	0,005	Нет	0,01	0,03	0,04	0,02
K ₂ O	Нет	"	Нет	Нет	Нет	Нет

Пересчет на кристаллохимическую формулу

Si	1,986	1,963	1,957	1,909	1,887	1,916
Ti	Не опр.	0,002	0,002	Нет	0,002	0,006
Al ^{IV}	0,014	0,037	0,043	0,091	0,113	0,084
Al ^{VI}	0,023	Не опр.	0,015	0,064	0,075	0,042
Cr	0,004	0,008	0,012	0,008	0,013	0,021
Fe ³⁺	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Fe ²⁺	0,173	0,153	0,155	0,182	0,178	0,0184
Mn	0,004	0,004	0,004	0,006	0,006	0,004
Mg	1,780	1,831	1,805	1,730	1,711	1,704
Ca	0,006	0,012	0,012	0,019	0,023	0,044
Na	0,004	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,004	Не опр.
K	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	"
С у м м а	3,994	4,010	4,005	4,009	4,012	4,005

Расчетные характеристики

Ca/(Ca + Mg)	0,0034	0,0065	0,0066	0,0109	0,0133	0,0252
T _{расч.} °C при P = 15 кбар	860**	750	750	895	990	1140
Al ^{VI} /Al ^{IV}	1,64	0	0,35	0,70	0,66	0,50
Приведенное	1,49	0	0,01	0,61	0,73	0,82
Al ^{VI} /Al ^{IV} при T _{расч.} °C						
P, кбар при T _{расч.} °C	29,3	< 4	4,2	14,4	16,4	17,9

* По данным РСМА.

** По термометру Ф.Р. Бойда [293].

*** Первичная ассоциация.

**** Перекристаллизованная ассоциация.

Примечание. В этой и последующей таблицах в микрозондовых анализах минералов Fe₂O₃ и FeO рассчитаны с учетом стехиометрии.

Компонент	Новая Зеландия				Австралия, Корнуолл				
	Дунит	Дунитогарцбургит	Гарцбургит		Гарцбургит***	Гарцбургит, обогащенный пироксеном***	Гарцбургит****		
	[296]				[307]				
SiO ₂	52,30	53,98	56,73	53,86	53,26	53,17	54,30	55,67	55,27
Тит	Нет	Нет	0,04	Нет	0,17	0,19	0,16	0,23	0,44
Al ₂ O ₃	4,09	1,43	2,34	1,99	6,59	6,30	5,46	3,27	2,05
Cr ₂ O ₃	0,32	0,27	0,38	0,30	0,39	0,67	0,39	0,35	0,53
Fe ₂ O ₃	0,18	0,59	0,65	0,75	0,97	0,74	0,48	Не опр.	1,21
FeO	6,27	6,47	5,15	5,96	5,54	5,80	6,07	5,65	6,00
MnO	0,11	0,12	0,16	0,15	0,12	0,11	0,14	0,17	0,14
MgO	35,59	35,67	33,89	35,82	31,29	31,21	31,54	33,25	32,69
CaO	1,30	0,94	0,90	1,32	2,14	2,11	2,14	1,47	1,88
Na ₂ O	Нет	Нет	0,11	Нет	0,07	0,06	0,01	Не опр.	Не опр.
K ₂ O	Нет	Нет	0,10	"	0,02	0,02	Сл.	"	"

Пересчет на кристаллохимическую формулу

Si	1,822	1,863	1,946	1,855	1,839	1,842	1,872	1,923	1,920
Ti	Нет	Нет	0,001	Нет	0,004	0,005	0,004	0,006	0,011
Al ^{IV}	0,168	0,058	0,054	0,081	0,161	0,158	0,128	0,077	0,080
Al ^{VI}	Нет	Нет	0,041	Нет	0,107	0,100	0,094	0,057	0,004
Cr	0,009	0,007	0,010	0,008	0,011	0,018	0,011	0,010	0,015
Fe ³⁺	0,005	0,015	0,017	0,019	0,025	0,019	0,012	0	0,032
Fe ²⁺	0,183	0,187	0,148	0,172	0,160	0,168	0,175	0,163	0,174
Mn	0,003	0,004	0,005	0,004	0,004	0,003	0,004	0,005	0,004
Mg	1,848	1,834	1,732	1,838	1,610	1,612	1,621	1,712	1,693
Ca	0,049	0,035	0,033	0,049	0,079	0,078	0,079	0,054	0,070
Na	Нет	Нет	0,007	Нет	0,004	0,004	Не опр.	Не опр.	Не опр.
K	"	"	0,004	Нет	0,001	0,001	"	"	"
С у м м а	4,087	4,003	3,998	4,026	4,005	4,008	4,0	4,007	4,003

Расчетные характеристики

Ca/(Ca + Mg)	0,0258	0,0187	0,0187	0,0060	0,0468	0,0462	0,0465	0,0306	0,0397
T _{расч.} °C при P = 15 кбар	1145	1070	1070	1145	1250	1250	1250	1150	1180
Al ^{VI} /Al ^{IV}	0	0	0,76	0	0,66	0,63	0,73	0,74	0,05
Приведенное	0,33	0,20	0,96	0,33	1,17	1,14	1,16	1,08	0,44
Al ^{VI} /Al ^{IV} при T _{расч.} °C									
P, кбар при T _{расч.} °C	9,6	7,4	20,3	9,6	23,8	23,2	23,6	22,3	11,5

что энстатиты из жильных пироксенитов характеризуются более барофильными свойствами, чем вмещающие их дуниты и гарцбургиты, что объясняется более интенсивной перекристаллизацией последних.

В заключение необходимо коснуться вопроса о направленности процесса изменения состава зерен ромбического пироксена в альпинотипных ультрабазитах от первичной их кристаллизации до окончательного формирования. Поскольку данные на этот счет по уральским энстатитам пока отсутствуют, сошлемся на систематические анализы центральных и краевых частей зерен, полученные Дж. Синтоном по гарцбургитам и энстатитам массива Ред-Маунтин [350]. Из приведенных им данных следует, что в краевых частях зерен ортопироксенов систематически уменьшается содержание алюминия, хрома и кальция, а также отношения Al^{VI}/Al^{IV} . При этом железистость энстатита во всех частях зерен остается практически стабильной и означает, что направленное изменение состава ромбического пироксена связано с его перекристаллизацией и происходит в условиях понижения температуры и давления.

МОНОКЛИННЫЙ ПИРОКСЕН

Клинопироксен существенно кальциевого состава в соответствии с выводом Д.С. Коржинского играет существенную роль на поздних стадиях становления ультрабазитов [106]. В дунитах и гарцбургитах мантийного происхождения из альпинотипных массивов Урала его количество обычно не превышает 1–3%. В перидолитах на его долю приходится 10–20% объема породы. Наиболее значительно его количество возрастает в породах явно метасоматического происхождения — верлитах, вебстеритах и клинопироксенитах, где его содержание составляет 50–95% от объема ультрабазитов, т.е. здесь он является главным породообразующим минералом.

Поскольку моноклинный пироксен в перидотитах обычно формируется после оливина и ромбического пироксена, благодаря особенностям его структуры в нем концентрируется основная масса кальция, щелочей, окисного железа, титана и значительная часть алюминия и хрома. При этом наиболее высокотемпературные и барофильные клинопироксены обладают существенно магниальным составом и в зависимости от парагенезиса содержат повышенное количество хрома, алюминия и натрия. Напротив, моноклинные пироксены, кристаллизующиеся в условиях низких температур и давлений, обладают существенно фассаитовым составом и содержат относительно много титана и окисного железа.

В составе клинопироксенов, помимо трех основных группировок — волластонитовой, энстатитовой и ферросилитовой, характеризующих в основном температуру кристаллизации клинопироксенов, при пересчете химических анализов на минеральные составляющие могут выделяться еще семь: юритовая $NaCrSi_2O_6$, жадеитовая $NaAlSi_2O_6$, акмитовая $NaFe^{3+}Si_2O_6$, Са-чермакитовая $CaAl_2SiO_6$, титан-фассаитовая $CaTiAl_2O_6$, алюможелезистого $CaFe^{3+}AlSiO_6$ и железистого $CaFe_2^{3+}SiO_6$ фассаитов [63, 335]. Присутствие и количество их характеризуют величину равновесного давления при кристаллизации клинопироксенов. Юритовая и жадеитовая группировки в значительных количествах присутствуют среди

Таблица 27

Состав клинопироксенов из включений в алмазах и из ксенолитов мантийных эклогитов в кимберлитах (в мас.%)

Компонент	Включения [223]						Алмазоносные эклогиты Г-[55]	
	Урал			Якутия, трубка "Мир"			Якутия	
	927	880	7а	АВ-34	56/9	АВ-6	А-45/2	ТМ-8
SiO ₂	54,6	54,9	54,5	54,4	55,6	55,7	55,3	58,4
TiO ₂	0,05	0,33	0,37	0,33	0,08	0,27	0,52	0,36
Al ₂ O ₃	1,61	5,76	6,34	3,14	2,86	12,4	9,07	13,7
Cr ₂ O ₃	1,88	0,06	0,09	0,69	3,54	0,11	0,07	Нет
FeO	1,75	5,87	6,68	2,05	1,92	5,26	6,15	4,08
MnO	0,07	0,02	0,10	0,08	0,07	0,09	0,07	0,05
MgO	17,3	12,3	11,5	16,1	15,3	7,52	8,93	6,93
CaO	20,9	16,6	15,4	19,0	17,5	12,2	12,7	9,20
Na ₂ O	1,49	3,93	3,93	2,44	3,33	6,89	7,29	8,99
K ₂ O	Нет	Нет	Нет	Нет	0,02	0,33	0,14	0,10
Пересчет на основные минеральные группировки								
Юрит	2,74	Нет	0,13	1,08	5,61	0,28	Нет	Нет
Жадит	2,74	13,21	14,82	6,50	6,59	32,02	23,71	39,82
Акмит	Нет	2,80	1,56	1,92	0,98	Нет	10,29	4,90
Са-чермакит	0,34	Нет	Нет	Нет	Нет	0,85	Нет	Нет
Тi-фассаит	0,11	0,51	0,65	0,48	0,12	0,42	0,86	0,61
Волластонит	42,17	37,10	35,11	40,32	37,93	29,46	31,43	24,50
Энстатит	49,04	38,76	37,07	48,02	46,33	26,49	31,71	26,34
Ферросилит	2,86	7,62	10,66	1,68	2,44	10,48	2,00	3,83
Расчетные характеристики								
100Ca/(Ca + Mg)	46,50	49,27	49,10	45,94	45,14	53,95	50,46	48,78
T _{расч.} , °C	1070	980	980	1090	1120	790	990	990
А/В	51	26	23	16	102	79	28	65
Al ^{VI} /Al ^{IV}	2,5	27	38	> 40	60	17,5	34	> 40

Таблица 28

Состав моноклинных пироксенов из ультраосновных вулканитов различных регионов (в мас.%) [115]

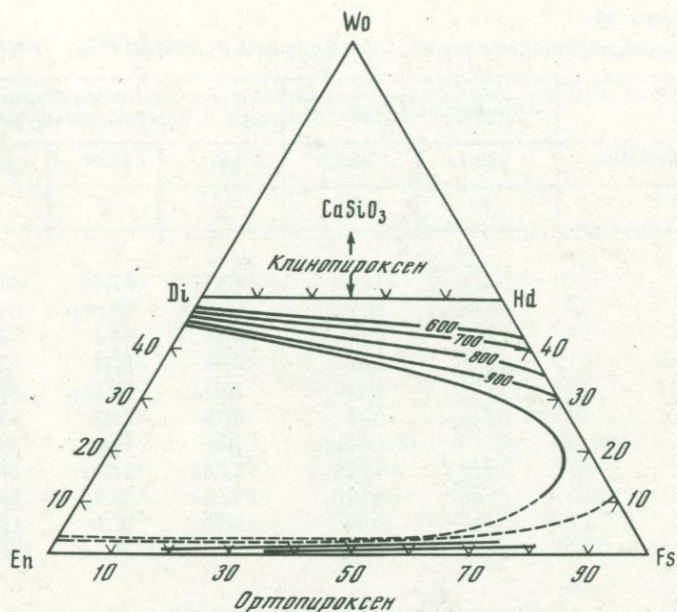
Компонент	Пикриты Камчатки					Меймечиты Меймечатуйской области			Коматииты Австралии			Перидотитовые коматииты Канады		
SiO ₂	51,26	50,95	51,71	52,16	51,75	49,11	50,14	49,18	47,80	50,05	50,65	48,50	48,60	49,30
TiO ₂	0,28	0,33	0,03	0,24	0,28	2,05	2,22	2,30	0,60	1,03	0,73	0,51	0,54	0,44
Al ₂ O ₃	2,61	2,49	1,97	1,94	2,17	2,74	2,90	2,75	8,30	5,45	5,35	7,50	7,40	7,20
Cr ₂ O ₃	0,57	0,64	0,32	0,32	0,40	0,41	0,43	0,45	0,40	0,50	0,33	0,30	0,79	0,62
FeO	4,28	3,81	5,10	3,52	3,80	5,96	5,78	6,14	9,10	7,78	7,35	10,04	11,30	11,70
MnO	0,01	0,22	0,22	0,19	0,55	Не опр.	0,04	0,04	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
MgO	17,96	18,25	18,54	18,73	18,40	15,06	15,07	15,06	12,80	15,88	15,23	15,10	15,80	15,40
CaO	22,10	22,51	21,45	22,35	21,86	23,35	23,63	23,26	20,50	18,53	19,64	18,00	17,20	16,90
Na ₂ O	0,65	0,54	0,17	0,12	0,03	0,41	0,57	0,62	0,20	0,18	0,34	0,20	0,15	0,18
K ₂ O	0,29	0,22	0,51	0,41	0,48	0,30	0,40	0,20	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Сумма	100,01	99,96	100,02	99,98	99,72	99,39	101,18	100,00	99,70	99,40	99,62	100,15	101,78	101,74

Пересчет на основные минеральные группировки

Юрит	0,88	0,91	0,45	0,45	0,68	0,71	0,69	0,71	0,74	0,71	0,47	0,49	1,22	0,97
Жадеит	2,0	1,59	1,36	0,91	0,45	0,28	Нет	Нет	Нет	Нет	0,71	0,24	Нет	Нет
Акмит	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	1,19	2,32	2,14	"	"	Нет	Нет	"	"
Са-чермакит	"	"	"	"	"	Нет	Нет	Нет	8,11	4,77	4,76	6,40	5,13	6,06
Ti-фассанит	0,44	0,45	"	0,34	0,45	3,11	3,25	3,44	0,99	1,55	1,07	0,73	0,86	0,72
Al-Fe-фассанит	2,88	2,96	2,96	2,73	3,44	Нет	Нет	Нет	1,99	Нет	Нет	3,69	5,85	3,64
Волластонит	1,22	1,59	1,71	4,20	0,91	2,63	1,27	2,14	Нет	"	"	Нет	Нет	Нет
	41,66	40,75	38,92	38,11	39,95	44,06	44,41	43,75	34,52	33,05	35,83	28,69	25,67	26,09
Энстатит	49,55	51,71	52,51	52,90	52,35	46,88	43,48	44,47	39,70	47,01	45,00	46,18	47,92	46,35
Ферросилит	1,33	Нет	2,05	0,34	1,72	3,23	4,53	3,32	13,85	12,88	12,14	13,54	13,32	16,14

Расчетные характеристики

100Ca/(Ca + Mg)	46,90	46,95	45,36	46,18	46,09	52,66	52,97	52,59	53,51	45,59	48,05	46,09	43,92	44,08
T _{расч.} , °C	957	957	996	975	977	815	805	815	792	991	927	973	1045	1034
A/B	0,63	0,50	0,39	0,19	0,24	0,21	0,15	0,13	3,06	5,69	5,55	1,61	0,95	1,61
Al ^{VI} /Al ^{IV}	0	0	0	0	0	0	0	0	0,693	0,628	0,819	0,634	0,477	0,605



Р и с. 15. Зависимость состава богатых и бедных кальцием пироксенов от температуры их кристаллизации [297]

Т а б л и ц а 29

Расчет температуры кристаллизации моноклинных пироксенов с различным соотношением кальция и магния по экспериментальным данным [282, 293] ($^{\circ}\text{C}$)

Ca/(Ca + Mg)	Атм. давление	15 кбар	30 кбар	60 кбар
0,52	830	842	857	888
0,51	855	969	886	921
0,50	880	896	916	954
0,49	905	923	946	987
0,48	930	950	975	1020
0,47	955	978	1005	1054
0,46	980	1005	1034	1084
0,45	1006	1032	1064	1120
0,44	1037	1060	1091	1152
0,43	1068	1088	1118	1184
0,42	1098	1116	1146	1216
0,41	1129	1144	1173	1248
0,40	1160	1172	1200	1280
0,39	1190	1201	1225	1298
0,38	1220	1230	1250	1317
0,37	1250	1258	1274	1335
0,36	1280	1287	1299	1354

Т а б л и ц а 30

Состав клинопироксенов с участка горы Благодать по данным РСМА (в мас. %)

Компонент	Лимбургиты (скв. 83)		Туфобрекчи лимбургитов (скв. 3, интервал 177—0—189,0 м)		
	59-1*	59-2*	85-1*	85-2*	85-3*
	1	2	3	4	5
SiO ₂	51,55	51,12	52,77	52,75	53,41
TiO ₂	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Al ₂ O ₃	5,00	4,78	4,57	4,72	3,72
Cr ₂ O ₃	0,82	0,80	0,96	0,74	1,88
Fe ₂ O ₃	2,56	2,24	Не опр.	Не опр.	Не опр.
FeO	Не опр.	0,43	2,29	2,48	1,42
MnO	”	Не опр.	Нет	Нет	Нет
MgO	16,26	15,25	14,66	14,03	13,92
CaO	22,80	22,10	23,62	23,14	22,71
Na ₂ O	0,98	1,14	0,70	0,70	1,20
С у м м а	99,96	97,66	99,57	98,56	98,26

Основные минеральные группировки

NaCrSi ₂ O ₆	1,2	1,2	1,4	1,2	2,2
NaAlSi ₂ O ₆	2,6	3,2	1,2	1,5	2,4
CaAl ₂ SiO ₆	2,6	2,5	4,8	4,9	3,2
CaTiAl ₂ O ₆	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет
CaFeAlSiO ₆	3,8	3,4	”	”	”
CaFe ₂ SiO ₆	Нет	Нет	”	”	”
CaSiO ₃	41,9	42,5	45,4	45,6	46,6
MgSiO ₃	47,9	46,4	43,4	42,5	42,4
FeSiO ₃	Нет	0,8	3,8	4,3	3,2

Расчетные характеристики

100Ca/(Ca+Mg+Fe ²⁺ +Mn)	50,17	50,66	51,53	51,87	52,18
T _{расч.} , °C	890	880	855	845	890
A/B	1,7	2,0	Нет	Нет	Нет
Al ^{VI} /Al ^{IV}	0,66	0,97	1,63	2,38	4,33

* * Вкрапленники.

** Скв. 4, глубина 283 м.

П р и м е ч а н и е. В группе А объединены барофильные группировки (юрит, жадеит, Са-чермакит); в группе В — барофобные (титанистый, алюможелезистый и железистый фассаиты).

Лимбургиты (скв. 3, глубина 173,5 м)		Миндалекаменные брекчированные лавы лимбургитов (скв. 30, глубина 20 м)				
7787-1*	7787-2*	7787-3*	8266-1	8266-2	8266-3	7712-1**
6	7	8	9	10	11	12
52,38	52,46	51,97	48,77	47,70	49,84	54,97
0,27	0,25	0,23	0,67	1,83	0,50	0,23
5,30	5,40	5,52	3,40	3,97	2,83	2,52
1,37	1,35	1,33	0,73	0,29	0,73	0,02
1,12	0,48	Нет	4,31	5,27	4,31	Нет
1,08	1,65	1,95	1,37	2,08	1,01	5,15
0,08	0,05	0,06	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,18
15,67	15,24	15,35	15,92	14,76	16,58	15,00
22,05	22,54	21,78	22,10	22,10	22,10	24,19
1,17	1,14	0,42	0,31	0,40	0,27	0,18
100,35	100,56	98,61	97,58	98,10	98,17	102,44

Основные минеральные группировки

2,2	2,1	1,7	1,2	0,5	1,0	Нет
2,4	2,1	0,2	Нет	1,3	Нет	0,7
4,7	4,8	6,3	”	Нет	”	2,1
0,4	0,4	0,4	1,0	2,9	0,7	0,3
Нет	0	0	6,1	2,7	5,3	Нет
0,8	0,4	0	0,3	2,7	0,6	”
41,1	42,3	40,9	40,8	40,7	41,0	46,3
46,5	45,0	47,0	48,3	45,6	49,7	42,1
1,9	2,9	3,5	2,3	3,6	1,7	8,5

Расчетные характеристики

49,24	50,02	49,68	48,74	49,91	48,09	49,12
920	900	900	930	900	950	920
7,8	11,3	20	0,16	0,22	0,15	9,3
1,01	1,10	1,39	1,54	0	0	2,24

Т а б л и ц а 30 (продолжение)

Компонент	Миндалекаменные лавы пикрито- подобных порфиритов (скв. 33, интервал 19,0–24,0 м)			Лавобрекчии лимбур- гитов (скв. 1, интер- вал 8,7–10,5 м)	
	8302-1	8302-2	8302-3	7726-27-1	2726-27-2
	13	14	15	16	17
SiO ₂	48,55	48,13	49,62	48,69	49,17
TiO ₂	0,83	0,83	0,50	1,27	1,20
Al ₂ O ₃	3,40	4,53	3,02	6,15	7,97
Cr ₂ O ₃	0,58	1,02	0,73	1,17	0,04
Fe ₂ O ₃	4,95	5,75	3,35	2,24	0,96
FeO	0,93	He опр.	1,72	3,95	6,83
MnO	He опр.	"	He опр.	0,16	0,16
MgO	15,75	15,58	16,08	13,56	12,99
CaO	22,10	22,52	21,96	22,06	17,69
Na ₂ O	0,30	0,43	0,22	0,62	1,54
Сумма	97,39	98,79	97,20	99,87	98,55
Основные минеральные группировки					
NaCrSi ₂ O ₆	1,0	1,7	1,0	2,0	Нет
CaCr ₂ SiO ₆	Нет	Нет	Нет	Нет	"
NaAlSi ₃ O ₈	0,3	"	"	0,5	3,34
CaAl ₂ SiO ₆	Нет	Нет	0,4	5,2	4,28
CaTiAl ₂ O ₆	1,2	1,3	0,7	2,0	2,08
CaFeAlSiO ₆	5,4	8,5	5,1	Нет	1,6
CaFe ₂ SiO ₆	1,1	0,2	Нет	1,7	Нет
CaSiO ₃	41,0	40,1	41,4	39,8	34,27
MgSiO ₃	48,4	48,2	48,5	41,7	43,10
FeSiO ₃	1,6	Нет.	2,9	7,1	12,98
Расчетные характеристики					
100Ca/(Ca+Mg+Fe ²⁺ +Mn)	49,37	46,65	48,10	50,02	42,97
T _{расч.} , °C	910	990	950	900	1090
A/B	0,17	0,17	0,24	2,1	2,07
Al ^{VI} /Al ^{IV}	0,03	0	0,05	0,36	1,09

пироксенов, кристаллизующихся в глубинных условиях – в пределах верхней мантии. Первая из них фиксируется в составе хромдиопсидов из кимберлитов, а вторая – среди мантийных эклогитов. Са-чермакитовая составляющая характерна для безгранатовых парагенезисов и чаще всего в качестве барофильной группировки отмечается в составе пироксенов ультраосновных и основных пород, включая базальты и габброиды. Фассаитовые группировки обычно присутствуют в заметных количествах в пироксенах из скарнов, в основной массе пикритов и базальтов и в других породах, кристаллизующихся в условиях малых глубин и при относительно высоком парциальном давлении кислорода.

Определенная зависимость состава моноклинных пироксенов от давления при их кристаллизации намечается и в отношении содержания в них алюминия в четверной координации, который изоморфирует с

Лавы и лавобрекчии вулканитов (проба 7)						
8579-1	8579-2	8579-(7)	8578-1	8578-2	8578-3	8578-4
18	19	20	21	22	23	24
50,82	51,00	49,79	51,52	51,70	51,56	51,29
0,82	0,82	1,39	1,08	0,63	0,85	0,91
3,72	3,16	4,97	3,45	3,59	3,43	3,25
1,12	1,46	0,48	1,11	1,16	0,50	1,11
1,60	1,92	Нет	1,92	3,35	0,96	Нет
3,74	3,23	6,50	3,52	1,87	3,88	4,95
0,11	0,13	0,13	0,18	0,15	0,15	0,13
15,02	15,80	13,31	15,48	16,32	15,50	14,65
22,89	22,59	21,96	22,81	22,65	23,38	22,74
0,29	0,27	0,32	0,43	0,50	0,19	0,43
100,13	100,38	98,85	101,50	101,42	100,40	99,46
Основные минеральные группировки						
1,2	0,9	0,7	1,6	1,8	0,7	1,6
0,2	0,7	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет
Нет	Нет	0,5	"	"	"	"
3,1	2,5	3,6	2,4	3,2	2,7	2,5
1,2	1,2	2,1	1,6	0,9	0	1,3
Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет
"	1,4	"	1,4	2,5	0,7	"
43,8	41,6	41,9	42,1	40,8	43,6	43,7
44,1	46,2	40,0	44,8	47,5	44,5	42,6
6,4	5,5	11,2	6,1	3,3	6,5	8,3
Расчетные характеристики						
48,86	47,58	48,16	48,31	48,28	48,64	48,31
930	960	945	940	940	930	940
3,8	1,6	2,3	1,3	1,5	1,7	3,2
1,06	0,05	0,63	0,15	0,08	0,32	0,45

кремнием. В минеральных фациях высоких давлений пироксены характеризуются минимальными количествами Al^{IV} с соответствующим повышением содержания Al^{VI} и отношения Al^{VI}/Al^{IV}. Хорошей иллюстрацией этому могут служить явно барофильные клинопироксены из включений в алмазах Урала и Якутии и из алмазоносных эклогитов (табл. 27) и моноклинные пироксены, встречающиеся в основной массе даек щелочных основных пород, кристаллизующиеся, несомненно, в гипабиссальных условиях. В первом случае в пироксенах сумма отношений барофильных миналов к барофобным (A/B) обычно более 15–20, а соотношение алюминия в октаэдрической и тетраэдрической координации обычно составляет величину более 25, т.е. Al^{VI} резко преобладает. Что касается особенностей состава клинопироксенов из субщелочных базальтоидов Гавайских островов, то в основной массе оливиновых

Таблица 30 (окончание)

Компонент	Включения дунитов среди лимбургитов (скв. 83)		Включения пикритов среди туфобрекчий лимбургитов (скв. 3, интервал 177–189 м)		
	59-3	59-4	86-1	86-2	86-3
	25	26	27	28	29
SiO ₂	53,69	54,33	50,80	50,67	49,71
TiO ₂	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
Al ₂ O ₃	1,47	1,36	4,16	3,80	4,57
Cr ₂ O ₃	1,52	1,24	0,50	0,99	0,42
Fe ₂ O ₃	1,60	0,80	He опр.	He опр.	1,76
FeO	0,86	1,44	5,34	5,57	4,60
MnO	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
MgO	16,08	16,58	13,81	14,37	13,64
CaO	21,68	21,54	23,45	21,94	23,15
Na ₂ O	1,47	1,39	0,10	0,20	0,20
Сумма	98,37	98,68	98,16	97,54	98,05
Основные минеральные группировки					
NaCrSi ₂ O ₆	2,4	1,8	0,5	0,7	0,7
CaCr ₂ SiO ₆	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
NaAlSi ₂ O ₆	3,3	3,0	"	"	"
CaAl ₂ SiO ₆	He опр.	He опр.	5,0	4,9	4,1
CaTiAl ₂ O ₆	"	"	He опр.	He опр.	He опр.
CaFeAlSiO ₆	"	4,0	"	"	2,7
CaFe ₂ SiO ₆	1,2	0,6	"	"	He опр.
CaSiO ₃	44,5	43,5	44,9	42,1	43,5
MgSiO ₃	47,2	47,1	40,8	42,9	41,2
FeSiO ₃	1,4	4,0	8,8	9,4	7,8
Расчетные характеристики					
100Ca/(Ca+Mg+Fe ²⁺ +Mn)	48,41	46,81	50,13	47,40	50,65
T _{расч.} , °C	990	980	890	970	880
A/B	4,7	1,0	0	0	1,8
Al ^{VI} /Al ^{IV}	3,13	3,75	0,99	0,91	0,61

базальтов, оливиновых нефелинитов и нефелиновых базанитов они типичны: величина A/B в них обычно меньше единицы за счет присутствия фассаитовых миналов, а отношение Al^{VI}/Al^{IV} в них, как правило, меньше 0,5, так как большая часть алюминия находится в тетраэдрической координации и изоморфирует с кремнием. Такая особенность состава моноклинных пироксенов из базальтов характерна для вулканитов всех формационных типов — производных и щелочной оливин-базальтовой магмы и толентовой. С другой стороны, клинопироксены во вкрапленниках достаточно четко отличаются от пироксенов, содержащихся в основной массе пород, не только более магнезиальным составом, но и

Включения пикритовых порфиритов					Эклогитовые включения среди туфобрекчий лимбургитов (скв. 3, интервал 177–189 м)	
В лавобрекчиях (скв. 9, глубина 214,1 м)		Среди "кимберлитовых" брекчий, близ эстакады				
8513-1	8513-2	8572-1	8572-2	8572-3	84-1	84-2
30	31	32	33	34	35	36
51,76	51,48	49,80	51,16	49,13	51,63	51,48
0,62	0,76	0,96	0,77	0,96	He опр.	He опр.
4,23	3,50	4,53	3,31	4,77	4,32	4,46
1,53	0,87	0,35	0,18	0,60	0,01	He опр.
He опр.	He опр.	2,55	2,08	4,95	3,35	5,11
4,94	5,47	4,96	5,89	3,02	7,98	6,39
0,13	0,16	0,26	0,23	0,18	He опр.	He опр.
14,34	14,07	14,62	14,80	14,81	10,81	10,83
22,56	22,82	22,33	22,77	22,59	18,82	19,19
0,33	0,34	0,12	0,06	0,25	2,20	2,40
100,44	99,47	100,48	101,25	101,26	99,12	99,86
Основные минеральные группировки						
1,2	1,2	0,5	0,2	1,0	He опр.	He опр.
0,6	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	"	"
He опр.	"	"	"	"	9,2	10,0
3,9	2,8	3,8	2,5	4,2	He опр.	He опр.
1,0	1,2	1,4	1,2	1,4	"	"
He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	1,5	0,8
"	"	1,9	1,5	3,8	1,9	3,7
42,4	44,2	40,4	42,0	39,5	39,3	39,5
42,4	41,4	43,3	42,7	44,6	34,0	34,6
8,5	9,2	8,7	9,9	5,5	14,1	11,4
Расчетные характеристики						
47,68	48,81	47,75	47,35	49,47	46,96	48,85
960	930	960	970	910	980	930
5,7	3,3	1,3	1	1	2,7	2,2
0,71	0,66	0,58	0,15	0,04	1,95	1,41

отмеченными выше барофильными свойствами. В этом смысле они во многом идентичны пироксенам из глубинных — лерцолитовых, гарцбургитовых, дунитовых включений, содержащихся в этих субщелочных базальтоидах.

Очень близкий или совершенно аналогичный состав клинопироксенов отмечается в ультраосновных вулканитах (табл. 28). Для пикритов и меймечитов в целом характерен барофобный состав — существенную роль в пироксенах из этих пород играют фассаитовые группировки, обычно фиксируемые при кристаллизации пироксенов в условиях низких давлений и относительно высокого парциального давления кислорода.

Таблица 31

Состав клинопироксенов из пикритовых порфиритов с участка р. Кусь (западный склон Урала) по данным РСМА (в мас. %)

Компонент	7541*	7540*	8317-1
	1	2	3
SiO ₂	55,12	48,98	52,03
TiO ₂	He опр.	He опр.	0,68
Al ₂ O ₃	5,20	4,42	5,00
Cr ₂ O ₃	1,12	0,80	1,53
Fe ₂ O ₃	1,60	3,35	Нет
FeO	0,65	2,66	5,25
MnO	He опр.	He опр.	0,06
MgO	15,10	14,26	14,42
CaO	21,54	22,66	22,59
Na ₂ O	1,29	0,32	0,33
Сумма	97,62	97,45	101,89
Основные минеральные группировки			
NaCrSi ₂ O ₆	1,8	1,3	1,2
CaCr ₂ SiO ₆	Нет	Нет	0,6
NaAlSi ₂ O ₆	3,5	"	Нет
CaAl ₂ SiO ₆	3,3	2,8	4,7
CaTiAl ₂ O ₆	Нет	Нет	1,1
CaFeAlSiO ₆	1,2	2,7	Нет
CaFe ₂ SiO ₆	Нет	Нет	"
CaSiO ₆	42,9	43,4	41,3
MgSiO ₆	46,2	45,1	42,4
FeSiO ₃	1,1	4,7	8,7
Расчетные характеристики			
100Ca/(Ca+Mg+Fe+Mn)	50,05	50,82	48,47
T _{расч} , °C	870	870	990
A/B	7,2	1,5	5,9
Al ^{VI} /Al ^{IV}	1,16	0,34	0,68

* Туфобрекчи пикритовых порфиритов — вкрапленники.

Другой весьма характерной их особенностью является очень низкое содержание алюминия в шестерной координации. Из приведенных в этой таблице результатов пересчетов следует, что клинопироксены из коматиитов, несмотря на весьма высокую их железистость (20–30%), характеризуются явно барофильными свойствами. Эти особенности их состава определяются в первую очередь присутствием кальций-чермакитового минала, обычно характерного для безгранатовых фаций пород. Другой характерной чертой и особенностью является постоянное и весьма высокое содержание в них глинозема — от 5,3 до 8,3%, что и определяет постоянное присутствие в них алюминия в тетраэдрической и октаэдрической координациях.

Оценку температуры кристаллизации клинопироксенов можно производить на основе учета доли кальция среди суммы двухвалентных окис-

8317-2	8317-3	8614	8313-1	8313-2	8592-1
4	5	6	7	8	9
52,66	51,73	50,77	51,32	51,77	50,57
0,49	0,45	0,93	0,72	0,91	1,02
3,18	3,52	3,60	3,70	3,50	3,50
1,09	1,12	0,64	1,65	0,89	0,52
0,16	0,32	3,19	4,47	1,60	2,24
4,67	4,67	3,52	2,08	4,67	4,96
0,10	0,11	0,16	0,16	0,15	0,18
15,66	14,82	15,62	15,59	15,38	15,11
22,96	23,14	22,58	22,49	22,51	22,77
0,30	0,30	0,25	0,68	0,37	0,19
101,27	100,18	101,26	102,86	101,75	101,06
Основные минеральные группировки					
1,1	1,2	0,9	2,6	1,4	0,7
0,2	0,2	Нет	Нет	Нет	Нет
Нет	Нет	"	"	"	"
2,9	3,4	2,7	3,2	2,7	2,4
0,7	0,7	1,4	1,1	1,3	1,5
Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет
0,1	0,2	2,4	3,3	1,1	1,6
43,0	43,6	41,0	40,1	41,4	41,7
44,4	42,9	45,6	46,0	44,3	43,7
7,6	7,8	6,0	3,7	7,8	8,4
Расчетные характеристики					
47,39	48,71	47,93	48,95	47,16	47,60
970	930	950	930	970	960
5,3	5,3	1,3	1,3	1,7	1
0,53	0,54	0,04	0	0,22	0,06

лов. Правда, экспериментальные данные относятся лишь к существенно магнезиальным пироксенам и выражаются в виде отношения Ca/(Mg + Ca). Однако, как видно на диаграмме, зависимости состава богатых и бедных кальцием пироксенов от температуры (рис. 15) в области существенно магнезиальных составов, изменение температуры кристаллизации клинопироксенов не столько резкое, как можно было бы судить по соотношению кальция и суммы магния и кальция, и в этом смысле отношение Ca/(Mg + Fe²⁺ + Mn + Ca) более точно соответствует экспериментальным данным по температуре их кристаллизации.

При метаморфизме и перекристаллизации высокотемпературных клинопироксенов образуется более богатая кальцием минеральная фаза с вросками или, точнее, пластинками распада, представленными энстатитом с низким содержанием кальция. Соотношение 100Ca/(Mg + Ca)

Таблица 31 (окончание)

Компонент	8592-2	8592-3	8607-1
	10	11	12
SiO ₂	50,36	51,38	50,77
TiO ₂	1,00	0,89	0,96
Al ₂ O ₃	4,05	3,63	3,48
Cr ₂ O ₃	0,48	0,59	0,59
Fe ₂ O ₃	2,08	3,19	1,60
FeO	4,74	3,52	4,74
MnO	0,18	0,18	0,15
MgO	14,79	15,47	14,93
CaO	22,68	23,15	22,67
Na ₂ O	0,19	0,25	0,25
Сумма	100,55	102,25	100,14
Основные минеральные группировки			
NaCrSi ₂ O ₆	0,7	0,9	0,9
CaCr ₂ SiO ₆	Нет	Нет	Нет
CaAl ₂ SiO ₆	3,2	2,9	2,6
CaTiAl ₂ O ₆	1,6	1,3	1,4
CaFe ₂ SiO ₆	1,6	2,3	1,2
CaSiO ₃	41,6	41,7	42,5
FeSiO ₃	7,8	6,1	7,8
MgSiO ₃	43,5	44,8	43,6
Расчетные характеристики			
100Ca/(Ca+Fe ²⁺ +Mn+Mg)	48,06	48,64	47,99
T _{расч} , °C	920	910	950
A/B	1,2	1,1	1,4
Al ^{VI} /Al ^{IV}	0,20	0,08	0,21

* Включения эклогитизированных габброидов.

в ортопироксенах — в ростках в моноклинных пироксенах, образующихся в области давлений, свойственных фации шпинелевых перидотитов (15 кбар), составляет: при 1120° — 2,56, при 990° — 1,30, при 950° — 1,18 и при 900°С — 1,10% [336]. Соответственно в самих моноклинных пироксенах при том же общем давлении отношение 100 Ca/(Ca + Mg) составляет: при 1120°С — 44,05% и при 900°С — 48,4%, т.е. при понижении температуры кристаллизации доля кальция в них существенно возрастает.

Благодаря этим и другим экспериментальным данным по зависимости температуры кристаллизации клинопироксенов от содержания в них кальция и величины равновесного давления от соотношения характерных сигналов и отношения Al^{VI}/Al^{IV} [282, 293, 335, 336] появилась возможность достаточно точно рассчитать температуру перекристаллизованных и метасоматических клинопироксенов для фаций различных давлений (табл. 29). Согласно этим данным, авгиты из эффузивов с отношением Ca/(Mg + Ca) = 0,41 обладают расчетной температурой кристалли-

	8607-2	8310-1	8310-2	8310-3	8593-1*	8593-2*
	13	14	15	16	17	18
	50,51	51,79	50,92	52,53	49,52	49,38
	1,38	0,51	0,66	0,60	Нет	0,06
	3,47	3,92	4,35	3,38	6,26	6,25
	0,52	1,16	1,52	0,89	0,07	0,07
	2,24	Нет	5,75	Нет	1,76	Не опр.
	4,38	4,96	5,12	5,34	5,10	7,81
	0,21	0,13	0,13	0,10	0,16	0,19
	15,33	14,61	14,38	14,85	13,97	15,32
	22,54	23,19	23,24	22,64	22,69	21,39
	0,19	0,26	0,31	0,27	Не опр.	Не опр.
	100,77	100,53	101,20	100,60	99,53	100,47
Основные минеральные группировки						
	0,7	1,0	1,3	0,9	Нет	Нет
	Нет	0,5	0,6	0,2	"	"
	2,0	3,7	4,5	2,9	7,4	7,4
	2,0	0,7	1,0	0,9	Нет	0,1
	1,6	Нет	4,6	Нет	1,3	3,0
	41,6	43,5	42,3	43,3	42,72	46,2
	7,5	8,3	Не опр.	8,8	8,6	7,6
	44,6	42,3	45,7	43,0	42,2	46,2
Расчетные характеристики						
	45,98	48,90	53,69	47,68	49,13	45,99
	1010	930	800	930	920	1010
	0,8	7,4	1,1	4,4	5,7	2,4
	0,05	0,64	0,23	0,81	0,58	0,40

зации порядка 1130°С, а типичные диопсиды, где это соотношение обычно достигает 0,50, — лишь 880°С.

Таблицы 30 и 31 показывают, что состав клинопироксенов варьирует в достаточно широких пределах — по температуре, соответствующей этапу их перекристаллизации, и по давлению, оцениваемому по величине A/B, т.е. по соотношению минеральных составляющих, характерных для высоких и низких давлений. Однако в принципе здесь наблюдается примерно такая же картина, как и в ультраосновных и основных вулканитах из других областей и содержащихся в них ксеногенных включениях: наименее барофильным составом здесь обладают пироксены из основной массы лимбургитов и пикритов. Что касается пироксеновых вкрапленников в вулканитах западного склона Урала и пироксенов из лерцолитовых ультраосновных включений в лимбургитах, то их петрохимические особенности весьма сходны. Из приведенных в таблицах результатов пересчетов видно, что наиболее глубинное происхождение имеют моноклинные пироксены из включений дунитов или кимберлитов в вулканитах массива горы Благодать.

Таблица 32

Состав моноклиновых пироксенов ультраосновных и основных пород рифтовых зон океанов (в мас. %) [206, 260]

Компонент	Гарцбургит		Гарцбургит		
	2160 (в ля-меллях)	2160	2197	Т-76	т-76
	[206]		[280]		
SiO ₂	48,55	49,43	51,01	50,06	54,00
TiO ₂	0,37	0,22	0,24	0,02	0,04
Al ₂ O ₃	7,68	6,16	4,44	1,71	2,00
Cr ₂ O ₃	1,50	1,16	1,26	0,73	0,92
FeO	2,88	3,52	2,41	1,69	2,51
MnO	0,08	0,12	0,10	0,06	0,08
MgO	15,19	14,88	16,56	17,27	17,90
NiO	0,06	0,06	0,05	Не опр.	Не опр.
CaO	21,82	22,22	21,97	22,62	22,60
Na ₂ O	0,32	0,19	0,51	0,17	0,20
K ₂ O	0,04	0,04	0,03	Нет	Нет
Пересчет на основные минеральные группировки					
Юриит	2,43	1,93	1,87	1,15	1,33
Жадит	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет
Са-чермакит	8,51	6,89	4,80	1,95	2,10
Ti-фассаит	0,60	0,36	0,35	Нет	0,11
Al-Fe-фассаит	Нет	Нет	Нет	"	Нет
Волластонит	37,59	40,02	40,74	45,07	43,30
Энстатит	45,86	44,61	48,12	49,08	49,17
Ферросилит	4,98	6,16	4,09	2,75	3,99
Расчетные характеристики					
100Ca/(Ca+Mg+Fe+Mn)	48,19	48,55	46,80	47,15	45,64
T _{расч.} , °C	945	935	980	970	1020
A/B	18,23	24,50	19,06	> 50	31,2
Al ^{IV}	0,200	0,155	0,118	0,045	0,049
Al ^{VI} /Al ^{IV}	1,67	0,74	0,65	0,78	0,78

Пироксены же из эклогитовых включений могут иметь и мантийное и метаморфическое, коровое, происхождение.

Рассмотрим вариации состава моноклиновых пироксенов, содержащихся в гарцбургитах и лерцолитах рифтогенных зон океанов (табл. 32) и в ультрабазитах альпинотипных массивов Урала и некоторых других регионов, а также пироксенов из оливиновых и магнетитовых пироксенитов Платиноносного пояса Урала (табл. 32–36). По данным пересчета химических анализов клинопироксенов на основные минеральные группировки и полученным расчетным характеристикам, среди них уверенно выделяются три основные группы. Первую группу образуют моноклиновые пироксены существенно барофильного состава, характеризующиеся наиболее глубинным

Лерцолит	Базальт					
	29-30/1в	1	2	3	4	5
	[280]					
50,12	51,24	51,20	52,14	50,32	50,0	
0,13	0,18	0,15	0,29	0,56	0,35	
4,67	3,03	2,31	1,97	2,63	3,00	
1,37	0,81	0,66	0,32	0,33	0,53	
2,40	3,89	4,15	5,94	5,73	6,76	
0,12	0,08	0,14	0,19	0,17	0,23	
15,50	18,49	20,40	18,09	17,07	18,10	
Не опр.	Не опр.	0,02	Не опр.	Не опр.	0,02	
22,60	19,82	18,90	18,38	18,93	18,10	
0,08	0,16	0,21	0,16	0,28	0,20	
0,01	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	
Пересчет на основные минеральные группировки						
2,15	1,16	0,92	0,47	0,48	0,71	
Нет	Нет	Нет	Нет	0,72	Нет	
5,26	2,32	"	1,17	0,60	1,18	
0,24	0,23	0,23	0,47	0,84	0,47	
Нет	1,86	4,84	1,17	2,65	3,55	
42,22	36,51	33,65	35,47	36,51	33,02	
45,94	53,37	58,29	52,38	50,97	53,14	
4,19	4,53	2,07	8,87	7,23	7,93	
Расчетные характеристики						
49,02	40,71	37,33	37,99	40,02	37,18	
920	1150	1250	1230	1170	1250	
30,9	1,7	0,2	1,0	0,5	0,5	
0,109	0,094	0,102	0,051	0,083	0,102	
0,90	0,41	0	0,70	0,43	0,28	

происхождением. В их число входят гранатовые и шпинелевые лерцолиты ультраосновных массивов "корневых зон" в Западных Альпах [303], лерцолиты и гарцбургиты из рифтогенных зон океанов. Для этой группы характерно наиболее высокое отношение параметра A/B и существенное содержание алюминия в октаэдрической координации, а также относительно высокое содержание хрома. К этой же группе относятся клинопироксены из гарцбургитов и лерцолитов целого ряда альпинотипных и высоко-температурных массивов, не претерпевших в значительной степени региональный метаморфизм: Ред-Хиллс в Новой Зеландии [296], Лизард в Австралии [307] и др.

Вторая группа пироксенов из альпинотипных ультрабазитов, характеризу-

Таблица 33

Состав клинопироксенов из ультрабазитов альпинотипных массивов Урала (в мас. %)

Компонент	Кемпирсайский		Войкаро-Сыньинский	
	Дунит	Гарцбургит	Гарцбургит	Порфиروب- ласт в пери- дотите
	7974	7981	1118	
	[205]		[157]	
SiO ₂	53,47	53,26	51,20	49,58
TiO ₂	Не опр.	Не опр.	0,13	0,21
Al ₂ O ₃	1,70	2,64	1,83	3,35
Cr ₂ O ₃	0,29	0,40	0,72	0,35
Fe ₂ O ₃	Не опр.	Не опр.	Не опр.	1,90
FeC	1,81	2,06	3,17	4,15
MnO	Не опр.	Не опр.	0,14	0,09
MgO	17,74	17,24	22,36	17,04
CaO	24,62	24,20	18,14	21,93
Na ₂ O	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,08

Пересчет на основные минеральные группировки

Юриит	0,45	0,57	1,11	0,46
Жадеит	Нет	Нет	Нет	Нет
Са-чармакит	1,12	1,95	"	2,05
Ti-фассаит	Нет	Нет	0,22	0,34
Al-Fe-фассаит	1,57	2,06	3,56	2,74
Волластонит	46,36	45,19	31,81	39,38
Энстатит	49,27	48,97	61,74	48,29
Ферросилит	1,23	1,26	1,56	6,74

Расчетные характеристики

100Ca/(Mg+Fe ²⁺ +Mn+Ca)	48,5	48,6	35,0	44,8
T _{расч.} , °C	990	930	1320	1040
A/B	0,5	1,2	0,3	0,8
Al ^{VI} /Al ^{IV}	0,43	0,77	0	0,01

ющаяся значительно более низким отношением A/B и Al^{VI}/Al^{IV}, свойственна подавляющему большинству массивов Урала (табл. 33) и Дальнего Востока [36]. Такими же параметрами определяется состав клинопироксенов из перекристаллизованной ассоциации высокотемпературных массивов [307]. Полагаем, что все пироксены подобного состава представляют собой вторичные образования, формирующиеся при перекристаллизации исходных пород и при их высокотемпературном метасоматозе, происходящем в пределах относительно невысоких давлений. По исходному составу и расчетным характеристикам пироксены из гарцбургитов и из полосчатых дунит-клинопироксенитовых комплексов Урала практически идентичны.

Дунит-гарцбургитовая формация Урала	Дунит-клинопироксенитовый полосчатый комплекс				
	Ранний		Поздний		
	Нуралинский				
среднее из 31 анализа	1	2	1	2	
	[24]				
	53,21	50,20	50,37	51,85	52,05
	0,18	0,57	0,55	0,20	0,17
	1,98	3,26	3,01	1,94	1,97
	0,31	0,15	0,17	0,34	0,42
	0,99	1,72	1,52	1,42	1,21
	2,93	4,04	4,04	2,82	2,88
	Не опр.	0,10	0,11	0,07	0,08
	18,14	16,50	16,45	18,50	17,58
	22,26	21,65	21,92	21,81	22,08
	0,16	0,17	0,17	0,17	0,17

Пересчет на основные минеральные группировки

0,92	0,23	0,23	0,45	0,68
Нет	0,47	0,46	0,22	Нет
2,66	1,40	1,51	0,67	1,03
0,23	0,82	0,81	0,34	0,23
2,77	2,56	2,32	2,01	1,82
38,61	40,21	40,72	40,49	41,85
50,30	47,67	47,34	51,35	49,71
4,51	6,64	6,61	4,47	4,68

Расчетные характеристики

44,7	45,3	45,7	43,8	45,2
1040	1030	1020	1070	1030
1,2	0,6	0,7	0,6	0,8
0,09	0,16	0,15	0	0,15

Пироксены из троктолитов, принадлежащих к анортит-форстеритовой ассоциации, которая по данным Г.С. Йодера и К.Е. Тилли формируется в условиях давления ниже 7 кбар [366], обладают очень близкими петрохимическими параметрами с клинопироксенами из перекристаллизованных альпинотипных ультрабазитов. К этой группе моноклинных пироксенов, окончательно формирующихся в условиях сравнительно невысоких температур и давлений, следует отнести и пироксены из зональных дунит-клинопироксенитовых массивов Платиноносного пояса Урала. Расчетная температура их кристаллизации, судя по содержанию в них кальция, составляет обычно 900–1000°C, а в магнетитовых пироксенитах Качканарского

Т а б л и ц а 34

Состав моноклинных пироксенов из ультрабазитов платиноносного пояса Урала (в мас. %)

Компонент	Нижне-Тагильский				
	Оливиновый пироксенит			Магнетитовый пироксенит	
	1595	377	1425	1463	1425
	[142]				
SiO ₂	52,15	52,00	52,68	51,34	49,36
TiO ₂	0,20	0,23	0,18	0,30	0,36
Al ₂ O ₃	1,35	2,16	0,92	2,33	3,20
Cr ₂ O ₃	0,40	0,07	0,23	0,02	0,04
Fe ₂ O ₃	1,36	1,98	1,63	2,31	2,57
FeO	2,20	2,44	2,25	2,73	3,62
MnO	0,03	0,14	0,02	0,02	0,04
MgO	17,80	16,78	18,00	17,36	17,83
NiO	0,013	0,02	0,25	Сл.	0,013
CaO	23,14	22,99	23,34	23,42	22,11
Na ₂ O	0,21	0,51	0,19	0,26	0,28

Пересчет на основные минеральные группировки

Юриит	0,67	Нет	0,34	Нет	Нет
Жадеит	Нет	1,82	0,34	0,92	1,05
Са-чермакит	0,22	Нет	Нет	Нет	0,70
Ti-фассаит	0,22	0,34	0,23	0,46	0,58
Al-Fe-фассаит	2,02	2,28	1,36	3,24	3,73
Fe-фассаит	Нет	0,23	1,59	1,73	2,10
Волластонит	43,88	43,85	44,09	42,89	38,77
Энстатит	49,49	47,38	50,80	49,84	51,44
Ферросилит	3,48	4,10	1,25	0,92	1,63

Расчетные характеристики

100 Ca/(Mg+Fe ²⁺ +Mn+Ca)	46,6	47,6	46,6	47,1	44,5
T _{расч.} , °C	990	930	990	975	1040
A/B	0,4	0,7	0,4	0,25	0,4
Al ^{VI} /Al ^{IV}	0	0,15	0	0	0

и Висимского массивов опускается даже до 650–700°, что характерно для пироксенов метаморфического происхождения (табл. 34). Величины A/B и Al^{VI}/Al^{IV} в пироксенах этих массивов наиболее низки, что свидетельствует в пользу их формирования на минимальной глубине, вероятно, метасоматическим путем.

Третью группу образуют моноклинные пироксены, содержащиеся в основной массе базальтов, формирующиеся в пределах рифтогенных зон океанов, а также в геосинклинальных и платформенных областях. Им свой-

Качканарский		Висимский	Денежкин камень	Кытлымский
Пироксенит				Тылаит
-		-	-	4971
[184]		[116]	[302]	[68]
49,26	28,20	44,72	50,14	47,18
0,59	0,64	0,55	0,22	0,40
5,23	5,48	5,57	3,50	5,35
0,04	0,05	Не опр.	Не опр.	0,032
4,39	3,99	6,81	3,72	6,30
2,87	4,31	3,74	1,31	5,64
0,15	0,14	0,10	0,12	0,03
12,09	11,85	12,90	16,63	15,32
Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,013
24,11	23,55	23,52	22,89	18,31
0,53	0,52	0,40	0,47	0,46

Пересчет на основные минеральные группировки

Нет	Нет	Нет	Нет	Нет
2,10	2,02	1,61	1,75	1,87
2,35	1,64	Нет	0,12	0,13
0,87	1,01	0,87	0,35	0,63
4,20	6,31	10,43	5,38	9,76
Нет	Нет	0,12	Нет	Нет
45,74	44,07	40,63	41,87	30,29
37,08	37,12	39,76	48,31	47,56
7,66	7,83	6,58	2,22	9,76

Расчетные характеристики

55,7	54,1	52,9	48,6	48,5
740	780	790	930	990
0,9	0,5	0,14	0,3	0,2
0,46	0,38	0	0,07	0,08

ственно значительное содержание нормативного алюможелезистого или железистого, а часто и титанистого фассаита. Этим они отличаются в первую очередь от клинопироксенов во вкрапленниках пикритов и базальтов, для которых обычно характерно высокое содержание нормативного Са-чермакита. Пироксены в основной массе базальтов характеризуются относительно более высоким содержанием жадеитовой составляющей, в то время как клинопироксены во вкрапленниках и в ультраосновных включениях в основном содержат нормативный юриит и Са-чермакит (рис. 16, 17).

Таблица 35

Состав моноклиновых пироксенов из перидотитов альпинотипных ультрабазитов западных Альп (в мас. %) [303]

Компонент	Альпе-Арами				Финеро		Бальмуция			
	F-16a	F-16в	F-52c	F-56	F-2a	F-2d	B-16	B-3в	B-3c	F-58
SiO ₂	55,21	55,72	54,97	54,73	54,50	54,65	51,65	52,10	52,05	52,04
Al ₂ O ₃	1,32	0,99	1,40	2,86	0,79	1,20	6,17	5,47	5,35	6,03
TiO ₂	0,16	0,02	0,10	0,18	0,06	0,08	0,38	0,38	0,36	0,46
Cr ₂ O ₃	0,73	0,46	0,56	0,99	0,43	0,48	0,96	0,67	0,68	0,71
FeO	1,84	1,83	2,13	2,33	1,52	1,77	2,20	2,52	2,54	2,38
MgO	17,44	10,35	17,59	15,98	17,10	18,61	15,10	15,12	14,91	15,11
MnO	0,06	0,06	0,08	0,08	0,08	0,07	0,10	0,10	0,09	0,14
CaO	23,34	23,59	22,78	20,96	24,31	23,83	21,18	21,99	22,27	22,05
Na ₂ O	0,70	0,59	0,35	1,72	0,16	0,27	1,28	1,04	1,15	1,11
K ₂ O	0,01	Нет	Нет	0,01	0,01	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет
Сумма	100,81	100,61	99,96	99,84	99,56	99,96	99,02	90,39	99,40	100,03
Пересчет на основные минеральные группировки										
Юриит	1,11	0,66	0,90	1,62	0,67	0,66	1,45	0,99	0,95	1,19
Жадеит	1,43	1,56	0,22	4,88	Нет	0,22	3,62	3,22	3,56	3,09
Са-чермакит	0,55	0,33	1,35	0,58	0,79	1,00	4,95	4,46	3,80	4,76
Ti-фассаит	0,22	Нет	0,11	0,23	0,11	0,11	0,60	0,62	0,59	0,71
Волластонит	45,59	46,59	44,50	42,72	47,96	46,25	40,14	43,54	42,80	41,35
Энстатит	48,16	47,93	49,37	46,10	47,85	51,39	45,34	46,52	43,99	44,69
Ферросиллит	3,01	2,89	3,51	3,84	2,59	0,33	3,86	0,62	4,28	4,17
Расчетные характеристики										
100Ca/(Mg+Fe+Mn+Ca)	47,56	47,94	44,79	46,50	48,46	47,90	47,89	48,77	49,37	48,97
T _{расч.} , °C	990	980	1070	1020	940	950	950	960	910	960
A/B	13,6	> 25	22,45	30,78	13,27	17,09	16,7	13,98	14,08	12,73
Al ^{VI} /Al ^{IV}	2,11	> 10	3,29	4,81	1,0	1,43	1,33	1,35	1,32	1,23

Таблица 35 (окончание)

Компонент	Бальмуция			Бальдицero				Ланцо					
	F-62	BA-1в	BA-3в	A-4a	BA-1	F-66	F-67	LA-3в	744в	869	889	F-72	F-73в
SiO ₂	52,24	51,60	51,76	51,44	52,14	51,35	51,25	50,78	50,62	50,72	50,88	50,30	50,93
Al ₂ O ₃	5,44	6,86	7,12	7,35	6,67	6,83	6,84	4,84	5,56	5,38	4,73	4,70	5,63
TiO ₂	0,33	0,43	0,44	0,54	0,43	0,48	0,40	1,21	0,37	0,50	0,88	0,73	0,92
Cr ₂ O ₃	0,74	0,87	0,96	0,87	0,86	1,06	0,89	1,15	1,52	1,22	1,20	1,14	1,28
FeO	2,22	2,24	2,16	1,88	2,17	2,16	2,11	3,01	2,93	3,08	3,06	2,77	2,98
MgO	14,97	14,20	14,27	14,22	14,62	14,17	14,26	15,54	15,95	15,95	15,65	15,43	15,36
MnO	0,10	0,09	0,11	0,08	0,16	0,10	0,10	0,11	0,10	0,11	0,09	0,11	0,17
CaO	22,29	21,65	21,00	21,19	21,29	20,29	20,52	22,08	20,45	21,83	21,93	22,42	22,37
Na ₂ O	1,25	1,63	1,66	1,58	1,46	1,88	1,72	0,55	0,83	0,32	0,51	0,63	0,60
K ₂ O	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет
Сумма	99,59	99,56	99,49	99,16	99,80	98,33	98,08	99,27	98,33	99,11	98,93	98,23	100,24
Пересчет на основные минеральные группировки													
Юрит	1,19	1,46	1,47	1,48	1,45	1,73	1,48	1,90	2,41	1,89	1,90	1,65	1,89
Жадцит	3,57	4,88	5,15	4,70	4,37	5,71	5,45	0,23	0,72	Нет	Нет	0,71	0,47
Са-чермакит	4,04	5,13	5,28	5,70	5,10	4,72	4,96	3,68	5,66	5,57	4,17	4,02	4,86
Ti-фассаит	0,47	0,61	0,73	0,86	0,60	0,74	0,62	1,78	0,60	0,71	1,31	1,06	1,42
Волластонит	42,73	41,44	39,92	40,27	40,46	39,50	39,82	41,33	37,75	39,50	41,12	42,29	41,04
Энстатит	44,16	40,03	43,48	43,61	44,10	43,72	43,92	45,84	47,76	46,97	46,24	45,37	45,19
Ферросиллит	3,80	3,42	3,43	3,34	3,88	3,85	3,72	5,22	5,06	5,33	5,24	4,85	5,10
Расчетные характеристики													
100Ca/(Mg+Fe+Mn+Ca)	49,60	50,08	49,28	49,87	48,99	48,60	48,76	47,87	45,44	46,93	47,50	46,54	46,26
T _{расч.} , °C	910	890	920	900	930	930	930	950	1020	980	960	990	1000
A/B	18,72	18,80	16,3	13,81	18,2	12,16	19,18	3,26	14,65	10,51	4,63	6,02	5,08
Al ^{VI} /Al ^{IV}	1,38	1,39	1,54	1,48	1,54	1,60	1,61	0,57	0,86	0,71	0,64	0,58	0,59

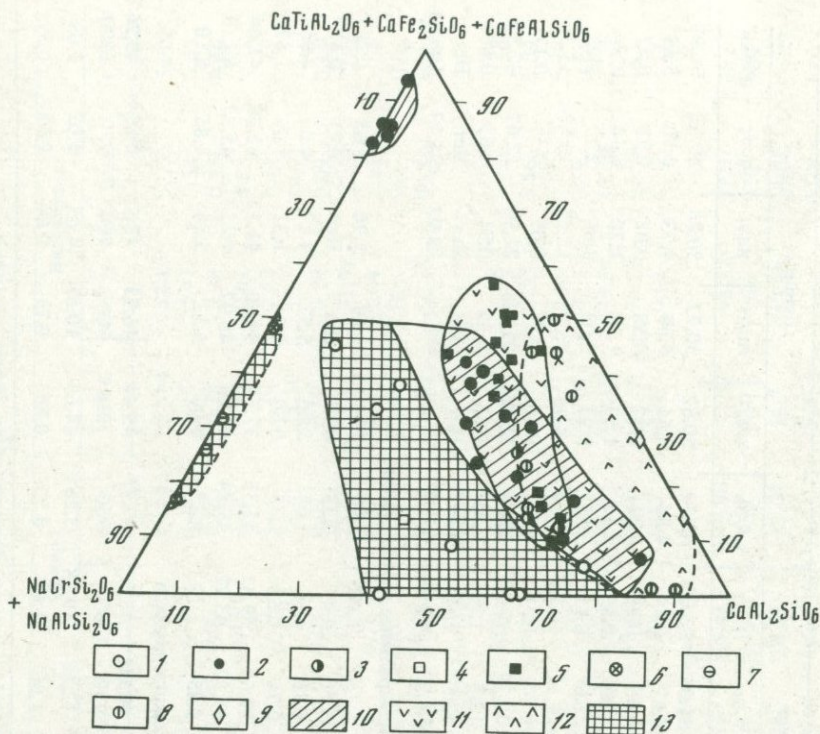


Рис. 16. Соотношение барофильных и барофобных минералов в моноклинных пироксенах из субщелочных основных и ультраосновных вулканитов и содержащихся среди них глубинных включений на западном склоне Среднего Урала

1 — вкрапленники клинопироксена в лимбургитах массива горы Благодать; 2 — клинопироксены из основной массы лимбургитов массива горы Благодать; 3 — клинопироксены из основной массы лимбургитов массива д. Семёновки; 4 — вкрапленники клинопироксена в пикритовых порфиритах района р. Кусья; 5 — клинопироксены из основной массы пикритовых порфиритов района р. Кусья; 6 — клинопироксены из ксеногенных включений дунитов в лимбургитах массива горы Благодать; 7 — то же, из ксеногенных включений эклогитов в лимбургитах; 8 — то же, из ксеногенных включений пикритов в лимбургитах; 9 — пироксен из эклогитизированных включений габброидов в пикритах района р. Кусья; 10 — поле составов пироксенов из основной массы лимбургитов; 11 — поле составов клинопироксенов в пикритах района р. Кусья; 12 — поле составов пироксенов из включений пикритовых порфиритов; 13 — поле составов барофильных пироксенов из вкрапленников и глубинных ксенолитов

Обращает на себя внимание четкое пространственное разграничение на диаграммах пироксенов из вкрапленников и из основной массы пород: вкрапленники содержат значительно больше нормативного юрита и жадеита, чем пироксены из основной массы. Еще меньше барофильных минералов содержится в пироксенах из включений пикритовых порфиритов в лимбургитах и в пироксенах из ксенолитов габброидов — в пикритах. Как и следовало ожидать, наиболее высокими величинами равновесного давления характеризуются кристаллизующиеся клинопироксены из дунитов и эклогитов, встречающиеся в виде ксеногенных включений в лимбургитах массива горы Благодать. Вторичные процессы метасоматического преобра-

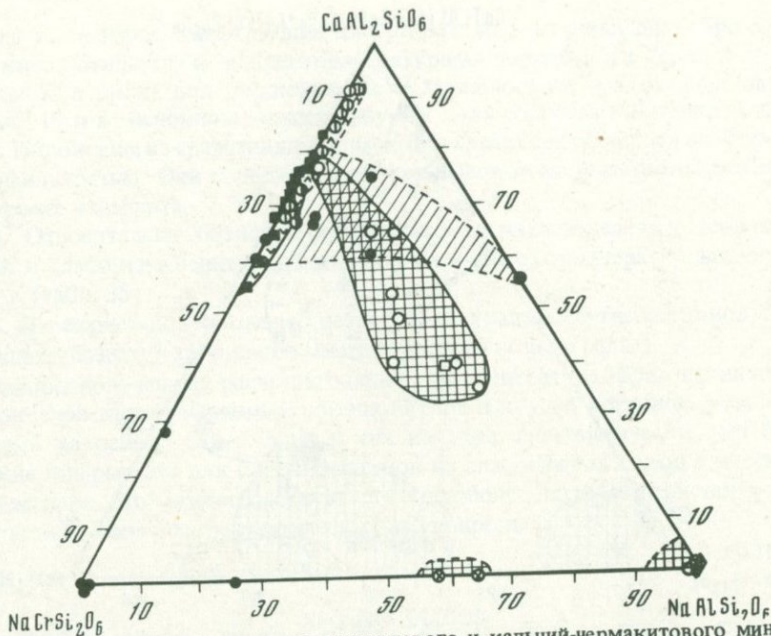


Рис. 17. Соотношение юритового, жадеитового и кальций-чермакитового миналов в моноклиновых пироксенах из субщелочных базальтов и ультраосновных вулкани- тов и из содержащихся в них ультраосновных и основных включений на западном склоне Урала (условные обозначения см. на рис. 16)

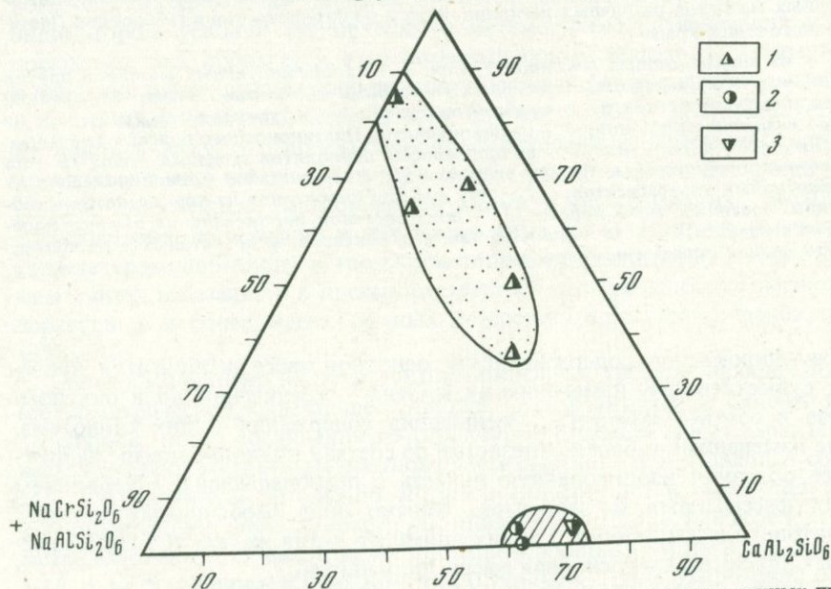
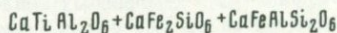


Рис. 18. Соотношение барофильных и барофобных миналов в моноклиновых пирок- сенах из базальтов рифтогенных зон океанов и содержащихся в них гарцбургитовых и лерцолитовых включений [280]

1 — из базальтов; 2 — из гарцбургитов; 3 — из лерцолитов

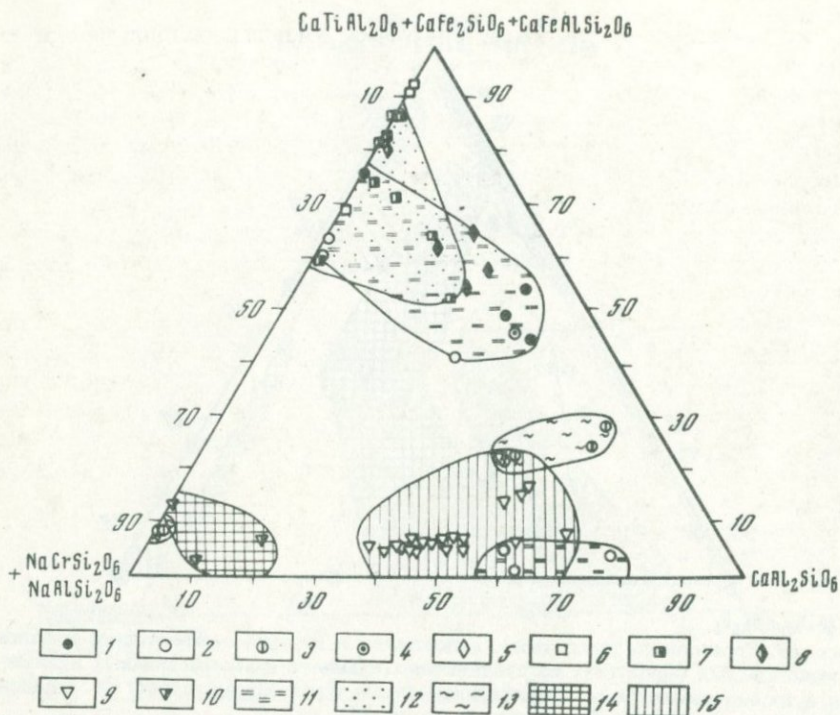


Рис. 19. Соотношение барофильных и барофобных миналов в моноклиновых пироксенах из гарцбургитов и лерцолитов альпинотипных и высокотемпературных ультраосновных массивов различных регионов мира и из пироксенитов и габброидов Платиноносного пояса Урала

1 — из альпинотипных массивов Урала; 2 — из альпинотипных массивов других регионов; 3 — из высокотемпературных ультрабазитов массива Лизард; 4 — средний состав клинопироксенов из ультрабазитов Урала; 5 — из троктолитов Урала; 6 — из габбро различных регионов; 7 — из пироксенитов Платиноносного пояса; 8 — из тылаитов Платиноносного пояса; 9 — из шпинелевых лерцолитов западных Альп; 10 — из гранатовых лерцолитов в том же районе; 11 — поле составов клинопироксенов из альпинотипных ультрабазитов; 12 — то же, для пироксенов из пироксенитов и габброидов Платиноносного пояса; 13 — поле составов пироксенов из высокотемпературных перидотитов; 14 — поле составов пироксенов из гранатовых лерцолитов; 15 — то же, для шпинелевых лерцолитов

зования пироксенов, содержащихся в основной массе лимбургитов, привели к существенному изменению их состава — увеличению доли окисного железа и соответствующего уменьшения содержания в них глинозема. Такие измененные и более железистые по составу клинопироксены на диаграмме образуют изолированную область с преобладающим содержанием в них фассаитовых компонентов. Однако доля барофильных миналов (юриитового и жадеитового) в них примерно такая же, как и в мало измененных пироксенах из основной массы вулканитов.

Вариации состава клинопироксенов, базальтов рифтогенных зон океанов и содержащихся в них ультраосновных включений хорошо видны на рис. 18: к барофильному типу принадлежат лишь моноклиновые пироксе-

ны из включений. Аналогичная диаграмма, составленная для пироксенов из альпинотипных и высокотемпературных перидотитов Урала и других регионов, а также для пироксенитов Платиноносного пояса, представлена на рис. 19 и в основном характеризует и поля составов клинопироксенов.

1. Пироксены из гранатовых лерцолитов, характеризующиеся наибольшей барофильностью. Они содержат наиболее высокое количество нормативного юриита и жадеита.

2. Относительно барофильные пироксены из шпинелевых лерцолитов Альп и слабо измененных альпинотипных и высокотемпературных перидотитов (табл. 35).

3. Перекристаллизованные ультрабазиты Урала и других регионов, а также ультрабазиты и габброиды Платиноносного пояса Урала.

Анализ полученных расчетных данных по температуре образования клинопироксенов в ультраосновных породах Урала и других регионов, устанавливаемый на основе содержания в них кальция, систематически дает более низкие цифры, чем для ортопироксенов из аналогичных пород и массивов. Объективно это свидетельствует в пользу более поздней кристаллизации клинопироксена и метасоматической его природы.

ХРОМШПИНЕЛИД

Хромшпинелиды, принадлежащие к группе сложных окислов, относятся к четырехкомпонентной системе, и в общем виде их состав выражается химической формулой: $(Mg, Fe^{II}) (Cr, Al, Fe^{III})_2 O_4$ [316]. Т.И. Ирвайн показал, что хромистая шпинель является надежным петрогенетическим индикатором условий становления и метаморфизма вмещающих пород, поскольку она образуется в достаточно широком диапазоне температуре и давлений и вследствие более сложного состава обладает значительно большей информативностью, чем оливин и пироксены [319, 320]. Следует также иметь в виду, что присутствие хромшпинелидов переменного состава преимущественно среди ультраосновных фаций пород обуславливается резким понижением растворимости хрома в магматических расплавах с увеличением содержания в них кремнезема [318]. Поэтому высокохромистые хромшпинелиды встречаются лишь в недосыщенных кремнеземом коматитах и базальтах и преимущественно в составе наиболее высокотемпературных и более магнезиальных по составу оливиновых фенокристов [338, 349].

Соотношение двух- и трехвалентных окислов в хромшпинелидах обычно стехиометрическое, отвечающее единице, хотя в литературе описано немало случаев, когда соединения со структурой шпинели могут характеризоваться нестехиометричным соотношением окислов. Н.В. Павлов и соавторы [170] показали, что из 86 анализов акцессорных и рудообразующих хромшпинелидов лишь 39 имеют соотношение RO/R_2O_3 , близкое к стехиометрическому. В 19 анализах оно больше единицы, максимально достигая 1,16, а в 28 — снижается до значений 0,90–0,96. Такие отклонения от стехиометрии далеко не всегда объясняются присутствием механических примесей тонкодисперсных минеральных включений (типа периклаза или иоцита) или частичным окислением железа в процессе их метамор-

физма и при подготовке мономинеральных фракций для химического анализа. В частности, нами был установлен почти постоянный избыток трехвалентных окислов в шпинелях из энстатитов и гарцбургитов Кемпирсайского массива (практически не содержащих окисного железа), проанализированных с помощью рентгеновского микроспектрального анализатора, что может быть объяснено лишь присутствием твердого раствора корунда в шпинели. В целом отклонения от стехиометрических соотношений двух- и трехвалентных окислов в хромшпинелидах чаще всего весьма незначительны и обычно не превышают 10%. Поэтому во всех случаях их состав условно рассматривается как стехиометрический — путем варьирования соотношения между окисным и закисным железом, исходя из общих закономерностей изменения состава хромшпинелидов в породах и рудах различных формационных типов, а также путем внесения поправок на возможность присутствия в нем твердых растворов корунда или периклаза.

Кроме отмеченных элементов в составе хромшпинелидов может присутствовать титан — в виде твердого раствора ульвошпинели Fe_2TiO_4 , обладающей, как это выяснилось на основе изучения состава шпинели из метеоритов и лунных пород, широкими пределами смесимости [352]. В зональных хромшпинелидах из пород, затронутых метаморфизмом, титан в краевых зонах отдельных зерен обычно представлен ильменитом, и в этих случаях фиксируется резкая граница между неизменной центральной и периферийной частью хромшпинелидов.

Для разнообразных термодинамических расчетов данные химического состава хромшпинелидов весьма удобно пересчитывать на основные минеральные группировки (миналы) согласно методике, разработанной А.Н. Болдыревым [19] и Р.Е. Стивенсом [353]. Состав хромшпинелидов в этом случае представляется в виде соотношения крайних членов минералов шпинелевой группы: собственно шпинели MgAl_2O_4 , магнохромита MgCr_2O_4 или герцинита FeAl_2O_4 , хромита FeCr_2O_4 и магнетита FeFe_2O_4 , а также ульвошпинели.

Анализ имеющегося обширного химико-аналитического материала по составу минералов шпинелевой группы свидетельствует о весьма широких вариациях содержаний в них хрома, алюминия, титана, магния и железа, определяющихся условиями их кристаллизации (температуры, общего давления и парциального давления кислорода) и составом генетически связанных с ними ультраосновных пород. В отечественной литературе широкое распространение получила форма изображения состава хромшпинелидов в виде равностороннего треугольника — для содержащихся в них трехвалентных окислов хрома, алюминия и трехвалентного железа (в пересчете на 16 атомов), а соотношение магния и двухвалентного железа определяется дополнительной диаграммой, построенной на одной из сторон равностороннего треугольника, исходя из того, что в сумме магний и закисное железо составляют восемь атомов и элементарной ячейке хромшпинелидов [80, 81, 168, 170, 216, 204, 258]. Такая форма изображения, предложенная Н.В. Павловым [167] и представляющая по существу развертку трехгранной призмы, дает возможность охарактеризовать все вариации минералов шпинелевой группы, за исключением содержащейся в них ульвошпинелевой компоненты, количество которой обычно весьма ограничено.

Другой способ изображения представляет по существу проекцию двух

сторон треугольной призмы, шесть углов которой соответствуют одному из конечных членов минералов группы шпинели [320, 353, 356]. Соответственно одна из сторон фиксирует соотношение магнхромита, хромита, собственно шпинели и герцинита, а другая — магнезиоферрита, магнетита, магнхромита и хромита. Их соотношение в первом случае просто выражается диаграммой $Fe^{II}/(Mg + Fe^{II})$ и $Cr/(Cr + Al)$, т.е. соотношением в шпинелях железистости и хромистости, а во втором — соотношением той же железистости с долей окисного железа среди трехвалентных окислов, т.е. $Fe^{III}/(Cr + Al + Fe^{III})$ [320, 321, 288, 290, 332, 350, 358]. Способ изображения состава хромшпинелидов в виде диаграмм несколько удобнее, поскольку позволяет более наглядно представить изменения их состава в зависимости от изменения интенсивных параметров — температуры, давления и парциального давления кислорода [226]. Зависимость состава хромшпинелидов от последнего параметра специально была детально рассмотрена Т.Н. Ирвайном [320].

Рассмотрим вариации состава хромшпинелидов ультраосновных и основных породах различных формационных типов Урала и некоторых других регионов.

Большое количество данных по составу акцессорных и рудообразующих хромшпинелидов из дунитов и гарцбургитов юго-восточной и центральной частей Кемпирсайского массива было приведено в монографии Н.В. Павлова и соавторов [170] (рис. 20). Обращает на себя внимание очень четкое разграничение областей рудообразующих хромшпинелидов, генетически связанных с дунитовыми и с гарцбургитовыми фациями пород. Граница по хромистости между акцессорными хромшпинелидами менее четкая, по-видимому, за счет присутствия наряду с типично интрузивными вторичных (метасоматических) дунитов, характеризующихся наличием в них более высокоглиноземистых акцессорных хромшпинелидов. В целом для акцессорных хромшпинелидов характерна несколько более высокая железистость, чем для рудообразующих, что определяется спецификой их метаморфизма: в процессе перекристаллизации пород и руд происходит частичное перераспределение магния и железа в сосуществующих оливинах и хромитах. При этом в дунитах и гарцбургитах такое перераспределение приводит часто к существенному увеличению железистости акцессорных хромшпинелидов при сохранении практически неизменной железистости оливинов, масса которых неизмеримо больше, чем хромшпинелидов. Напротив, в массивных и густокрапленных рудах при высокотемпературном их метаморфизме происходит существенное понижение железистости оливинов, присутствующих обычно в сравнительно небольшом количестве, а состав хромшпинелидов в рудах остается практически неизменным. Содержание окисного железа в хромшпинелидах минимально и обычно не превышает 3—4 мас. % или составляет менее одного атома в пересчете на 16 атомов трехвалентных окислов.

Широко проводимые в настоящее время в различных регионах исследования акцессорных рудных минералов из ультраосновных и других пород с помощью рентгеноспектрального количественного микроанализа позволили выявить неполноту, а иногда и ошибочность прежних представлений об их составе, а также количественно оценить степень их метаморфизма

[223, 33]. Нами был изучен состав хромшпинелидов из дунитов и гарцбургитов Кемпирсайского ультраосновного массива на Южном Урале из зоны, располагающейся в висячем боку широко изместных хромитовых месторождений, располагающихся в юго-восточной части массива (табл. 36). Полученный материал позволяет во многом расширить наши представления о связи состава аксессуарных хромшпинелидов с составом вмещающих пород. Подавляющее большинство проанализированных зерен относится к вторичному парагенезису, образующегося в результате наложения на исходные ультраосновные породы, по составу относящиеся главным образом к дунитам и к дунито-гарцбургитам, двух, вероятно синхронно связанных, вторичных процессов изменения — оливинизации и энстатитизации. Оказалось, что образующая шпинель полностью идентична шпинели из лерцолитов — она содержит относительно мало хрома и закисного железа и очень много алюминия и магния. Сходство наблюдается и в том, что та и другая почти не содержат окисного железа и титана. Интересно отметить, что такая шпинель обладает весьма устойчивым составом в образцах исходных аподунитовых пород с различной степенью их пироксенизации — от 7–10 до 40% и ей сопутствуют реликтовые зерна хромшпинелидов, свойственные дунитам и дунито-гарцбургитам. Состав проанализированных с помощью микронзонда 21 зерна хромшпинелидов и хромпикотитов представлен на рис. 21. На диаграмме видно, что их состав прямо соответствует полям типичных шпинелей, характерных для лерцолитов и гарцбургитов. Что касается высокохромистых хромшпинелидов аподунитового происхождения, то они отличаются от типичных шпинелей из дунитов первично магматического происхождения более высокой исходной железистостью, а также повышенным содержанием в них окисного железа.

Несмотря на отмеченные колебания состава хромшпинелидов и хромпикотитов в дунитах и гарцбургитах, судя по расчетным данным оливин-шпинелевого термометра, оба они принадлежат к парагенезисам, характеризующимся одинаковыми температурами равновесия — порядка 900°С, что соответствует высокотемпературному этапу их метаморфизма.

Химизм аксессуарных и рудообразующих хромшпинелидов в дунитах и гарцбургитах аллохтонного Войкаро-Сыньинского массива представлен на рис. 22. Обращает на себя внимание достаточно четкое разграничение их составов, генетически связанных с дунитами и гарцбургитами по их хромистости, т.е. доли хрома среди трехвалентных окислов. Если аксессуарные хромшпинелиды постоянно характеризуются более высокой железистостью, чем рудообразующие, то состав аксессуарных и рудообразующих хромистых шпинелей в дунитах почти идентичен, поскольку последние чаще всего анализировались из средне- и редковкрапленных хромитовых руд, претерпевших наложенный метаморфизм, сопровождающийся перераспределением магния и железа, в принципе аналогичный изменению аксессуарных хромшпинелидов при их перекристаллизации.

В отличие от хромшпинелидов из автохтонных массивов для аксессуарных и рудообразующих хромшпинелидов, содержащихся в дунитах, гарцбургитах и особенно в войкаритах, характерно более высокое содержание окисного железа, часто составляющее 2–3 атома из расчетных 16 атомов трехвалентных окислов или до 20 их процентов (в молекулярном исчислении). Значительно более широкие вариации их химизма наблюдаются

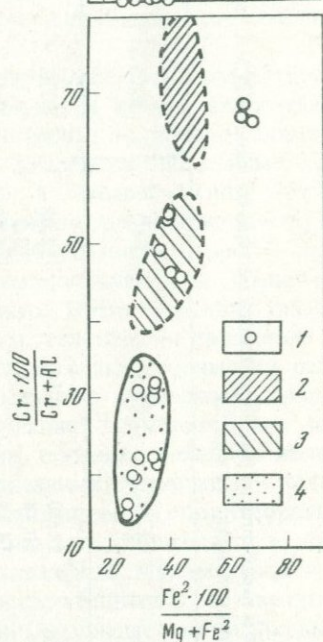
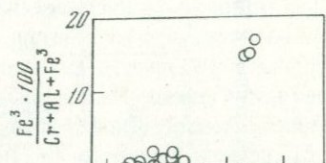
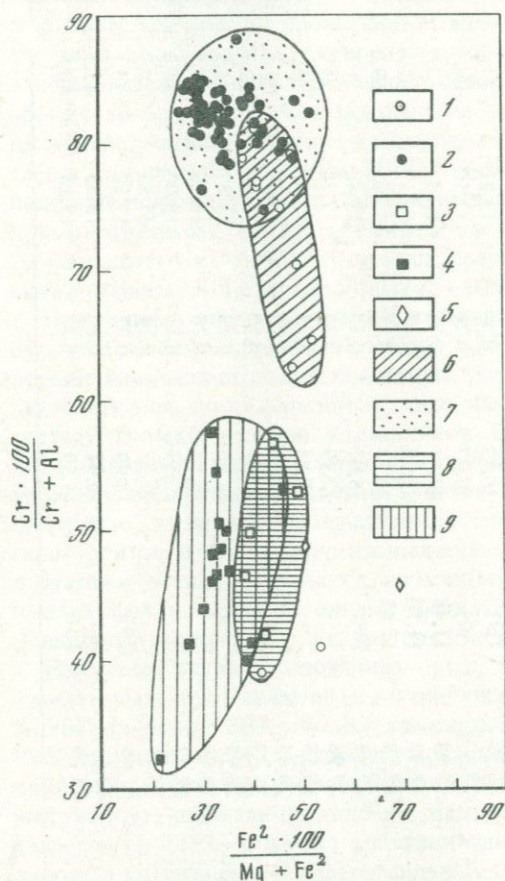
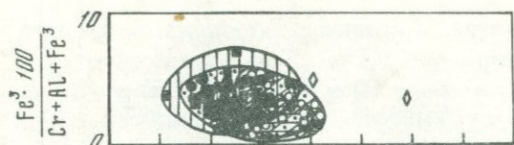


Рис. 20. Состав аксессуарных и рудообразующих хромшпинелидов из ультрабазитов автохтонного Кемпирсайского массива на Южном Урале [170]

1 — аксессуарные хромшпинелиды из дунитов; 2 — рудообразующие хромшпинелиды из руд в дунитах; 3 — аксессуарные хромшпинелиды из гарцбургитов; 4 — рудообразующие хромшпинелиды из руд в гарцбургитах; 5 — аксессуарные хромшпинелиды из форелленштейнов; 6 — поле составов аксессуарных хромшпинелидов в дунитах; 7 — поле составов рудообразующих хромшпинелидов в дунитах; 8 — поле составов аксессуарных хромшпинелидов в гарцбургитах; 9 — поле составов рудообразующих хромшпинелидов в гарцбургитах

Рис. 21. Состав хромшпинелидов из ультраосновных пород Кемпирсайского массива по данным микрозонда

1 — отдельные проанализированные зерна; 2 — поле составов аксессуарных хромшпинелидов в дунитах [168, 170]; 3 — поле составов аксессуарных хромшпинелидов в гарцбургитах [168, 170]; 4 — поле составов аксессуарных хромшпинелидов в перцитах альпинотипных ультраосновных массивов Альп [303]

Таблица 36

Состав хромшпинелидов из дунитов и гарцбургитов Кемпирсайского массива по данным РСМА (приведенный к 100% и за вычетом твердого раствора алюмошпинели) (в мас. %)

№ образца	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	f, %	% твердого раствора алюмошпинели AlAl ₂ O ₄
7959-1	—	53,88	15,20	0,16	12,08	0,26	18,42	27,3	Нет
7959-2	0,05	48,88	20,34	Нет	13,37	0,13	17,23	30,5	0,35
7959-3	0,02	55,11	14,15	”	11,70	0,13	18,88	26,0	0,15
7966-1	0,03	32,83	36,04	1,92	13,85	0,26	15,07	34,5	Нет
7966-2	0,13	29,18	38,99	1,91	16,32	0,26	13,21	41,4	”
7966-3	0,33	30,18	38,32	0,64	17,77	0,26	12,50	44,7	”
7974-1	0,48	8,24	49,73	11,46	23,41	0,25	6,43	67,3	”
7974-2	0,49	9,25	48,92	11,10	22,79	0,64	6,81	65,8	”
7974-3	0,49	8,60	47,99	12,48	23,74	0,64	6,06	69,3	”
7981-1	0,17	41,31	27,95	Нет	15,01	0,13	15,43	35,5	0,85
7981-2	0,18	42,12	27,98	”	12,19	0,27	17,26	29,9	2,0
7981-3	0,36	48,41	19,58	”	15,84	0,14	15,67	36,5	6,30
7984-1	0,18	40,02	29,45	”	14,69	0,28	15,38	35,4	4,70
7984-2	0,35	34,18	36,52	”	12,07	0,27	16,61	29,4	3,0
7984-3	0,18	42,22	26,95	”	11,90	0,28	15,47	35,5	5,0
8143-1	0,09	40,98	28,48	”	14,91	0,28	15,26	35,9	3,60
8143-2	0,03	50,71	18,72	”	12,43	0,11	18,00	28,0	5,30
8143-3	0,03	50,86	18,41	”	12,97	0,14	17,59	29,5	3,20
8148-1	0,07	28,35	41,43	0,93	14,89	0,37	13,96	38,1	Нет
8148-2	0,08	25,42	44,61	Нет	16,41	0,13	13,35	41,1	”
8148-3	0,08	25,22	44,45	1,10	15,59	0,38	13,18	40,5	”

и по их железистости: в дунитах и связанных с ними рудах от 35 до 80%, а в гарцбургитах — от 35 до 70%, что определяется более интенсивным проявлением здесь процессов метаморфизма.

Что касается состава аксессуарных хромшпинелидов их ультраосновных массивов протрузивного происхождения, то в целом они характеризуются еще более интенсивно проявленным метаморфизмом. Однако их изменение чаще всего связано с относительно более низкотемпературной стадией, отвечающей этапу антигортитизации. Таким хромшпинелидам свойственно обычно зональное строение: центральная часть индивидов представлена существенно магниальным и хромистым составом, а периферическая слагается вторичным магнетитом [144, 209, 248]. Очень часто между ними располагается промежуточная однородная по составу зона, представленная хромомagnetитом, в котором содержится 15–25% окисного железа, 15–20% закисного и 10–15% трехокси хрома при минимальном содержании магния (около 3–5%) и глинозема (5–10%).

Необходимо отметить, что установленные для ультрабазитов дунит-гарцбургитовой формации Урала общие закономерности изменения состава хромшпинелидов столь же характерны для ультрабазитов того же формационного типа других регионов мира. На рис. 23 представлены данные по составу хромшпинелидов из массивов Тродос и Лимасол (Кипр) [310, 341]. Первый из них слагается преимущественно интрузивными и слабо метаморфизованными фациями дунитов и гарцбургитов, а второй — существенно лизардитизированными и антигортитизированными фациями гарцбургитов и апогарцбургитовых серпентинитов. В этих массивах также достаточно четко разделяются хромшпинелиды, генетически связанные с дунитовыми и гарцбургитовыми фациями пород, а аксессуарные их разновидности явно более железистые по сравнению с рудообразующими.

Наименее метаморфизованные рудообразующие хромшпинелиды из хромитовых руд, связанные с гарцбургитами, обладают исходной железистостью около 30%, а более хромистых, связанных с дунитами, — 40%. Что касается сильно метаморфизованных разновидностей аксессуарных хромшпинелидов, встречающихся обычно в массиве Лимасол, то в них железистость шпинели нередко достигает 80 и даже 90%. Минимальной железистостью (28%) обладает хромшпинелид, встречающийся в составе оливиновых мегакристов в ультраосновных лавах. Он обладает аномально высокой хромистостью (порядка 75%), что характерно для наиболее ранних высокотемпературных выделений хромитов, кристаллизующихся в числе самых ранних агрегатов, вместе с оливином существенно магниального состава и в принципе неравновесных с основной массой этих вулканитов. Обращает на себя внимание постоянное сравнительно низкое содержание в изученных хромшпинелидах окисного железа — обычно менее 1 атома в элементарной ячейке.

Весьма близкий состав аксессуарных хромшпинелидов отмечается в ультрабазитах массива Альберта в провинции Квебек (Канада), в массиве Сейад (США) и в массиве Финеро (Италия) (рис. 24). В дунитах и гарцбургитах этих массивов хромшпинелиды достаточно четко подразделяются по хромистости и обладают весьма широкими вариациями по железистости: в гарцбургитах — от 30 до 65%, а в дунитах — от 32 до 82%. Характерно, что наиболее магниальный состав отмечается у аксессуарных хромшпинелидов.

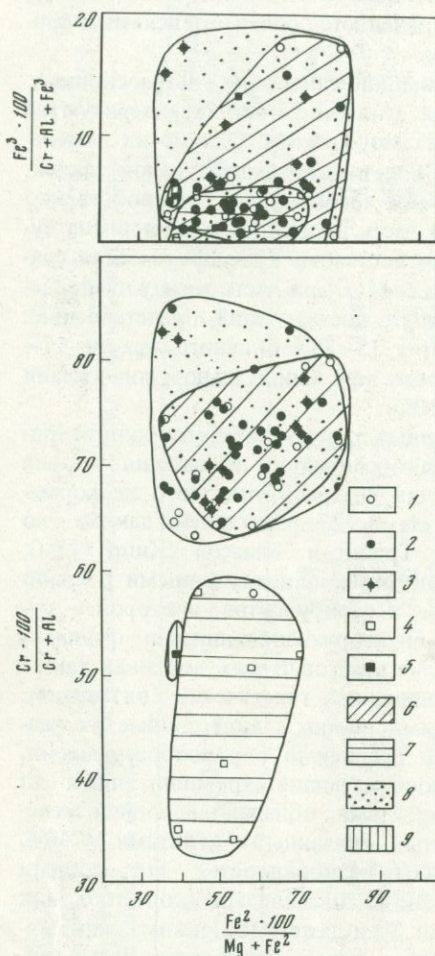


Рис. 22. Состав аксессуарных и рудообразующих хромшпинелидов из ультрабазитов аллохтонного Войкаро-Сыньинского массива на Полярном Урале [204, 205]

1 — аксессуарные хромшпинелиды в дунитах; 2 — рудообразующие хромшпинелиды в дунитах; 3 — рудообразующие хромшпинелиды в войкаритах; 4 — аксессуарные хромшпинелиды в гарцбургитах; 5 — рудообразующие хромшпинелиды в гарцбургитах; 6 — поле составов аксессуарных хромшпинелидов в дунитах; 7 — поле составов аксессуарных хромшпинелидов в гарцбургитах; 8 — поле составов рудообразующих хромшпинелидов в дунитах; 9 — поле составов рудообразующих хромшпинелидов в гарцбургитах

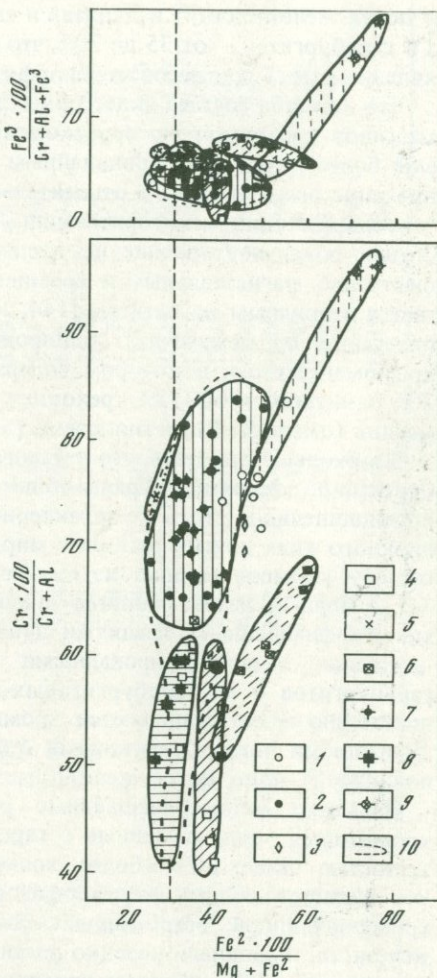


Рис. 23. Состав аксессуарных и рудообразующих хромшпинелидов в ультрабазитах массивов Тродос и Лимасол на о-ве Кипр [310, 341]

1 — аксессуарные хромшпинелиды в дунитах; 2 — рудообразующие хромшпинелиды в дунитах; 3 — аксессуарные хромшпинелиды в верлитах массива Тродос; 4 — аксессуарные хромшпинелиды в апогарцбургитовых серпентинитах массива Лимасол; 5 — аксессуарные хромшпинелиды из ультраосновных лав; 6 — аксессуарные хромшпинелиды из тектонических перидотитов; 7 — рудообразующие хромшпинелиды, генетически связанные с дунитами; 8 — рудообразующие хромшпинелиды, генетически связанные с гарцбургитами; 9 — феррихромит из массива Лимасол; 10 — поле составов хромитовых концентраций из массива Тродос

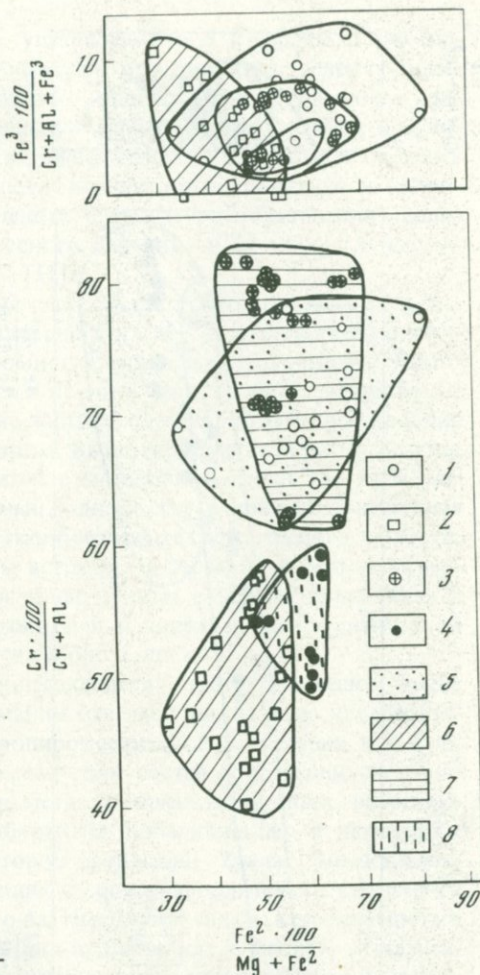
Рис. 24. Состав аксессуарных хромшпинелидов в дунитах и в гарцбургитах альпинотипных массивов Альберта (Канада) [330], Сейад (США) и Финеро (Италия) [333]

1 — в дунитах массива Альберта; 2 — в гарцбургитах массива Альберта; 3 — в дунитах массивов Сейад и Финеро; 4 — в гарцбургитах массивов Сейад и Финеро; 5—8 — поля составов аксессуарных хромшпинелидов: 5 — в дунитах массива Альберта, 6 — в гарцбургитах массива Альберта, 7 — в дунитах массивов Сейад и Финеро, 8 — в гарцбургитах массивов Сейад и Финеро

лидов из гарцбургитов массива Альберта, что соответствует данным Я. Мак-Грегора и А.Р. Базу, установивших, что центральная часть массива слагается наименее измененными и слабо деформированными их фациями [330]. Содержание окисного железа в аксессуарных хромшпинелидах из дунитов и гарцбургитов перечисленных массивов обычно невелико и колеблется от 2 до 6 мас.%, что составляет от 0,2 до 1,2 атома в элементарной ячейке и характеризует величину отношения количества окисного железа к сумме трехвалентных окислов от 2 до 10%.

По данным микронзондовых анализов, полученных Дж. Мельпасом и Д.Ф. Стронгом (рис. 25), можно судить о вариациях состава аксессуарных хромшпинелидов, содержащихся в ультрабазитах офиолитового комплекса, распространенного в западной части о-ва Ньюфаундленд, и в интрузивных дунитовых мантийных диапирах, встречающихся на востоке острова. Выявлена четкая прямая зависимость содержания хрома от железистости пород. Обращает на себя внимание довольно необычная деталь — хромшпинелиды из дунитов содержат хрома меньше, чем хромшпинелиды из гарцбургитов. Последняя разновидность характеризуется весьма широкими вариациями содержания хрома (вплоть до 61% Cr_2O_3) и алюминия (от 8 до 34% Al_2O_3). Для шпинелей из дунитов характерно более высокое содержание окисного железа (5—6%), в гарцбургитах оно чаще всего составляет лишь около 1,5% [331].

Приводим краткое резюме из работы Дж. Мельпаса и Д.Ф. Стронга, имеющее непосредственное отношение к вопросу состава аксессуарных хромшпинелидов в главных типах пород.



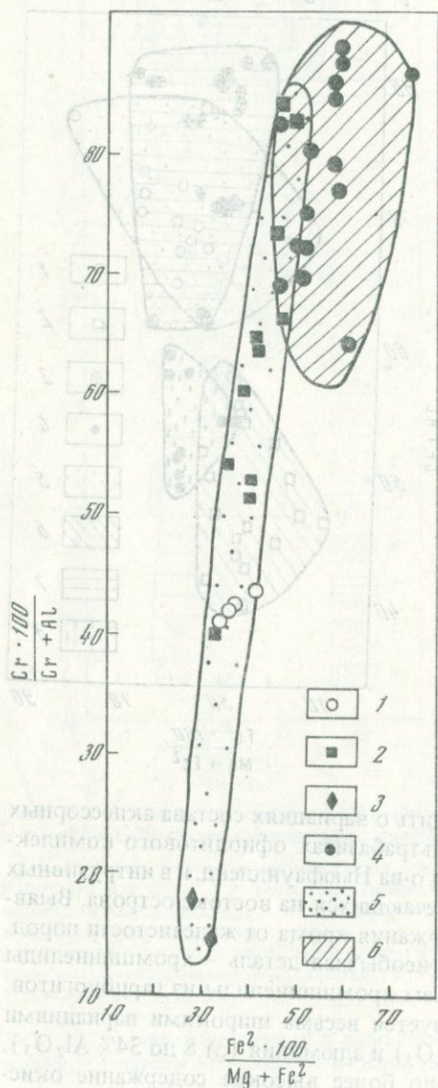


Рис. 25

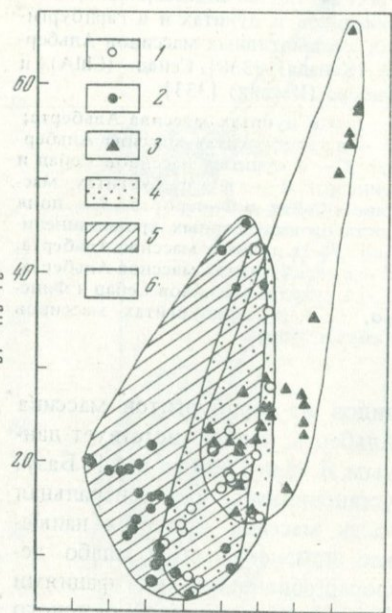
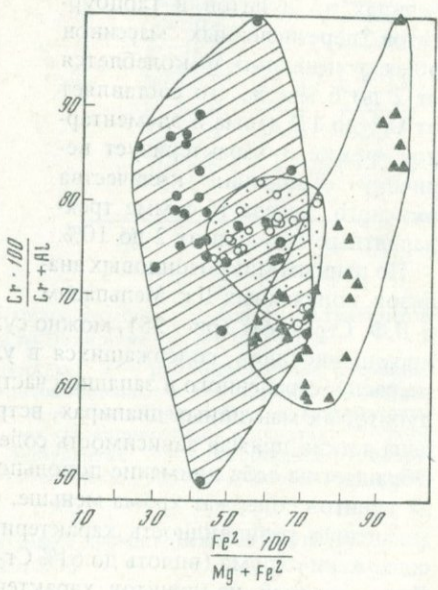


Рис. 26



Лерцолиты, входящие в состав ультраосновного комплекса Бей-оф-Айлендс, содержат оливин, клинопироксен, ортопироксен, зеленую шпинель-цейлонит, бурую роговую обманку, флогопит и небольшое количество корунда. Они образуют базальную серию и располагаются в основании стратиграфической колонки офиолитового комплекса. Оценка равновесия сосуществующих клинопироксенов, ортопироксенов и оливинов с цейлонитом позволила определить температуру образования лерцолитов в 1100°C и величину равновесного давления в 20 кбар, т.е. несомненно мантийное их происхождение [331].

Гарцбургиты, покрывающие лерцолиты, слагают основную массу ультраосновных пород. Минеральная ассоциация этих пород представлена оливином, ортопироксеном и красной хромистой шпинелью. Количество дунитовых жил последовательно возрастает в верхней части разреза по гарцбургитам; в свою очередь, энстатитовые жилы представляют обычное явление в нижней части гарцбургитового разреза. Выше гарцбургитов располагается зона почти мономинеральных дунитов с мощностью около 350 км. Контакт их с гарцбургитами постепенный, однако характеризуется наличием здесь линз клинопироксенитов и четкообразных тел коричневого хромита. На протяжении всей дунитовой зоны встречается рассеянная редкая вкрапленность хромита. В верхней части зоны дуниты содержат плагиоклаз и переслаиваются с норитами, троктолитами и анортозитами критической зоны [321]. Еще выше располагаются габбро и диабазы.

Таким образом, дуниты, располагающиеся стратиграфически выше зоны гарцбургитов, в нашем понимании отвечают положению ультрабазитов, входящих в состав дунит-клинопироксенитовой ассоциации или формации. Это предопределяет низкохромистый состав содержащихся в них хромшпинелидов, такой же, как в метасоматических дунитах, встречающихся в виде шпиров среди гарцбургитов Хабаровинского и некоторых других массивов дунит-гарцбургитовой формации Урала. Что касается присутствия в гарцбургитах, входящих в состав офиолитового комплекса Бей-оф-Айлендс в западной части о-ва Ньюфаундленд, высокохромистых хромшпинелидов, то, по-видимому, они принадлежат к фациям энстатизированных дунитов, а не настоящих интрузивных гарцбургитов. В пользу этого свидетельствует весьма стабильная и типичная для шпинели из дунитовых фаций их железистость — около 40%, в то время как в типичных

Рис. 25. Состав аксессуарных хромшпинелидов из альпинотипных и мантийных диапиров ультрабазитов острова Ньюфаундленд [332]

1 — из дунитов; 2 — из гарцбургитов; 3 — из базальных лерцолитов, 4 — из мантийных дунитовых диапиров; 5, 6 — поля составов хромшпинелидов: 5 — из ультрабазитов офиолитовых комплексов западной части о-ва Ньюфаундленд, 6 — из дунитов интрузивного мантийного диапира Гандер-Ривер, восточная часть о-ва Ньюфаундленд

Рис. 26. Состав хромшпинелидов из дунитов и связанных с ними хромитов Платиноносного пояса Урала и из дунитов Аляски [15, 99, 128, 142, 260, 289]

1 — аксессуарные хромшпинелиды в дунитах Платиноносного пояса Урала; 2 — рудообразующие хромшпинелиды из шпиров хромитов в дунитах Платиноносного пояса Урала; 3 — аксессуарные хромшпинелиды в дунитах Аляски; 4—6 — поля составов хромшпинелидов

Таблица 37

Состав аксессуарных (силикатный анализ) и околорудных метасоматических (PCMA) хромшпинелидов из ультраосновных пород Сарановского массива (в мас. %)

Компонент	Аксессуарный				Околорудный			
	18-68	147-68	82-68	92-68	7123-1	7123-2	7127-1	7127-2
	[168]				[139]			
SiO ₂	1,46	4,28	1,63	1,70	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
TiO ₂	1,71	1,20	0,54	0,97	"	"	"	"
Al ₂ O ₃	11,54	10,46	14,53	13,12	17,29	17,57	17,03	17,22
Cr ₂ O ₃	40,21	29,09	37,92	37,25	45,14	45,10	44,53	44,31
Fe ₂ O ₃	2,16	15,45	13,36	13,23	8,25	8,20	7,81	8,42
FeO	33,63	28,37	21,76	25,15	12,36	12,87	14,86	15,17
MnO	0,44	0,69	0,26	0,43	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
MgO	7,58	8,18	9,42	7,38	13,95	13,87	12,17	12,16
NiO	0,20	0,18	0,15	0,13	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
CoO	0,18	0,19	0,10	0,11	"	"	"	"
V ₂ O ₅	0,28	0,28	0,16	0,23	"	"	"	"
Сумма	99,39	98,37	99,83	99,84	96,99	97,61	96,40	97,28
Число катионов в элементарной ячейке								
Al	3,94	4,58	4,94	4,48	5,24	5,30	5,26	5,24
Cr	9,20	8,53	8,25	8,58	9,19	9,14	9,09	9,23
Fe ³⁺	2,86	2,89	2,81	2,94	1,57	1,56	1,65	1,53
Fe ²⁺	5,21	5,40	4,73	5,48	2,67	2,74	3,30	3,25
Mg	2,79	2,60	3,27	2,52	5,33	5,26	4,70	4,75
Расчетные параметры								
100 Fe/(Mg + Fe ²⁺)	65,12	67,50	59,12	68,50	33,37	34,25	41,25	40,62
100 Cr/(Cr + Al)	70,01	65,06	62,54	65,69	63,68	63,29	63,34	63,78
100 Fe ³⁺ /(Cr + Al + Fe ³⁺)	17,87	18,06	17,56	18,37	9,83	9,77	9,61	10,31
a ₀ (Å)	8,309	8,300	8,292	8,303	8,248	8,246	8,250	8,250

гарцбургитах она составляет лишь 30% (см. рис. 25), что кстати было отмечено и авторами работы [321].

Рассмотрим состав хромшпинелидов в дунитах Платиноносного пояса Урала, ультраосновные массивы которого принадлежат к дунит-клинопироксенитовой формации. В целом рудообразующие хромшпинелиды характеризуются более магнезиальным составом по сравнению с аксессуарным [15, 26, 99, 142, 259, 260] (рис. 26). Наблюдаются также весьма широкие вариации окисного железа в аксессуарных хромшпинелидах — от 8 до 45% среди суммы трехвалентных окислов (в молекулярном исчислении). Эта особенность, объективно свидетельствующая в пользу окончательного их формирования в условиях более высокого парциального давления кислорода, принципиально отличает их от аналогичных хромшпинелидов из мантийных дунитов, принадлежащих к дунит-гарцбургитовой формации Урала, содержащих минимальное количество окисного железа. Соотношение хрома и алюминия в рудообразующих хромшпинелидах в рудах вкрапленного типа также колеблется в широких пределах, что определяется существенным влиянием вторичных метасоматических процессов. При этом наименее измененные разновидности рудообразующих хромшпинелидов обладают железистостью от 35 до 40%, а доля окисного железа в них среди трехвалентных окислов составляет около 20%, т.е. весьма значительна.

Наиболее близким аналогом зональных дунит-клинопироксенитовых массивов Платиноносного пояса Урала являются зональные массивы Аляски, детально описанные Х.П. Тейлором и Дж. А. Ноблом [239]. Содержащиеся в дунитах этих массивов аксессуарные хромшпинелиды были изучены М.Л. Бердом и А.Л. Кларком [289] (рис. 26). Для них характерна аномально высокая железистость — (от 55 до 97%) и постоянное высокое содержание окисного железа, доля которого среди трехвалентных окислов меняется от 7 до 65%. В последнем случае мы имеем дело уже с типичными хромагнетитами или ишкулитами, обладающими промежуточным составом между хромитом и магнетитом, отличающимся относительной стабильностью [248]. Наблюдается достаточно четкая зависимость между величиной железистости в таких хромшпинелидах и долей окисного железа, что определяется увеличением содержания в них нормативной магнетитовой составляющей.

Состав аксессуарных и рудообразующих хромшпинелидов из Сарановского и Мало-Ашкинского ультраосновных массивов стратиформного типа, находящихся на западном склоне Среднего Урала, представлен в табл. 37–39. Выполненные с помощью микрозонда анализы хромшпинелидов вместе с ранее выполненными Н.В. Павловым и И.И. Григорьевой силикатными анализами аксессуарных хромшпинелидов [168] позволяют наметить достаточно ясную картину вариаций их состава.

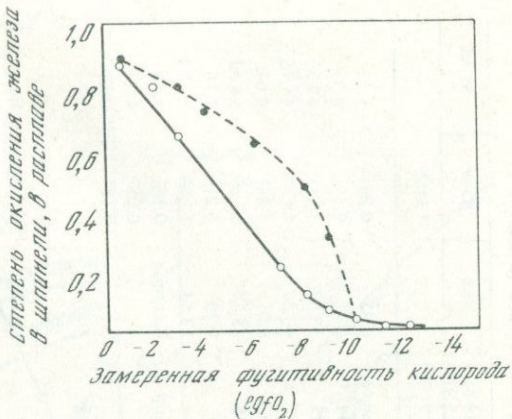
В околорудных дунито-гарцбургитах выделяются два различных типа хромшпинелидов: 1) аксессуарный, характеризующийся относительно повышенной железистостью, порядка 60–70%, и относительно высокой долей окисного железа — около 3 атомов из 16, приходящихся на трехвалентные окислы, и 2) рудообразующий — метасоматический, образующийся в приконтактных перидотитах, близ рудных тел, обладающий значительно более магнезиальным составом: железистость его колеблется

Таблица 38

Состав аксессуарных хромшпинелидов из ультраосновных пород Мало-Ашкинского массива по данным РСМА (в мас. %)

Компонент	7025-1	7025-2	7031-1	7031-2	7031-3	7037-1	7037-2	7037-3
TiO ₂	2,80	2,37	6,31	2,52	5,20	3,17	2,35	2,89
Al ₂ O ₃	7,89	8,07	6,06	6,10	7,36	10,57	12,42	10,26
Cr ₂ O ₃ *	30,76	31,62	24,58	26,12	27,33	32,56	34,09	32,81
Fe ₂ O ₃	25,40	25,25	23,95	28,25	22,20	15,50	15,65	16,60
FeO	24,70	24,15	34,35	24,70	33,80	32,90	28,75	32,50
MnO	2,93	2,86	2,64	2,77	2,50	1,44	1,02	1,37
MgO	5,14	5,16	0,64	0,77	0,69	0,66	3,59	0,78
Сумма	99,62	99,48	98,53	96,23	99,08	96,80	97,87	97,21
Число катионов в элементарной ячейке								
Ti	1,18	1,01	2,80	1,13	2,27	1,40	0,98	1,26
Al	2,59	2,65	2,13	2,18	2,56	3,65	4,12	3,54
Cr	6,89	7,02	5,75	6,25	6,30	7,55	7,59	7,56
Fe ³⁺	5,36	5,32	5,32	6,44	4,87	3,40	3,31	3,64
Fe ²⁺	5,39	5,33	7,21	7,02	7,20	7,40	6,36	7,36
Mn	0,64	0,63	0,55	0,66	0,54	0,32	0,22	0,32
Mg	1,97	2,04	0,23	0,32	0,26	0,27	1,42	0,32
Расчетные параметры								
100Fe ²⁺ /(Mg + Fe ²⁺)	75,38	74,50	97,00	96,00	96,75	96,62	82,25	96,00
100Cr ₂ O ₃ /(Cr ₂ O ₃ + Al ₂ O ₃)	72,67	72,59	72,96	74,13	71,10	67,41	64,81	68,10
100Fe ₂ O ₃ /(Cr ₂ O ₃ + Al ₂ O ₃ + Fe ₂ O ₃)	36,14	35,43	40,32	43,28	35,46	23,32	22,02	24,70
a ₀ (Å)	8,321	8,320	8,330	8,336	8,323	8,303	8,290	8,305

Рис. 27. Соотношение степени окисления железа в базальтовом расплаве (нижняя кривая) и в кристаллизующейся шпинели (верхняя кривая) с замеренной величиной фугитивности кислорода ($-\lg f_{O_2}$) при $T = 1200^\circ C$ [318]



от 33 до 41%; а доля окисного железа среди трехвалентных окислов обычно составляет около 10%, что в 2 раза меньше, чем в аксессуарных хромшпинелидах [139, 84–86]. Вполне естественно, что такой магнезиальный хромшпинелид, образующийся в ультраосновных породах в процессе диффузионного метасоматоза около хромитовых тел, неравновесен с оливином гарцбургитов или дунито-гарцбургитов, что подтвердилось при расчете температур их равновесия на основе использования термометра Е.Д. Джексона [322].

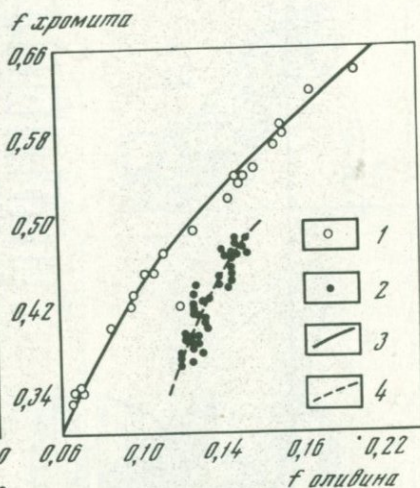
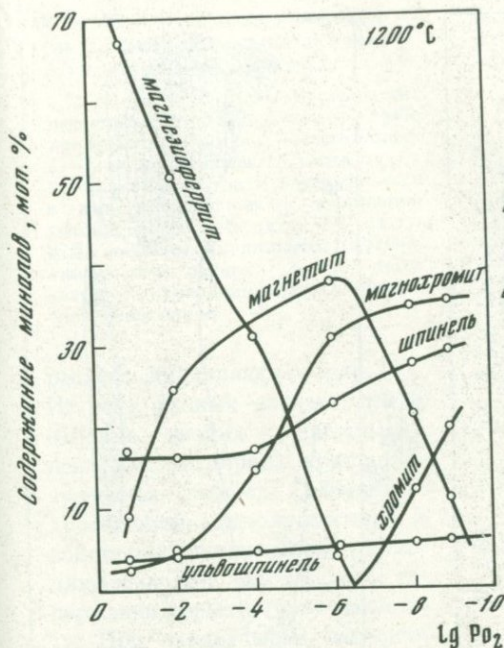
Проведенными нами исследованиями был установлен необычайно железистый состав аксессуарных хромшпинелидов в гарцбургитах и дунитах Мало-Ашкинского массива (табл. 38). Кроме высокого содержания окисного и закисного железа, хромшпинелиды характеризуются также аномально высоким содержанием титана (от 2,3 до 6,3% TiO_2) и марганца (1–3% MnO). Отмечено очень низкое содержание магния и алюминия: в некоторых образцах изученных хромшпинелидов содержание магния, в пересчете на окись, составляет всего лишь 0,6–0,8%, а количество глинозема снижается до 6%. Содержание алюминия в хромшпинелидах находится в прямой зависимости от содержания его во вмещающих породах: в хромистой шпинели из малоглиноземистых дунитов оно составляет 6–9% Al_2O_3 , а их гарцбургитов, обедненных энстатитом, — 10–12,5%. Интересно, что в таких аксессуарных хромшпинелидах из дунитов доля хрома среди трехвалентных окислов за счет метаморфизма, связанного с увеличением содержания окисного железа, может быть даже меньше, чем в шпинели из гарцбургитов.

В отличие от аксессуарных, рудообразующие хромшпинелиды из массивных и густовкрапленных хромитов в дунито-гарцбургитах и гарцбургитах Сарановского и Мало-Ашкинского массивов обладают менее железистым составом (табл. 39) [45]. Содержание окисного и закисного железа в них меньше в 2–2,5 раза, а количество магния в пересчете на окись возрастает до 8–14%. Им свойственно и значительно меньшее содержание титана и марганца, хотя их базальтоидное происхождение, исходя из присутствия в них относительно повышенного количества титана — от 0,7 до 2% в виде твердого раствора ульвошпинели, не вызывает сомнений. В целом по своему составу Мало-Ашкинские рудообразующие хромшпинелиды весьма близки к сарановским, отличаясь лишь несколько более высокой желези-

Таблица 39. Состав рудообразующих хромшпинелидов из Мало-Ашкинского и Сарановского массивов (в мас. %)

Компонент	7045-1	7045-2	7045-3	7045-44	7045-5	7045-6	78-68	83-86	85-68
	Данные автора						[168]		
SiO ₂	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,73	0,88	1,12
TiO ₂	0,72	0,77	0,72	0,82	2,01	1,67	0,51	0,55	0,37
Al ₂ O ₃	17,81	17,72	17,53	17,70	16,96	19,45	18,32	16,29	17,39
Cr ₂ O ₃	39,56	41,01	40,45	40,57	39,99	38,41	46,22	45,68	46,76
Fe ₂ O ₃	11,40	9,75	11,35	8,95	10,85	6,05	5,01	5,98	6,04
FeO	18,10	20,25	17,90	20,75	17,25	22,35	15,24	17,69	14,83
MnO	0,27	0,28	0,28	0,30	0,50	0,44	0,19	0,21	0,16
MgO	10,86	9,62	11,06	9,05	12,07	8,26	13,54	12,09	13,83
NiO	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,15	0,18
CoO	"	"	"	"	"	"	"	0,05	0,05
V ₂ O ₅	"	"	"	"	"	"	0,17	0,18	0,16
Сумма	98,72	99,40	99,29	99,04	99,63	99,63			
Число катионов в элементарной ячейке									
Ti	0,28	0,31	0,27	0,31	0,77	0,67	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Al	5,43	5,40	5,32	5,49	5,09	6,06	5,68	5,27	5,46
Cr	8,09	8,40	8,22	8,43	8,06	8,06	9,34	9,50	9,33
Fe ³⁺	2,20	1,89	2,19	1,77	2,08	1,21	0,98	1,23	1,21
Fe ²⁺	3,83	4,30	3,78	4,47	3,51	4,76	3,07	3,53	3,02
Mn	0,06	0,06	0,06	0,06	0,10	0,09	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Mg	4,10	3,73	4,16	3,47	4,39	3,15	4,93	4,47	4,98
Расчетные параметры									
100Fe ²⁺ /(Mg + Fe ²⁺)	48,62	54,50	48,00	56,62	45,12	60,62	38,37	44,12	37,75
100Cr ₂ O ₃ /(Cr ₂ O ₃ + Al ₂ O ₃)	59,83	60,86	60,70	60,56	61,29	57,08	62,18	64,31	63,08
100Fe ₂ O ₃ /(Cr ₂ O ₃ + Al ₂ O ₃ + Fe ₂ O ₃)	13,99	12,05	13,92	11,28	13,66	7,89	6,12	7,69	7,56
a ₀ (Å)	8,252	8,255	8,254	8,256	8,255	8,245	8,268	8,277	8,272

Примечание. Анализы автора из Мало-Ашкинского массива выполнены с помощью микрозонда, анализы [168] из Сарановского массива – с помощью обычной методики химического анализа.



Р и с. 28. Состав кристаллизующейся шпинели в базальтах при различном парциальном давлении кислорода

Р и с. 29. Соотношение железистости сосуществующих оливинов и хромшпинелидов в базальтах вулкана Килауэа, Гавайские острова (США) [305] и о-ва Гуам, Марианские острова (США) [349]

1 — данные анализов минералов из гавайских базальтов; 2 — то же, из базальтов о-ва Гуам; 3 — кривая изменения железистости оливинов и хромшпинелидов в гавайских базальтах; 4 — кривая изменения железистости оливинов и хромитов в базальтах о-ва Гуам

стостью и низкой хромистостью. Вследствие закономерного уменьшения содержания алюминия по мере увеличения железистости в элементарной ячейке аксессуарных хромшпинелидов наблюдается некоторое увеличение отношения $Cr/(Cr + Al)$ по сравнению с рудообразующими.

Рассмотрим также вопрос о составе хромшпинелидов в базальтах и в содержащихся в них ультраосновных включениях, поскольку вулканы базальтоидного состава и пикриты, а также их туфы, распространенные на западном склоне Урала, содержат хромистую шпинель, обладающую весьма широкими вариациями по содержанию хрома, алюминия, окисного и закисного железа, а также магния. Однако, прежде чем детально рассматривать вариации их состава, целесообразно хотя бы кратко рассмотреть вопрос об устойчивости и условиях кристаллизации шпинели в базальтовом расплаве.

На основе проведенных экспериментальных исследований при температуре $1200^{\circ}C$ определяющей константой для кристаллизации шпинели

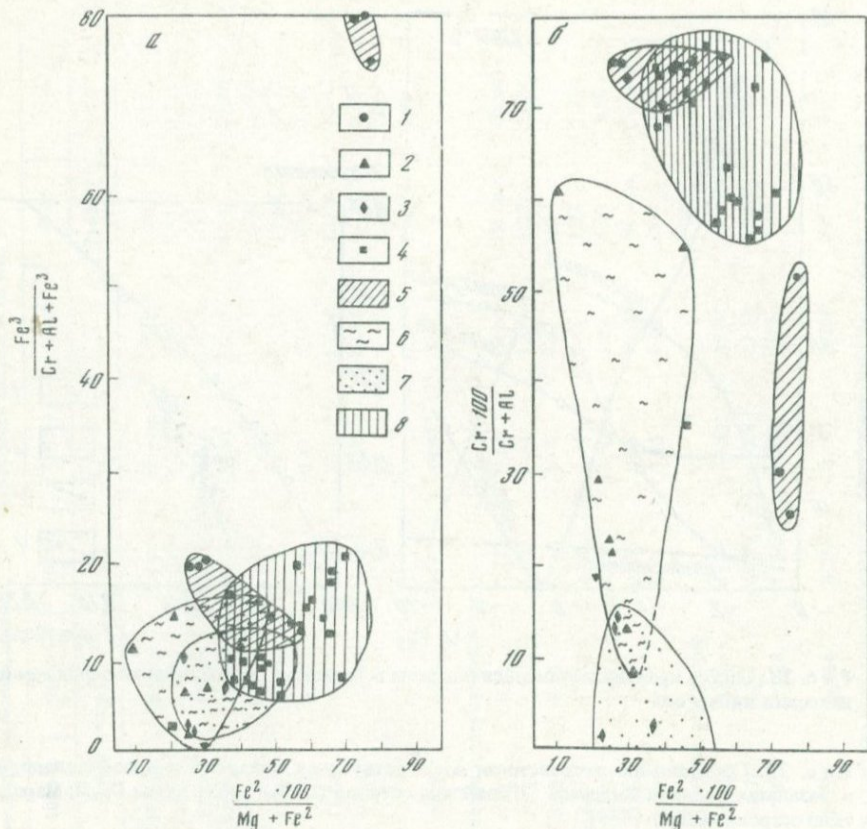


Рис. 36. Состав акцессорных хромшпинелидов из базальтов различных регионов
 1 — из базальтов вулкана Толбачик [52]; 2 — из нодулей в базальтах различных регионов мира [346]; 3 — из включений в базальтах Минусинской впадины [54]; 4 — из базальтов о-ва Гуам [349]; 5—8 — поля составов хромшпинелидов из перечисленных пород

из расплава является парциальное давление или фугитивность кислорода [318]. Хотя шпинель может образовываться в пределах достаточно широких вариаций фугитивности кислорода — от 1 до 10 ($-\lg f_{O_2}$), подавляющее большинство природных шпинелей Cr—Ar ряда образуется в условиях относительно низкой величины парциального давления кислорода — от $1 \cdot 10^{-10}$ до $1 \cdot 10^{-8}$ атм [320, 321]. Замеренная фугитивность кислорода над расплавом в диапазоне умеренной и повышенной степеней окисления железа всегда значительно выше, чем фиксируемая непосредственно для шпинели (рис. 27). Эта разница нередко составляет 2,5—3 порядка за счет присутствия в составе шпинели миналов $MgAl_2O_4$ и $MgCr_2O_4$, обладающих значительно меньшей величиной фугитивности кислорода при их диссоциации при той же температуре [11, 12, 98].

На основе проанализированных и приведенных в [318] составов шпинелей нами рассчитано изменение содержания в шпинелях главных мине-

Рис. 31. Состав хромшпинелидов из ультраосновных и основных вулканитов на западном склоне Урала

1 — из пикритовых порфиритов, метапикритов и канбонатитов района д. Промысла и пос. Теплой Горы; 2 — из вулканитов д. Семеновки; 3 — из вулканитов и содержащихся в них ультраосновных включений массива горы Благодать; 4 — из туфов щелочных вулканитов Красновишерского района; 5—8 — поля составов хромшпинелидов из перечисленных пород

ральных составляющих (рис. 28). Из этих данных следует, что в области низких парциальных давлений кислорода кристаллизующаяся шпинель обогащена хромитовой, магнохромитовой и собственно шпинелевой составляющими при минимальном содержании нормативного магнетита. При парциальном давлении кислорода, соответствующем $1 \cdot 10^{-6}$ атм, содержание магнетитовой составляющей в шпинели максимально и достигает 37%. В случае еще более высокой фугтивности кислорода наблюдается резкое увеличение содержания магнезиоферрита — 68% при относительном уменьшении количества нормативного магнетита и других миналов. Содержание в шпинелях шпинелевого и ультрашпинелевого миналов почти не зависит от парциального давления кислорода, хотя общая тенденция уменьшения их количества с увеличением давления кислорода над расплавом и кристаллизующейся из него шпинелью определенно намечается.

На основе анализа экспериментальных данных можно считать установленным, что хромистая шпинель может кристаллизоваться не только из ультраосновных, но и из основных расплавов. В пользу этого свидетельствует и обширный химико-аналитический материал по составу хромшпинелидов из базальтов Гавайских островов, о-ва Гуам в Тихом океане, а также из основных по составу вулканитов Камчатки. Поскольку раство-

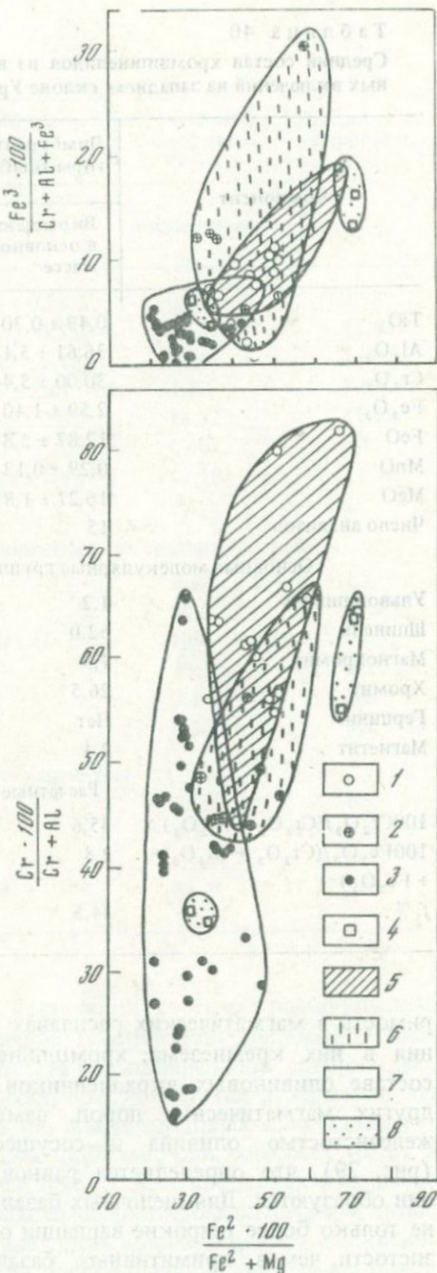


Таблица 40

Средний состав хромшпинелидов из вулканитов и содержащихся в них ксеногенных включений на западном склоне Урала по данным РСМА (в мас. %)

Компонент	Лимбургиты горы Благодать	Ксеногенные включения лимбургитов горы Благодать	
	Вкрапленники в основной массе	пикритовых порфиритов	лерцолитов
TiO ₂	0,49 ± 0,30	1,60 ± 1,50	0,13 ± 0,12
Al ₂ O ₃	36,61 ± 5,12	29,65 ± 6,54	46,16 ± 3,77
Cr ₂ O ₃	30,00 ± 5,44	32,80 ± 4,88	21,48 ± 3,70
Fe ₂ O ₃	2,59 ± 1,40	6,12 ± 4,60	1,83 ± 1,74
FeO	12,87 ± 2,87	16,40 ± 2,94	12,18 ± 1,78
MnO	0,29 ± 0,13	0,31 ± 0,20	0,16 ± 0,05
MgO	16,27 ± 1,81	13,93 ± 1,61	17,48 ± 1,38
Число анализов	15	15	29
Основные молекулярные группировки (по средним данным)			
Ульвошпинель	1,2	3,6	0,3
Шпинель	62,0	51,3	71,8
Магнохромит	7,9	10,7	Нет
Хромит	26,5	27,6	23,4
Герцинит	Нет	Нет	3,0
Магнетит	2,4	6,8	1,5
Расчетные параметры			
100Cr ₂ O ₃ / (Cr ₂ O ₃ + Al ₂ O ₃)	35,6	42,8	23,9
100Fe ₂ O ₃ / (Cr ₂ O ₃ + Al ₂ O ₃ + Fe ₂ O ₃)	2,8	7,4	2,0
f, %	34,5	47,4	31,2

римость в магматических расплавах резко падает с увеличением содержания в них кремнезема, хромшпинелиды обычно фиксируются лишь в составе оливиновых вкрапленников. Для базальтов, так же как и для других магматических пород, намечается прямая зависимость между железистостью оливина и сосуществующего с ним хромшпинелида (рис. 29), что определяется равновесием их с расплавом, из которого они образуются. Для щелочных базальтов Гавайских островов характерны не только более широкие вариации оливинов и хромшпинелидов по железистости, чем в "примитивных" базальтах Марианских островов, что определяется более широким температурным интервалом их совместной кристаллизации. При этом в базальтах Гавайских островов с оливином равновесна несколько более железистая по составу шпинель, чем в базальтах о-ва Гуам; что, вероятно, объясняется несколько различными условиями их кристаллизации, включая фугитивность кислорода.

Сводная диаграмма состава хромшпинелидов из базальтов различных

Ксеногенные включения лимбургитов горы Благодать		Лимбургиты, участок Семеновский	Пикритовые порфириты, р. Куся	Пикритовые порфириты, пос. Теплая Гора
гарцбургитов	дунитов или кимберлитов	вкрапленники		
0,25	0,18 ± 0,10	1,68 ± 0,74	0,16	0,68
31,54	22,00 ± 4,71	23,64 ± 5,51	35,20	16,40
36,51	44,00 ± 2,05	37,25 ± 6,18	28,54	45,59
2,30	3,10 ± 0,80	6,18 ± 2,88	4,72	7,69
0,03	12,00 ± 1,79	17,10 ± 2,62	18,22	17,01
0,08	0,19 ± 0,07	0,43 ± 0,22	0,46	0,22
17,32	15,30 ± 1,27	12,82 ± 2,13	12,28	11,39
2	10	11	2	6
Основные молекулярные группировки (по средним данным)				
0,5	0,4	3,9	0,3	1,7
54,6	42,5	43,4	54,0	31,1
21,4	27,2	16,0	Нет	23,6
21,0	26,8	29,3	33,3	34,4
Нет	Нет	Нет	7,1	Нет
2,5	3,1	7,4	5,3	9,2
Расчетные параметры				
43,7	56,0	51,1	35,3	65,1
2,5	3,6	7,7	5,3	9,4
28,2	35,3	50,2	51,2	54,3

регионов приводится на рис. 30. Различия в составе хромшпинелидов в основном определяются их различной генетической природой, а также степенью изменения. Что касается состава хромшпинелидов, содержащихся непосредственно в базальтах, то в различных продуктах извержения вулкана Толбачик — в лавах, в бомбах и в плагиоклазовых кристаллах в лапилли состав хромшпинелидов весьма стабилен: они содержат от 45 до 48,5% трехоксида хрома [52]. Кроме того, в этих продуктах извержений встречаются и более поздние по происхождению хромсодержащие титаномагнетиты, содержащие до 10% титана, очень много окисного и закисного железа и до 7% хрома. Как видно на представленной диаграмме, присутствие значительных количеств окисного железа и низкая глиноземистость — характерные черты шпинелей из базальтов. Шпинели из лерцолитовых включений, преобладающие в ксенолитах ультраосновного состава среди базальтов [54, 283, 360], всегда характеризуются высокоглиноземистым составом и содержат минимальное количество титана и окисного железа.

Рассмотрим полученные нами данные по составу шпинелей из ультраосновных и основных вулканитов на западном склоне Урала. Наиболее хромистые по составу шпинели, содержащие до 45–48% трехоксида хрома, отмечаются в высокомагнезиальных пикритовых порфиритах в районе пос. Теплой Горы. Они характеризуются несколько повышенной железистостью, которая обычно составляет 45–60%, и постоянно содержат заметную примесь окисного железа, доля которого среди трехвалентных окислов обычно колеблется от 8 до 18%. Для метаморфизованных разновидностей пикритовых порфиритов характерна менее хромистая шпинель, содержащая 35–40% Cr_2O_3 (рис. 31). В целом для хромшпинелидов из пикритов свойственно умеренное содержание титана, которое обычно колеблется от 0,5 до 1%.

Весьма близкие по составу хромшпинелиды встречаются в лимбургитах Семеновского массива. Как в самих вулканитах, так и в содержащихся в них хромшпинелидах отмечается повышенное содержание титана, столь характерное для продуктов глубинной щелочной оливин-базальтовой магмы. Очень широкий диапазон колебаний содержаний хрома и алюминия отмечается в лимбургитах массива горы Благодать. Такие колебания определяются тем, что здесь встречаются многочисленные ксенолиты лерцолитов, содержащие шпинель существенно глиноземистого состава. В туфах субщелочных вулканитов Красновишерского района встречаются хромшпинелиды с аномально высокой железистостью — около 70%, содержащие также повышенное количество окисного железа. Средний химический состав хромшпинелидов из вулканитов и содержащихся в них ксеногенных включений на западном склоне Урала приводится в табл. 40.

Итак, хромшпинелиды в различных породах обладают достаточно специфичным составом, что позволяет их достаточно надежно использовать для определения типа пород и степени метаморфизма.

ГРАНАТ

Минералы группы граната пиральспитового ряда, содержащие в основном нормативный пироп и альмандин, характеризуют принадлежность вмещающих ультраосновных и основных пород к весьма глубинным фациям, формирующимся при давлениях не менее 15 кбар, а чаще всего 20 кбар и выше. Согласно экспериментальным данным Д.Х. Грина и А.Э. Рингвуда, при 1100°С гранат становится устойчивой фазой в базальтах при давлении свыше 13,5 кбар, а в диапазоне от 14,6 до 18–20 кбар минеральная ассоциация характеризуется сосуществованием в качестве главных фаз граната, пироксена и плагиоклаза [59]. В соответствии с экспериментами Я.Д. Мак-Грегора граница между гранатовыми и шпинелевыми перидотитами почти прямолинейна: при 1000°С она определяется давлением в 22 кбар, а при 1600°С — 32 кбар [329]. В области температур около 900°С и давлений от 15 до 20 кбар отмечается область сосуществования гранатов и высокоглиноземистых шпинелей лерцолитового типа [336]. Присутствие пироп-альмандиновых гранатов с высоким содержанием нормативного пироба в алмазоносных кимберлитах и мантийных эклогитах однозначно свидетельствует в пользу существенного влияния давления при формировании гранатов подобного состава, сопровождается уменьшением пара-

CaO, мас. %

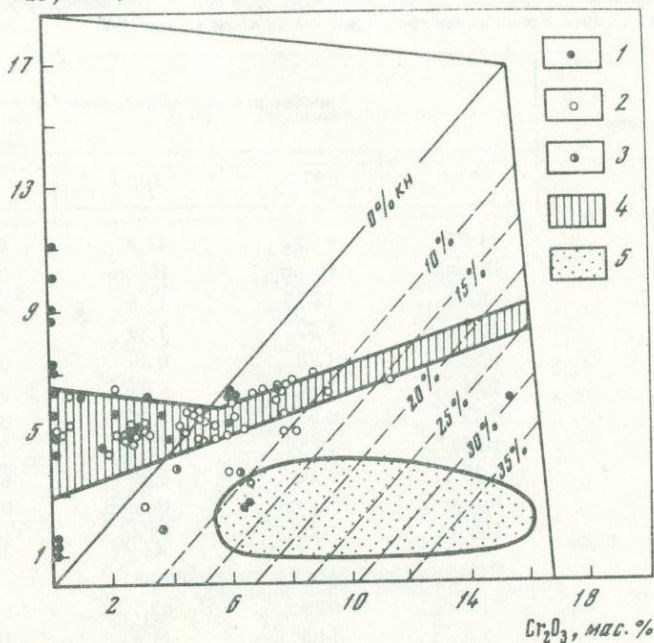


Рис. 32. Состав хромсодержащих гранатов из такатинских отложений Красновишерского района на западном склоне Урала

1—3 — данные по составам гранатов: 1 — полученные автором, 2 — [254], 3 — [225]; 4 — поля составов гранатов лерцолитового парагенезиса; 5 — поля составов гранатов из алмазонасных кимберлитов [223]

метров его кристаллической решетки и увеличением содержания в них нормативного пирропа.

Н.В. Соболев на основе обобщения большого фактического материала показал, что одной из важных особенностей генетического типа магнезиально-железистых гранатов является содержание в нем кальциевого компонента [222]. Малокальциевые гранаты встречаются в разнообразных кислых породах, включая гранулиты, плагиогнейсы и кремнистые сланцы. Гранаты с существенным содержанием кальция (от 10 до 17%) характерны для ультраосновных пород мантийных эклогитов, встречающихся наиболее часто в виде включений в кимберлитах. Гранаты с высоким содержанием кальция (более 17%) встречаются среди метаморфических эклогитов, включая дистеновые, диопсид-плагиоклазовых пород и амфиболитов. Подобное разделение вполне актуально и для Урала, точнее, западного его склона, где различные генетические типы граната присутствуют в составе ксеногенных включений в дайках субщелочных вулканитов и пикритовых порфиритов.

Для целей термо- и особенно барометрии первостепенное значение имеет изучение состава магнезиально-железистых и магнезиальных гранатов с относительно высоким содержанием нормативного пирропа, которые, в свою очередь, подразделяются на хромистые и бесхромистые.

Таблица 41

Состав хромистых гранатов из пород такатинской свиты Красновишерского района западного склона Урала по микрозондовым данным (в мас. %)

Компонент	Кимберлитовый парагенезис			
	97-1	97-2	100-1	796
SiO ₂	41,92	41,92	41,92	42,13
TiO ₂	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,31
Al ₂ O ₃	18,52	18,33	17,01	16,43
Cr ₂ O ₃	6,13	5,99	7,59	10,18
Fe ₂ O ₃	0,96	1,28	0,80	0,80
FeO	7,54	7,18	5,68	5,25
MnO	0,39	0,39	0,26	0,44
MgO	18,57	18,74	18,90	20,72
CaO	6,30	6,30	6,30	6,06
Na ₂ O	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,08
Сумма	100,33	100,13	98,46	102,40
Основные минеральные группировки				
Пироп	63,6	63,9	62,7	57,0
Альмандин	15,4	14,5	11,8	10,1
Гроссуляр	Нет	Нет	Нет	Нет
Андрадит	2,6	3,5	2,3	1,7
Спессартин	0,9	0,9	0,4	0,8
Уваровит	13,6	12,8	14,6	13,5
Кноррингит	3,9	4,4	8,2	14,8
Скиагит	Нет	Нет	Нет	2,1
Характеристики				
Mg-компонент	67,5	68,2	70,6	73,3
Ca-компонент	16,4	16,4	16,9	15,4
Cr-компонент	17,5	17,2	7,5	28,7
f, %	20,9	20,6	16,5	14,8
N _{замер.}	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Цвет	Фиолетовый			

Лишь две нормативные группировки — пироповая и кноррингитовая — характерны для гранатов, образующихся в условиях высоких давлений, причем последняя фиксируется лишь в относительно малокальциевых хромистых гранатах, встречающихся наиболее часто в кимберлитах [223]. Бесхромистые существенно магниезальные гранаты с высоким содержанием нормативного пироба обычно характерны для эклогитов мантийного происхождения.

Весьма информативной для оценки состава барофильных хромсодержащих гранатов является предложенная Н.В. Соболевым двухкомпонентная

Кимберлитовый парагенезис	Лерцолитовый парагенезис				
	4-2	1-1	1-2	96-1	96-2
40,43	41,92	42,14	42,35	42,78	42,57
Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
19,09	19,84	18,90	21,35	21,35	21,16
5,84	2,05	3,65	2,77	2,77	2,77
1,10	2,75	2,37	0,96	0,80	0,96
6,00	7,20	5,50	6,25	6,32	6,18
Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,26	0,39	0,26
20,06	19,07	19,90	20,89	20,72	20,72
6,44	5,60	5,60	5,04	5,04	5,04
Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
98,96	98,43	98,06	99,87	100,17	99,66
Основные минеральные группировки					
66,5	69,6	72,7	74,2	73,7	74,0
10,1	15,9	12,8	12,5	12,5	12,6
Нет	2,64	Нет	2,6	3,0	2,6
6,6	6,2	4,0	2,6	2,2	2,6
Нет	Нет	Нет	0,4	0,9	0,4
10,2	5,7	10,6	7,7	7,8	7,8
6,6	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет
Нет	"	"	"	"	"
Характеристики					
71,6	69,5	72,4	74,1	73,7	74,1
16,5	14,7	14,7	12,9	12,9	13,0
16,3	5,9	11,0	7,7	7,8	7,8
14,2	18,5	13,6	16,6	16,7	16,6
1,760	1,754	1,756	1,740	1,740	1,740
Бледно-фиолетовый					

диаграмма, фиксирующая соотношение в них кальция и хрома. Она удобна тем, что позволяет давать количественную оценку содержания нормативного кноррингита, фиксируемого в хромсодержащих гранатах, недосыщенных кальцием. Такого типа диаграмма с нанесенными на нее составами гранатов лерцолитового и кимберлитового происхождения из терригенных пород такатинской свиты на западном склоне Урала представлена на рис. 32. Наибольшее количество проанализированных образцов хромсодержащих гранатов соответствует лерцолитовому парагенезису, характеризующемуся слабой алмазонасностью или даже полным ее

Таблица 42

Состав магнезиально-железистых гранатов из вулканитов западного склона Средне-Урала по микрозондовым данным (в мас. %)

Компонент	Район р. Кусьи					
	Пикритовые порфири-ты					
	44-1	45-1	45-2	48-2	63-2	
SiO ₂	39,36	36,79	37,86	38,50	39,36	
TiO ₂	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	
Al ₂ O ₃	20,59	20,78	20,41	21,35	20,41	
Cr ₂ O ₃			Не обнаружен			
Fe ₂ O ₃	1,40	0,80	1,30	1,00	1,75	
FeO	26,40	32,20	29,00	23,30	25,60	
MnO	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	
MgO	9,20	5,40	3,61	7,38	10,18	
CaO	2,32	1,41	7,67	8,35	1,24	
Na ₂ O			Не обнаружен			
Сумма	99,27	97,36	99,75	99,59	98,74	
		Основные минеральные группировки				
Пироп	36,0	22,3	14,3	27,8	39,8	
Альмандин	57,8	73,7	64,2	50,0	55,0	
Гроссуляр	1,9	1,5	17,7	19,4	Нет	
Андрадит	4,3	2,5	3,8	2,8	3,3	
Спессартин	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	
Скиагит	"	"	"	"	1,9	
		Характеристики				
Mg-компонент	35,8	22,1	14,2	27,7	30,8	
Ca-компонент	6,5	4,1	21,5	22,3	3,4	
Железистость, %	61,7	77,0	81,9	56,9	79,4	
N _{замер.}	1,779	1,788	1,792	1,770	1,772	
Цвет	Розовый	Бледно-розовый		Розовато-сиреневый	Бледно-розовый	

отсутствием. И лишь сравнительно небольшое количество гранатов содержит нормативный кноррингит в количестве 10–15% и вполне аналогичны по составу гранатам из алмазонасных кимберлитов. Ряд оригинальных анализов хромсодержащих гранатов из этих двух парагенезисов приводится в табл. 41.

Низкохромистые и бесхромистые гранаты значительно чаще встречаются в пикритовых порфири-тах и их туфах, чем в лимбургитах. Подавляющее большинство бесхромистых гранатов принадлежит к эклогитовому парагенезису и встречается в составе ксеногенных включений среди вулканитов. Строго говоря, все бесхромистые гранаты в вулканогенных основных и ультраосновных породах относятся к единому эклогитовому типу и по

Компонент	р. Ня		д. Семеновка		гора Благодать	
	Туфы пикритовых порфири-тов		Лимбургиты			
	62-1	62-2	9-19-3	8578-1	89-1	
SiO ₂	37,43	37,65	37,86	36,92	38,63	
TiO ₂	Не опр.	Не опр.	0,25	Не опр.	Не опр.	
Al ₂ O ₃	20,22	19,65	19,65	20,39	21,73	
Cr ₂ O ₃			Не обнаружен			
Fe ₂ O ₃	1,60	0,65	2,71	0,96	0,80	
FeO	34,30	35,00	34,13	32,62	32,19	
MnO	Не опр.	Не опр.	3,74	0,53	1,68	
MgO	5,02	2,70	3,81	1,44	5,50	
CaO	1,47	2,69	0,98	6,74	2,46	
Na ₂ O			Не обнаружен			
Сумма	100,04	98,34	103,13	99,62	103,00	
		Основные минеральные группировки				
Пироп	19,5	11,0	14,6	5,8	20,7	
Альмандин	75,7	81,0	67,6	73,7	68,7	
Гроссуляр	Нет	Нет	Нет	16,6	4,6	
Андрадит	4,3	6,0	2,8	2,9	2,3	
Спессартин	Нет	Нет	8,4	1,0	3,7	
Скиагит	0,5	2,0	6,6	Нет	Нет	
		Характеристики				
Mg-компонент	19,8	11,1	14,7	5,8	20,9	
Ca-компонент	4,1	7,9	2,8	19,5	6,8	
Железистость, %	87,9	79,8	84,9	92,9	77,6	
N _{замер.}	1,791	1,796	Не опр.	Не опр.	1,788	
Цвет	Желтовато-розовый		Грязно-сиреневый	Оранжевый	Бледно-розовый	

химическому их составу, приведенному в табл. 42 и 43, практически не отличаются от типичных гранатов из эклогитов корового происхождения [114]. Единственным и наиболее существенным различием в их составе является содержание кальция, которое колеблется в гранатах из вулканитов, встречающихся на западном склоне Урала, весьма существенно — от 1,5 до 10%. Вычисленные Л.Л. Перчуком приближенные изотермы распределения кальция между гранатом и клинопироксеном позволяют оценить температуру равновесия для гранатов подобного состава амплитудой от 760 до 850°C [176, 177], величина которой, вероятнее всего, определяет температуру наложенного метаморфизма, а не первичной их кристаллизации. При этом более низкие содержания кальция определяют

Таблица 43

Состав гранатов из включений метаморфических коровых эклогитов в лимбургитах и пикритовых порфиритах на западном склоне Урала по микронзондовым данным (в мас. %)

Компонент	Лимбургиты (гора Благодать)				
	436-1	436-2	91-1	91-2	91-3
SiO ₂	38,07	38,72	40,25	40,45	40,15
TiO ₂	0,25	0,25	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Al ₂ O ₃	19,46	20,41	19,44	19,49	22,87
Cr ₂ O ₃	0,15	0,15	Нет	Нет	Нет
Fe ₂ O ₃	3,03	2,56	4,31	4,31	Не опр.
FeO	32,05	22,66	27,30	29,97	29,94
MnO	0,52	0,52	0,54	0,93	0,38
MgO	6,47	9,78	9,25	7,78	8,14
CaO	1,54	2,24	2,20	6,44	1,97
Сумма	101,54	101,29	103,29	99,37	103,40
Основные минеральные группировки					
Пироп	25,2	36,7	34,9	31,1	30,5
Альмандин	63,2	52,2	51,8	48,5	63,2
Гроссуляр	Нет	Нет	Нет	10,7	5,4
Спессартин	0,9	0,9	0,9	1,9	0,9
Андрадит, Ti-андрадит	3,7	5,5	6,0	7,8	Нет
Уваровит	0,5	0,5	Нет	Нет	"
Скиагит	6,5	3,2	6,4	"	"
Характеристики					
Mg-компонент	25,1	36,8	34,9	31,1	30,7
Ca-компонент	4,4	6,1	6,0	18,5	5,3
f, %	73,8	60,9	62,9	61,9	64,0
N _{замер.}	Не опр.	Не опр.	1,786	1,786	1,786
Цвет	Желто-розовый		Оранжевый		Оранжевый

и более низкую температуру температурного равновесия, ограниченную, по Л.Л. Перчуку, экстремумом для распределения кальция между гранатом и клинопироксеном при температуре в 760°С.

Подобные низкокальциевые, но высокохромистые гранаты постоянно присутствуют как в алмазонасных кимберлитах, так и во включениях в алмазах. Судя по высокому содержанию в них нормативного кноррингита и пироба, такие гранаты кристаллизовались в условиях более высокой температуры и особенно давления [218, 224].

Если гранаты из метаморфических эклогитов корового происхождения среди ксеногенных ультраосновных и основных включений в вулканитах западного склона Среднего Урала представляют довольно обычное явление,

Туфобрекчия лимбургитов (д. Семеновка)				Пикритовые порфириды (р. Куся)		
9-19-1	9-19-2	9-49-1	9-49-2	48-2	48-3	8614
38,93	40,21	38,93	38,72	38,50	39,57	37,58
0,25	0,25	0,25	0,25	Не опр.	Не опр.	Не опр.
19,65	20,78	21,35	21,16	21,35	21,54	20,98
Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет
3,51	3,19	Не опр.	0,80	1,00	1,15	1,12
26,94	20,19	27,79	29,82	23,30	20,70	25,08
0,65	0,52	0,52	0,52	Не опр.	Не опр.	2,17
9,45	8,29	6,97	7,49	7,28	8,77	3,63
1,82	9,93	2,52	1,96	8,16	8,35	9,36
101,20	103,36	98,33	100,72	99,59	100,08	99,92
Основные минеральные группировки						
35,7	30,7	28,4	29,0	27,8	33,3	14,2
51,4	42,2	63,2	64,5	50,0	43,9	54,7
Нет	16,9	5,9	1,9	19,4	19,6	23,1
1,4	0,9	0,9	0,9	Нет	Нет	4,7
5,1	9,3	1,5	3,7	2,8	3,2	3,3
Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет
6,4	"	"	"	"	"	"
Характеристики						
35,7	30,5	28,3	29,0	27,7	33,3	14,1
5,0	26,2	7,3	5,5	22,3	22,8	26,2
62,4	58,6	69,5	69,3	64,3	56,9	81,4
Не опр.	Не опр.	1,794	1,794	1,770	1,767	Не опр.
Сиреневый	Бледно-розовый			Бледно-фиолетовый		

то высокопироповые гранаты, идентичные по составу гранатам из мантийных эклогитов, встречаются достаточно редко. Химический состав восьми проанализированных нами зерен таких бесхромистых гранатов из мантийных эклогитовых включений в лимбургитах массива горы Благодать и одного в пикритовых порфиритах в районе р. Куся приводится в табл. 44. Для них всех характерно весьма высокое содержание нормативного пироба — от 45 до 60%. Примерно такое же количество нормативного пироба отмечается и в гранатах — включениях в уральские алмазы [223, 225]. Единственное различие между ними — это явно большее в последних содержаниях натрия (0,1–0,2% против 0,03–0,05%) и меньше в гранатах из включений мантийных эклогитов, находящихся среди

Таблица 44

Состав гранатов из включений мантийных эклогитов в лимбургитах и пикритовых порфиритах на западном склоне Среднего Урала по микрозондовым данным (в мас. %)

Компонент	Лимбургит (гора Благодать)								Пикритовый порфирит (р. Куся)		
	61-1	61-2	63-1	63-2	63-3	63-4	5К-33-1	5К-33-2		48-1	
SiO ₂	41,1	41,1	40,9	40,6	41,5	40,9	39,36	38,93	39,78		
TiO ₂	0,13	0,13	0,18	0,77	0,13	0,13	0,25	0,25	Не опр.		
Al ₂ O ₃	21,9	22,1	21,9	21,4	21,9	21,2	21,54	21,35	22,11		
Fe ₂ O ₃	1,4	1,3	1,7	2,3	1,6	2,3	3,83	3,51	0,15		
FeO	15,0	15,9	14,1	13,6	14,2	13,4	12,50	12,79	25,10		
MnO	0,43	0,30	0,56	0,35	0,58	0,56	0,52	0,52	Не опр.		
CaO	14,6	14,1	15,3	15,9	14,9	15,1	17,08	16,91	11,92		
Na ₂ O	5,6	5,6	5,6	4,9	5,6	5,6	5,6	5,46	0,92		
С у м м а	100,1	100,5	100,2	99,8	100,4	99,2	100,68	99,72	99,98		
			Основные минеральные группировки								
Пирроп	53,6	51,3	54,5	58,3	54,8	56,1	60,0	60,1	45,0		
Альмандин	30,9	33,8	28,1	28,0	29,3	27,8	25,1	25,3	52,8		
Гроссуляр	9,7	10,1	10,4	2,2	9,3	7,6	3,4	3,0	1,8		
Андрадит и Ti-андрадит	4,8	4,4	5,7	10,6	5,3	7,2	10,7	10,7	0,4		
Спессартин	0,9	0,4	1,3	0,9	1,3	1,3	0,8	0,9	Не опр.		
			Характеристики								
Mg-компонент	53,5	51,9	55,5	58,4	54,7	56,0	59,8	59,8	44,8		
Ca-компонент	14,8	14,8	14,6	12,9	14,8	15,0	14,1	13,8	2,4		
f, %	37,3	39,1	35,0	33,0	35,8	34,2	30,4	30,6	54,1		
Цвет			Оранжево-желтый							Желтый	Бледно-фиолетовый

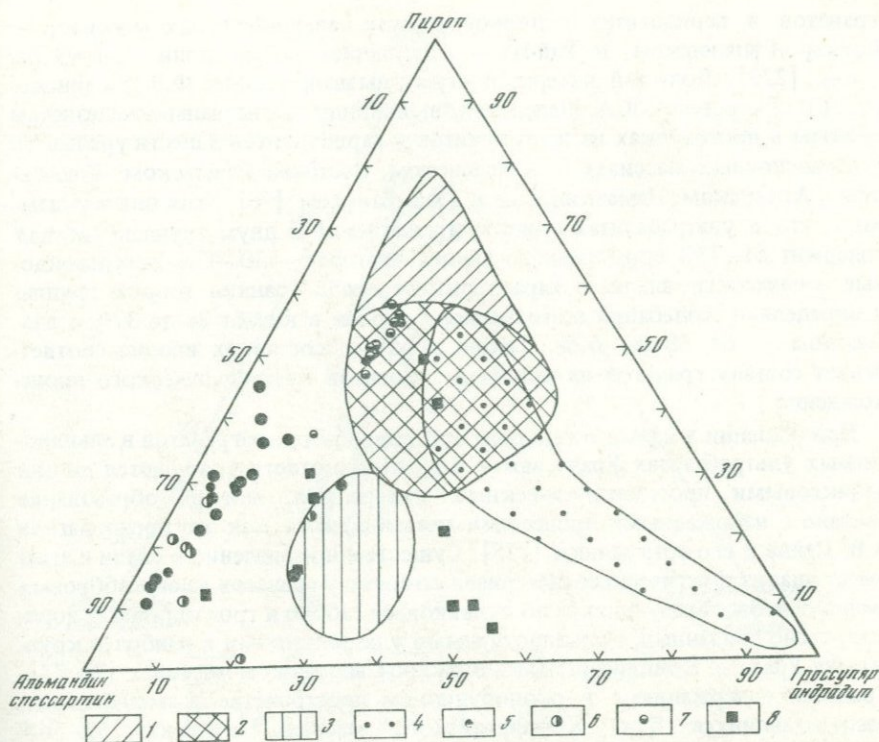


Рис. 33. Состав бесхромистых гранатов во включениях ультраосновных вулканитов Урала и других регионов

1-4 — поля составов гранатов: 1 — из мантийных эклогитов в ультраосновных вулканитах, включая кимберлиты [223], 2 — из включений в уральских алмазах [223, 225], 3 — из включений метаморфических эклогитов в вулканитах [114], 4 — из гроссидитовых включений в кимберлитах Якутии [223]; 5-8 — составы гранатов: 5 — из включений гнейсов в пикритах западного склона Урала, 6 — из аналогичных включений в лимбургитах массива горы Благодать, 7 — из включений мантийных эклогитов в лимбургитах массива горы Благодать, 8 — из эклогитовых включений в ультраосновных вулканитах западного склона Урала [123]

вулканитов западного склона Урала. Обе эти разновидности гранатов из мантийных эклогитов обладают также очень близкими физическими характеристиками: показателем преломления, удельным весом и параметрами элементарной ячейки, что в принципе и предопределяет возможность присутствия алмазов в таких включениях мантийных эклогитов в вулканитах.

Вариации состава низкохромистых и бесхромистых гранатов из различных типов пород, включая и алмазоносные фации, хорошо видны на трехкомпонентной диаграмме, фиксирующей соотношение в них нормативного пироба, альмандинна и спессартина, а также гроссуляра и андрадита (рис. 33).

В альпинотипных ультрабазитах Урала и пространственно связанных с ними габброидах магнезиально-железистые гранаты встречаются весьма редко. По данным С.Ф. Соболева, содержание пироп-альмандинных

гранатов в перидотитах полярноуральских альпинотипных массивов — Войкаро-Сыньинском и Рай-Из — составляет сотые доли грамма на тонну [229]. Большой интерес поэтому вызвали данные Ф.В. Каминского, Л.Д. Лавровой и К.А. Шепелевой, выявивших магнезиально-железистые гранаты в протолочках из проб дунитов и гарбургитов в шести уральских ультраосновных массивах — Алапаевском, Восточно-Тагильском, Ключевском, Атлянском, Намазкинском и Амамбайском [96]. Хотя они и указывают, что в ультрабазитах гранаты принадлежат к двум группам: первая содержит 61–73% нормативного пироба, а вторая — 30–47%, микронзондовые химические анализы характеризуют лишь гранаты второй группы и определяют колебания нормативного пироба в них от 28 до 37%, а алмадинна — от 58 до 63%. Таким образом, состав их вполне соответствует составу гранатов из коровых эклогитов метаморфического происхождения.

При решении вопроса о генетической природе таких гранатов в альпинотипных ультрабазитах Урала важно однозначно ответить, являются ли они реликтовыми протоматматическими минералами, или их образование связано с наложенными процессами метаморфизма, как это предполагали А.В. Пейве и его сотрудники [175]. Существенное значение в связи с этим имеет анализ фактического материала по составу гранатов из апагобуровых амфиболитов, образующихся по оливиновым габбро и троктолитам — породам, тесно связанным с альпинотипными ультрабазитами в наиболее крупных на Урале — Кемпирсайском и Войкаро-Сыньинском массивах [70, 71]. Гранаты, содержащиеся в околобудинном пространстве в амфиболитах, располагающихся близ Кемпирсайского массива, содержат 52–56% нормативного пироба, а в самих будинах — около 30%. В удалении от тектонической зоны будинажа габброиды содержат гранаты еще более железистого состава — около 15% пироба. В гранатовых же амфиболитах по двупироксеновому габбро Войкаро-Сыньинского массива содержание нормативного пироба колеблется от 13 до 28%. Судя по приведенным в [70, 71] геологическим данным, метаморфическая природа таких гранатов не вызывает сомнений: они образуются в начальный этап наложенного метаморфизма амфиболитовой ступени и слагают жилки или щепочки порфиробластов. Ксеногенное метаморфическое происхождение таких гранатов в альпинотипных массивах Урала доказывает практически полная однотипность состава гранатов из альпинотипных ультрабазитов и гранатов из таких амфиболитов и существенное их отличие от высокопиробовых гранатов из включений гранатовых лерцолитов [223, 224] и мегакристов щелочных оливиновых базальтов глубинного происхождения [363], а также гранатовых лерцолитов корневых зон [303]. Это подтверждается также практически полным отсутствием в проанализированных гранатах хрома и аномально низким содержанием в них кальция (от 2 до 6%), что не характерно для протоматматических гранатов [96].

Аналогичные по составу гранаты присутствуют в эклогитоподобных породах, ассоциирующих с альпинотипными ультрабазитами хребта Пекульней, р. Хатырки, горы Красной и в ряде других мест в пределах обширной Анадырско-Корякской складчатой области на Дальнем Востоке [181]. Подавляющее их большинство содержит 30–35% нормативного пироба, хотя встречаются гранаты, содержащие до 50% пиробовой сос-

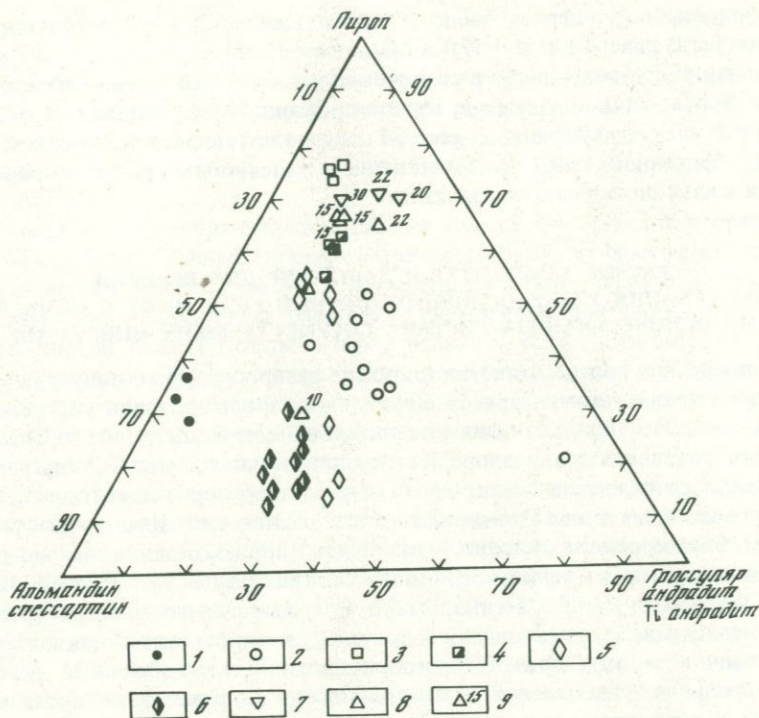


Рис. 34. Состав низкохромистых гранатов в ультраосновных и основных породах Урала и других регионов

1 — в ультрабазитах Алапаевского и Намазкинских массивов на Урале [96]; 2 — в эклогитоподобных породах Усть-Бельского массива на Дальнем Востоке [36, 181]; 3 — в гранатовых лерцолитах массива Альпе-Арами в Западных Альпах [303]; 4 — в мегакристах щелочных оливиновых базальтов Нигерии [363]; 5 — в гранатизированных амфиболитах близ Кемпирсайского массива [71]; 6 — в габбро-амфиболитах с гранатом близ Войкаро-Сынынского массива [70]; 7 — в лерцолитовых включениях в базальтах [336]; 8 — в щелочных оливиновых базальтах [361]; 9 — цифры около треугольников соответствуют величине давления в килобарах при эксперименте

твляющей. Метаморфическое их происхождение, по мнению авторов, во всех случаях не вызывает сомнений.

В заключение краткого обзора по изменению состава граната необходимо коснуться вопроса о связи его химического и компонентного состава с ($P-T$)-условиями его кристаллизации. В случае кристаллизации гранатов в области давлений свыше 15 кбар все они характеризуются существенно пироповым составом — содержание нормативного пиропы в них постоянно превышает 60%, причем слабо изменяется по мере дальнейшего роста давления. Гранаты с содержанием пиропового компонента около 30% образуются в области сравнительно невысоких давлений — около 10 кбар, что наиболее часто отмечается, согласно расчетным данным, при формировании коровых эклогитов метаморфического происхождения [336, 361, 365]. Наблюдается четкая зависимость содержания в гранатах хрома от величины равновесного давления при их кристаллизации. Такая же

зависимость по содержанию в гранатах щелочей, и в первую очередь натрия, была ранее отмечена Н.В. Соболевым [223].

Вариации состава граната в различных типах ультраосновных и основных пород Урала, а также гранатов, кристаллизующихся в условиях переменного давления, представлены на рис. 34 и наглядно свидетельствуют в пользу метаморфогенной природы магнезиально-железистых гранатов, содержащихся в альпинотипных ультрабазитах.

РАСЧЕТ ТЕМПЕРАТУР И ДАВЛЕНИЙ ДЛЯ ВРЕМЕНИ ФОРМИРОВАНИЯ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД И СВЯЗАННЫХ С НИМИ РУД НА ОСНОВЕ АНАЛИЗА СОСТАВА СОСУЩЕСТВУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ

За последние два десятилетия широкое распространение получили методы определения температуры окончательного формирования ультраосновных и основных пород на основе оценки равновесий слагающих их главных пороодообразующих минералов. Для альпинотипных и других ультрабазитов наиболее важное значение имеет изучение оливин-энстатитового, оливин-хромитового и энстатит-диопсидового равновесий. Для оценки температуры формирования эклогитов различного происхождения обычно пользуются данными изучения клинопироксен-гранатовых равновесий. Изменение температуры равновесий связано в первую очередь с перераспределением между минералами магния и железа, а в пироксенах — также хрома и алюминия в октаэдрической координации. Такие обменные реакции в минеральных равновесиях с участием лишь твердых фаз обычно мало зависят от давления.

Рассмотрим более подробно температуру формирования ультрабазитов Урала и некоторых других регионов на основе анализа состава сосуществующих минералов.

Оливин-ортопироксен. Перераспределение магния и железа в сосуществующих оливинах и ромбических пироксенах с целью определения температуры равновесия впервые было использовано Х. Рамбергом и Дж. Деворе [345] и впоследствии детализировано и уточнено А.А. Маракушевым [147]. Но для практических целей и расчета температуры удобнее пользоваться уравнением, выведенным на основе экспериментальных данных А.Н. Сутуриным [233]. Нетрудно подсчитать, что при равной железистости оливина и ортопироксена температура равновесия будет составлять 990°C . В целом же интервал колебаний величины коэффициента распределения Mg и Fe измеряется диапазоном от 0,8 ($\sim 800^{\circ}\text{C}$) до 1,3 ($\sim 1300^{\circ}\text{C}$).

Сравнительно недавно Р.О. Сек предложил диаграмму для определения температуры сосуществующих оливинов и ортопироксенов [347], данные которой вполне сопоставимы с уравнением А.Н. Сутурина в области диапазона температур от 1050 до 1100°C . Что касается более низких и более высоких расчетных температур, то расхождение довольно значительное и величины, полученные по уравнению А.Н. Сутурина лучше сопоставляются с расчетными данными по оливин-хромитовому и ортопироксен-клинопироксеновому термометрам.

Рассмотрим расчетные данные температур для оливин-энстатитовых равновесий в главных типах ультраосновных пород в альпинотипных массивах Урала и некоторых других регионов. В табл. 45 приводятся результа-

ты расчета температуры в энстатитсодержащих дунитах. В большинстве случаев она соответствует диапазону температур до 900 до 1100°С.

Более обширные расчетные данные температуры имеются для оливин-энстатитовых равновесий в гарцбургитах и лерцолитах (табл. 46 и 47). В подавляющем большинстве случаев она составляет величину от 900 до 1100°С и лишь в гранатовых лерцолитах Западных Альп увеличивается до 1150–1200°С.

Полученные нами оригинальные данные по составу оливина и ортопироксена в ультраосновных породах хромитоносной юго-восточной части Кемпирсайского массива позволили рассчитать температуру равновесий (табл. 48). Как и следовало ожидать, определенные для гарцбургитов и дунитов цифры даже несколько ниже величин, установленных для аналогичных пород из других регионов, что, вероятно, связано с более широкими масштабами наложенного метаморфизма. Средняя расчетная величина температуры равновесия составляет здесь лишь 877°С.

Для гарцбургитов реститогенного происхождения из альпинотипных массивов различных регионов весьма характерно определенное соотношение оливина и энстатита. Количество последнего составляет чаще всего величину около 15% [128, 233] в отличие от гарцбургитов из рифтогенных зон океанических областей, где количество ортопироксена в гарцбургитах почти всегда значительно выше (30–35%) [61, 62]. Такое же количество энстатита в гарцбургитах отмечается и во многих стратиформных массивах [322]. Минимальное количество ортопироксена фиксируется в перидотитах, связанных с наиболее глубинными разломами. Напротив, формирование гарцбургитов, существенно обогащенных энстатитом, контролируется разломами меньшей глубины заложения [172]. Таким образом, соотношение оливина и энстатита в гарцбургитах определяется неоднородностью состава верхней мантии. Определенная температура оливин-ортопироксеновых равновесий в дунит-гарцбургитовой формации пород свидетельствует о том, что явления высокотемпературного метаморфизма и перекристаллизации фиксируются чаще всего в дунитах и в высокопироксеновых гарцбургитах. В дунито-гарцбургитах явления перекристаллизации и метаморфической дифференциации выражены в минимальных масштабах. В качестве характерного примера сошлемся на выполненные нами расчеты температур для пород Алапаевского массива по данным анализов Л.Д. Булькина (табл. 49).

Оливин-хромит. Изучение оливин-хромитовых равновесий особенно часто применяется при определении условий формирования альпинотипных ультрабазитов, а также генетически и пространственно связанных с ними хромитовых руд. Температура равновесия оливина и хромшпинелида в породах и рудных скоплениях рассчитывается обычно по уравнению Е.Д. Джексона, которое учитывает не только количество трехвалентных окислов, входящих в состав шпинели, но и величину коэффициента распределения магния и железа между этими сосуществующими минералами [322]. По нашим расчетам, связь K_p с расчетной температурой равновесия обратная, однако зависимость в целом не пропорциональная: в области высоких температур, приближающихся к солидусным, K_p изменяется незначительно и температура равновесия в основном зависит от соотношения хрома и алюминия в хромшпинелидах. При переходе же в область

Таблица 45

Расчет температур оливин-ортопироксеновых равновесий в дунитах альпинотипных ультрабазитов различных регионов

№ образца	Регион	Массив	Оливин		Ортопироксен			T, °C [347]	T, °C [233]	Автор анализов
			X _{Mg}	X _{Fe''}	X _{Mg}	X _{Fe''}	K _p			
2369/300,9	Урал	Алапаевский	0,920	0,080	0,9232	0,0768	1,045	940	1030	[24]
6821	0,9232	0,0768	0,9293	0,0707	1,093	1050	1077	[24]
2291/47,5	0,916	0,084	0,9175	0,0825	1,020	890	1004	[24]
C-193	Восточный Саян	Оспинский	0,918	0,082	0,929	0,071	1,17	1250	1158	[233]
C-237	То же	Улан-Сарь- дагский	0,921	0,079	0,925	0,075	1,06	970	1000	[233]
94254	Новая Зе- ландия	Ред-Хиллс	0,9035	0,0965	0,910	0,090	1,080	1010	1065	[296]
94264	То же	Дун-Маунтин	0,9201	0,0799	0,910	0,090	0,878	650	871	[346]
-	Новая Ка- ледония	Нумея	0,9195	0,0805	0,924	0,076	1,064	980	1049	[346]
-	Северная Ка- ролина, США	Вебстер	0,916	0,084	0,883	0,117	0,692	540	708	[346]
1	Калифорния, США	Сейед	0,916	0,084	0,920	0,080	1,055	969	1039	[333]
1	То же	..	0,916	0,084	0,923	0,077	1,099	1050	1083	..
21	0,913	0,087	0,918	0,082	1,067	965	1052	..
24	0,943	0,057	0,941	0,059	0,964	800	951	..
26	0,940	0,060	0,940	0,060	1,000	865	986	..
26	0,935	0,065	0,936	0,064	1,017	885	1002	..

умеренных температур равновесий (от 600 до 900°С) K_p значительно увеличивается: в дунитах автохтонных альпинотипных массивов Урала и в связанных с ними хромитовых рудах ее величина возрастает в среднем до 12,5, а в ультрабазитах и хромитах аллохтонных альпинотипных массивов (подвергшихся дополнительному тепловому воздействию в связи с их тектоническим перемещением) она увеличивается обычно до 20–25, а иногда достигает даже 50.

Судя по результатам изучения состава сосуществующих минералов и исходя из масс минеральных реагентов, увеличение K_p в породах и рудах происходит принципиально различными путями: в дунитах и гарцбургитах отмечается существенное возрастание железистости акцессорного хромшпинелида при практически стабильном составе оливина, а в густовкрапленных и массивных хромитовых рудах состав хромшпинелида существенно не меняется, но зато существенно падает железистость сосуществующего оливина, количество которого обычно незначительно. В частности, И.И. Чупрыниной и Н.В. Павловым на основе массовых замеров и химико-аналитических данных состава оливина из пород и руд Кемпирсайского массива на Южном Урале было установлено, что в перидотитах Главного рудного поля железистость оливина в среднем составляет 7,9% Fa [264], в пироксеновых дунитах — 7,6%, в дунитах — 7,3%, в бедновкрапленных рудах — 6% и в густовкрапленных хромитах — 3,2%. Впоследствии эти данные были нами подтверждены на более широком материале. Так, на руднике Б. Башарт в массиве Южный Крака в густовкрапленном хромите оливин из включений дунитового серпентинита имеет в составе примерно 3% фаялитовой составляющей, в нодулярных рудах того же рудника, а также в оливине из ксенолитов в рудах месторождения им. Менжинского — 6; 5,5 и 4,5% Fa . В серпентинизированных дунитах, слагающих небольшие шшировидные обособления в массивных хромитах Нижне-Тагильского массива, железистость оливина чаще всего составляет 6%, а в единичных случаях понижается до 4,5%. Аналогичное понижение железистости у микровключения оливина в хромите (до 5% Fa), по микрозондовым данным, было отмечено Г.В. Пинусом и В.В. Велинским в Усть-Бельском ультраосновном массиве на Камчатке [181].

Принципиально различный характер возрастания K_p в породах и рудах хорошо виден на рис. 35. Подобный тип изменения температуры равновесия и соответственно величины K_p отмечается не только в альпинотипных ультрабазитах, но также в дунитах зональных массивов Платиноносного пояса и в целом ряде стратиформных массивов, включая Сарановский на западном склоне Урала. Если железистость оливинов в дунитах и железистость хромшпинелидов в рудах рассматривать как практически стабильные параметры, то представляется возможность воссоздать первичный по составу высокотемпературный оливин-хромитовый парагенезис. Для дунитов и генетически связанных с ними хромитов из ряда ультраосновных массивов Урала и других регионов величина K_p в таких первичных парагенезисах будет примерно равна 7. При этом расчетная температура оливин-хромитовых равновесий в альпинотипных дунитах Урала и в дунитах Платиноносного пояса практически одинакова и составляет 1550–1650°С. Исходная величина K_p для гарцбургитов и лерцолитов из альпинотипных массивов составляет соответственно 5,5 и 4,5, а первичная тем-

Таблица 46

Расчет температур оливин-энстатитовых равновесий в гарцбургитах альпинотипных ультрабазитов различных регионов

№ образца	Регион	Массив	Оливин		Ортопироксен			T, °C [347]	T, °C [233]	Автор анализов
			X _{Mg}	X _{Fe^{II}}	X _{Mg}	X _{Fe^{II}}	K _p			
2291 46-50	Урал	Алапаевский	0,9134	0,0866	0,9175	0,0825	1,054	950	1090	[23]
2291 18-22	"	"	0,9087	0,0913	0,9209	0,0791	1,17	1245	1170	"
2291 85-89	"	"	0,9131	0,0869	0,9192	0,0808	1,083	1040	1070	"
к-713	"	"	0,906	0,094	0,9019	0,0981	0,954	745	940	"
172-63	"	Кемпирсайский	0,9244	0,0756	0,9208	0,0792	0,951	770	930	[170]
1118	"	Войкаро-Сыньинский	0,909	0,091	0,9096	0,0904	1,007	830	990	[205]
1410	"	То же	0,911	0,089	0,9105	0,0895	0,994	810	980	"
2514	"	"	0,906	0,094	0,911	0,089	1,062	960	1020	"
57	"	"	0,908	0,092	0,910	0,090	1,024	880	1010	"
2507	"	"	0,916	0,084	0,910	0,090	0,927	710	920	"
C-194	Восточный Саян	Оспинский	0,926	0,074	0,940	0,060	1,25	1570	1220	[233]
C-126	То же	"	0,921	0,079	0,925	0,075	1,06	970	1000	"
C-252	"	Хара-Нурский	0,917	0,083	0,923	0,077	1,08	1010	1010	"
128	Анадырско-Корякский	Усть-Бельский	0,9052	0,0948	0,9083	0,0917	1,037	910	1020	[181]
168a	То же	В р-не р. Хатырки	0,928	0,072	0,9283	0,0717	1,005	855	990	"
20a	"	Тамватнейский	0,9128	0,0872	0,9244	0,0756	1,168	1240	1140	"
326a	"	Чирынайский	0,9239	0,0761	0,9262	0,0738	1,034	910	1020	"
-	Монголия	Среднее из 4 анализов	0,9203	0,0797	0,9217	0,0783	1,019	885	1000	[180]
F-2a	Северная Италия	Финеро	0,9121	0,0879	0,9185	0,0815	1,086	1020	1070	[303]
F-69	То же	"	0,9151	0,0849	0,9223	0,0777	1,101	1050	1040	"
F-2d	"	"	0,9119	0,0881	0,9187	0,0813	1,092	1035	1080	"
2	Калифорния, США	Сейед	0,910	0,090	0,915	0,085	1,065	960	1050	[333]
37139	Новая Зеландия	Ред-Маунтин	0,9079	0,0921	0,9078	0,0922	0,999	825	985	[350]
37069	То же	"	0,9072	0,0928	0,9079	0,0921	1,008	855	990	"
37014	"	"	0,9093	0,0907	0,9088	0,0912	0,994	815	980	"
37140	"	"	0,9091	0,0909	0,9089	0,0911	0,988	820	980	"
37031	"	"	0,9092	0,0908	0,9089	0,0911	0,996	820	980	"
94329	"	"	0,922	0,078	0,930	0,070	1,124	895	1110	[296]
94316	"	Дун-Маунтин	0,916	0,084	0,907	0,093	0,894	705	890	"
94270	"	Ред-Хиллс	0,9085	0,0915	0,915	0,085	1,084	1020	1070	"

Таблица 47

Расчет температур оливин-энстатитовых равновесий в лерцолитах альпинотипных ультрабазитов различных регионов

№ образца	Регион	Массив	Оливин		Ортопироксен		K_p	$T, ^\circ\text{C}$ [347]	$T, ^\circ\text{C}$ [233]	Автор анали- зов
			X_{Mg}	$X_{\text{Fe}''}$	X_{Mg}	$X_{\text{Fe}''}$				
104	Анадырско-Корякский	Усть-Бельский	0,9044	0,0956	0,9033	0,0967	0,987	790	970	[181]
113	"	"	0,8985	0,1015	0,9046	0,0954	1,071	985	1060	"
110	"	"	0,9119	0,0881	0,9152	0,0848	1,043	920	1030	"
621a	"	Куюльский	0,8988	0,1012	0,8969	0,1031	0,979	780	970	"
621	"	"	0,9168	0,0832	0,9027	0,0973	0,842	605	840	"
557-2	"	Чирынайский	0,8771	0,1229	0,8818	0,1182	1,045	910	1030	"
821-2	"	м. Валижген	0,912	0,088	0,9104	0,0896	0,980	785	970	"
-	Монголия	Среднее из 14 анализов	0,8858	0,1142	0,8858	0,1142	1,000	790	940	[180]
A-2a	Швейцария	Альпе Арами	0,8984	0,1016	0,9133	0,0867	1,191	1290	1180	[303]
F-16a	"	(Гранатовые лерцолиты)	0,9087	0,0913	0,9204	0,0796	1,162	1240	1150	"
F-16b	"	То же	0,9073	0,0927	0,9166	0,0834	1,123	1115	1110	"
F-16c	"	"	0,8949	0,1051	0,9006	0,0994	1,064	950	1050	"
F-52c	"	"	0,8956	0,1044	0,9136	0,0864	1,233	1410	1230	"
F-56	"	"	0,9027	0,0973	0,9117	0,0883	1,113	1090	1100	"
2	Северная Италия	Финеро	0,912	0,088	0,913	0,087	1,013	870	1000	[333]
5в	То же	"	0,812	0,188	0,826	0,174	1,099	1000	1090	"
6А	"	"	0,869	0,131	0,875	0,125	1,055	910	1040	"
6В	"	"	0,869	0,131	0,876	0,124	1,065	935	1050	"
8А	"	"	0,914	0,086	0,919	0,081	1,068	975	1050	"
8В	"	"	0,913	0,087	0,919	0,081	1,081	980	1070	"
9	"	"	0,912	0,088	0,917	0,083	1,066	975	1050	"
9	"	"	0,913	0,087	0,918	0,082	1,067	975	1050	"
В-1в	"	Бальмуция	0,898	0,102	0,9052	0,0948	1,085	1000	1070	[303]
В-3в	"	"	0,9009	0,0991	0,9007	0,0993	0,998	810	980	"
В-3с	"	"	0,8955	0,1045	0,8986	0,1014	1,034	885	1020	"
F-58	"	"	0,8975	0,1025	0,9017	0,0983	1,048	925	1030	"
F-62	"	"	0,8989	0,1011	0,9032	0,0968	1,049	925	1030	"
ВА-1в	"	Бальдисеро	0,8974	0,1026	0,9013	0,0987	1,044	915	1030	"
ВА-3в	"	"	0,8986	0,1014	0,9021	0,0979	1,040	905	1020	"
ВА-4в	"	"	0,9036	0,0964	0,908	0,092	1,053	930	1040	"
Ва-1	"	"	0,8966	0,1034	0,9026	0,0974	1,069	980	1050	"
F-66	"	"	0,9014	0,0986	0,9052	0,0948	1,044	920	1030	"
Г-67	"	"	0,8974	0,1026	0,9035	0,0965	1,070	1000	1055	"
LA-3в	"	Ланцо	0,8940	0,1060	0,9008	0,0992	1,077	990	1060	"
744-в	"	"	0,9041	0,0959	0,9075	0,0925	1,041	925	1025	"
869	"	"	0,8934	0,1066	0,8964	0,1036	1,032	880	1020	"
889	"	"	0,8905	0,1095	0,8967	0,1033	1,067	975	1050	"
F-72	"	"	0,8950	0,1050	0,899	0,101	1,044	920	1030	"
F-73в	"	"	0,8965	0,1035	0,9014	0,0986	1,055	940	1040	"

Т а б л и ц а 48

Расчет температур оливин-ортопироксеновых равновесий в ультрабазитах Кемпирейского массива

№ образца	Вмещающая порода	Количество энстатита, %	Оливин		Энстатит		K_p	$T, ^\circ\text{C} [233]$
			X_{Mg}	$X_{\text{Fe}''}$	X_{Mg}	$X_{\text{Fe}''}$		
8148-1	Оливинизированный гарцбургит	2,3	0,931	0,069	0,924	0,076	0,900	890
8148-2	То же	2,3	0,927	0,073	0,92	0,08	0,914	900
8148-3	"	2,3	0,932	0,068	0,924	0,076	0,888	880
7966-1	Дунито-гарцбургит	7,7	0,918	0,082	0,908	0,092	0,88	870
7966-2	"	7,7	0,925	0,075	0,905	0,095	0,773	780
7966-3	"	7,7	0,923	0,077	0,911	0,089	0,846	840
8143-1	Дунит с вторичным энстатитом	20,1	0,917	0,083	0,918	0,082	1,010	1000
8143-2	То же	20,1	0,919	0,081	0,92	0,08	1,010	1000
8143-3	"	20,1	0,92	0,08	0,919	0,081	0,990	975
7984-1	Гарцбургит с вторичным энстатитом	26,6	0,927	0,073	0,903	0,097	0,736	750
7984-2	То же	26,6	0,925	0,075	0,902	0,098	0,747	755
7984-3	"	26,6	0,925	0,075	0,903	0,097	0,757	760
7074-1	Полосчатый дунит с вторичным энстатитом	36,6	0,912	0,088	0,900	0,100	0,864	860
7974-2	То же	36,6	0,914	0,086	0,902	0,098	0,876	870
7974-3	"	36,6	0,912	0,088	0,897	0,103	0,844	840
7981-1	Гарцбургит с вторичным энстатитом	46,8	0,917	0,083	0,913	0,087	0,953	940
7981-2	То же	46,8	0,912	0,088	0,91	0,09	0,970	960
7981-3	"	46,8	0,917	0,083	0,911	0,089	0,927	920

температура равновесий — соответственно около 1300 и 1200°С. Величина K_p в сосуществующих оливинах и хромшпинелидах существенно зависит от содержания глинозема в последних [354] (рис. 36). Поэтому в перцолитах, где всегда отмечается существенно глиноземистый состав шпинели, даже для температур равновесий около 700°, $K_p \leq 7$.

Имеющийся в настоящее время обширный фактический материал по расчетам K_p в ультраосновных массивах Урала других регионов вполне подтверждает приведенные выше данные. В частности, минимальная расчетная величина K_p в дунитах Кемпирсайского массива составляет 7,2 [170]. В аналогичных породах Войкаро-Сыньинского массива на Полярном Урале она составляет 7,7, а в гарцбургитах — 5,8 [204]. В гарцбургитах массивов Крака $K_p = 4,6$ [167]. В гарцбургитах альпинотипного массива Тари-Мисака в Японии величина K_p в среднем равна 5,05 [284], а в дунитах альпинотипного массива Минсока-Белт в Японии — 6,3 [285]. В гарцбургитах мантийного происхождения в районе Ньюлендс-Майн в Южной Африке K_p для магния и железа в равновесной оливин-хромитовой ассоциации составляет 6,7 [298], а в существенно магниезильных перидотитовых коматититах массива Белингви в Зимбабве — 6,7 [338]. Средняя величина K_p в равновесных включениях оливинов и хромитов в алмазах из кимберлитов Якутии в среднем равна 7,25 [224].

Аналогичная картина наблюдается для оливин-хромитовых парагенезисов в рудах: в нодулярных, наименее метаморфизованных хромитах, генетически связанных с дунитами в Кемпирсайском и Войкаро-Сыньинском массивах, величина K_p соответственно составляет 9,4 и 5,6 [168, 203]; в хромитовых рудах из зоны *H* массива Стиллуотер в США она составляет минимальную величину — около 5,85 [322] или даже опускается до 4,5 [304].

Весьма близкие значения K_p для первичных высокотемпературных оливин-хромитовых парагенезисов мы получим исходя из линейной ее зависимости — при учете соотношения хрома и алюминия или содержания глинозема в шпинелях из пород ряда дунит-базальт. Так, если принять за исходную величину $K_p = 7$ в дунитах из альпинотипных массивов и $K_p = 3,2$ в закаленных базальтах [305], то коэффициент распределения магния и железа для оливин-хромитовой ассоциации в гарцбургитах с содержанием глинозема в хрошпинелидах около 30 мас.% составляет 5,5, а в перцолитах, содержащих в составе шпинели около 44% глинозема, K_p уменьшается до 4,4.

Рассмотрим с учетом этих данных расчетную величину температуры равновесия оливин-хромитового парагенезиса в ультраосновных породах и рудах из ряда массивов Урала, принадлежащих к различным формационным типам и обладающих разнообразным происхождением. Альпинотипные ультрабазиты по условиям своего залегания подразделяются на автохтонные и аллохтонные. Последние обычно слагаются более измененными фациями пород, претерпевшими, помимо регрессивного этапа, включая массовую серпентинизацию, и прогрессивный региональный метаморфизм, связанный в первую очередь с тектоническим этапом их окончательного становления.

Типичным примером автохтонных ультрабазитов и связанных с ними хромитовых руд является юго-восточная часть Кемпирсайского массива

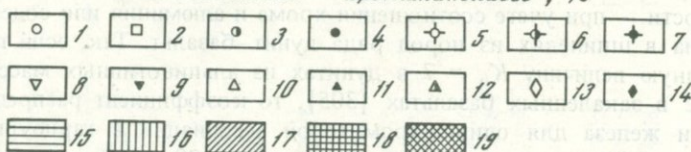
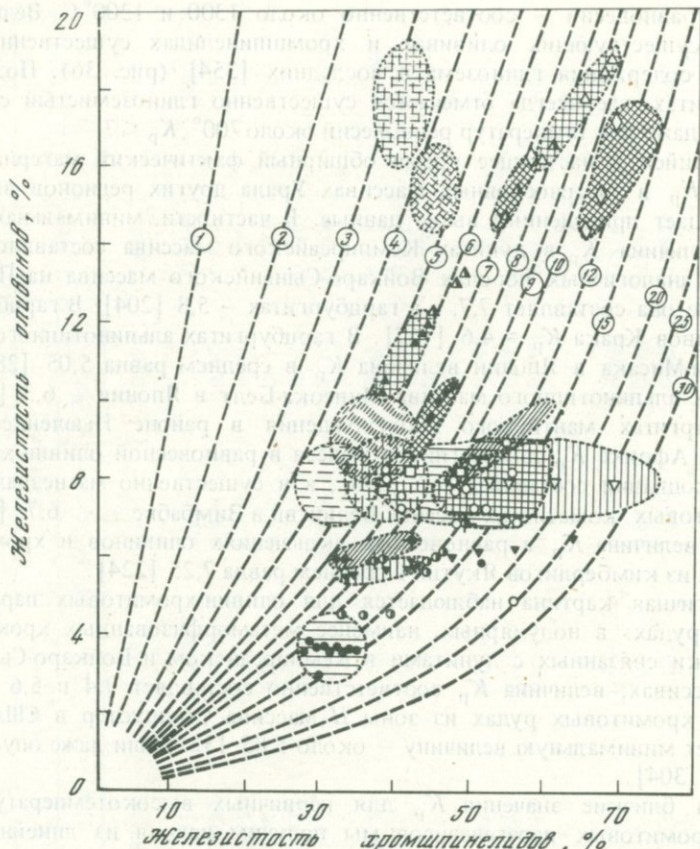


Рис. 35. Соотношение железистости сосуществующих оливинов и хромшпинелидов в гипербазитах и хромитах различных формационных типов

1, 2 – породы автохтонных альпинотипных массивов Урала: 1 – дуниты, 2 – гарцбургиты; 3, 4 – хромитовые руды из дунитов альпинотипных массивов: 3 – средне- и бедновкрапленные, 4 – густовкрапленные и сплошные; 5 – дуниты аллохтонных альпинотипных массивов Урала; 6, 7 – руды из дунитов этих массивов: 6 – средне-вкрапленные, 7 – густовкрапленные и сплошные; 8 – дуниты Нижне-Тагильского массива Платиноносного пояса Урала; 9 – густовкрапленные и сплошные руды из дунитов этого массива; 10 – гарцбургиты Сарановского массива стратиформного типа; 11, 12 – хромитовые руды из гарцбургитов этого массива: 11 – густо-, 12 – средне-вкрапленные; 13, 14 – средне- и густовкрапленные хромиты в гарцбургитах и ортопироксенах стратиформного массива Стиллуотер, США [322]; 13 – зона H, 14 – зона G; 15–19 – поля равновесных составов оливинов и хромитов: 15 – для автохтонных альпинотипных массивов Урала, 16 – для гипербазитов и хромитов из массивов Платиноносного пояса Урала; 17 – для аллохтонных альпинотипных массивов Урала; 18 – для гарцбургитов и хромитов Сарановского стратиформного массива; 19 – для гипербазитов и хромитов стратиформного массива Стиллуотер

Сплошная штриховка – для полей реальных составов сосуществующих оливин-хромитовых пар, пунктирная – для предполагаемых первичных ассоциаций, сформировавшихся в условиях сухого солидуса; пунктирные кривые обозначают величину K_p в сосуществующих хромшпинелидах и оливинах

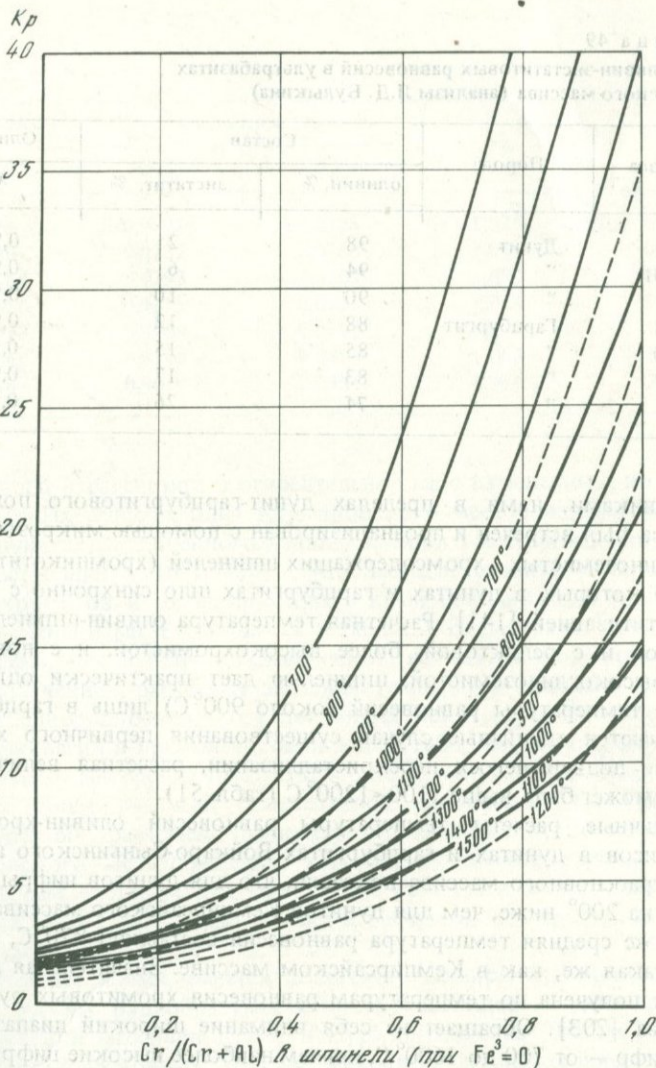


Рис. 36. Соотношение хромистости шпинелей с величиной K_p между сосуществующими шпинелями и оливинами для различных расчетных температур равновесий [354]

Сплошные линии — по данным автора, пунктир — по видоизмененной диаграмме Д.М. Штроха [354]

[108, 210]. В дунитах из этого массива расчетная температура оливин-хромитовых равновесий в среднем составляет около 1000°C , а в генетически связанных с ними хромитовых рудах — несколько более 800° [138, 168, 170, 264]. В гарьбургитах температура равновесия этих минералов обычно равна 850° (табл. 50). Эти цифры практически совпадают с величинами, рассчитанными автором [134] и Е.П. Царицыным [259] для лунит-гарьбургитовой формации Урала в целом. В дальнейшем после детальных исследований, проведенных на этом массиве Н.В. Павловым

Расчет оливин-энстатитовых равновесий в ультрабазитах
Алапаевского массива (анализы Л.Д. Булькина)

№ образца	Порода	Состав		Оливин	
		оливин, %	энстатит, %	X_{Mg}	
2291/47	Дунит	98	2	0,916	
2369/301	"	94	6	0,920	
6821	"	90	10	0,9232	
2291/48	Гарцбургит	88	12	0,9134	
2291/20	"	85	15	0,9187	
2291/87	"	83	17	0,9131	
K-713	"	74	26	0,906	

с сотрудниками, нами в пределах дунит-гарцбургитового полосчатого комплекса был встречен и проанализирован с помощью микрозонда класс высокоглиноземистых хромсодержащих шпинелей (хромпикотитов), образование которых в дунитах и гарцбургитах шло синхронно с наложенной энстатитизацией [141]. Расчетная температура оливин-шпинелевых парагенезисов и с реликтовой, более высокохромистой, и с новообразованной, высокоглиноземистой, шпинелью дает практически одинаковые расчетные температуры равновесий (около 900°C) лишь в гарцбургитах, где отмечаются единичные случаи существования первичного хромшпинелида, не подвергшегося перекристаллизации, расчетная величина температуры может быть выше 1100–1200°C (табл. 51).

Аналогичные расчеты температуры равновесий оливин-хромитовых парагенезисов в дунитах и гарцбургитах Войкаро-Сыньинского аллохтонного ультраосновного массива показали, что для дунитов цифры постоянно почти на 200° ниже, чем для дунитов Кемпирсайского массива. В гарцбургитах же средняя температура равновесия составляет 870°C, т.е. практически такая же, как в Кемпирсайском массиве. Значительная информация была получена по температурам равновесия хромитовых руд из этого массива [203]. Обращает на себя внимание широкий диапазон полученных цифр — от 700 до 1600°C, причем наиболее высокие цифры обычно фиксируются для нодулярных руд, а наиболее низкие — для убоговкрапленных руд, находящихся среди войкаритов. В среднем же расчетная температура равновесия в рудах этого массива составляет около 980°C.

Значительное количество расчетных данных по оливин-хромитовым парагенезисам было получено для пород и руд Алапаевского ультраосновного массива на Среднем Урале. Хотя этот массив и принадлежит к числу альпидных, северо-восточная его часть, где располагаются Вкрапленное и Малокаменное месторождения хромитов, претерпела наложенный метаморфизм в связи с внедрением габброидов и слогаается более железистыми фациями вторичных дунитов, верлитов и клинопироксенитов, образующихся по первичному субстрату существенно гарцбургитового состава. Выполненные нами по результатам анализов минералов, полученных Л.Д. Булькиным, расчетные данные для температур равновесия оливин-

Оливин	Ортопироксен		K_p	$T, ^\circ C$ [233]
	X_{Fe}	X_{Mg}		
0,084	0,9175	0,0825	1,020	890
0,080	0,9232	0,0768	1,045	940
0,0768	0,9293	0,0707	1,093	1050
0,0866	0,9175	0,0825	1,054	950
0,0913	0,9209	0,0791	1,170	1245
0,0869	0,9192	0,0808	1,083	1040
0,094	0,9019	0,0981	0,954	745

хромитового парагенезиса в относительно слабо измененных, но перекристаллизованных дунитах близ Курмановского месторождения и в околорудных дунитах Вкрапленного и Малокаменного месторождений соответственно составляют 1110 и 900°C. Аналогичные анализы в основном для рудных хромитов и ассоциирующих с ними оливинов для этого массива были получены нами и приводятся в табл. 52. Несмотря на то что Алапаевский массив, как и Войкаро-Сыньинский, находится в аллохтонном залегании, полученные расчетные значения температур обладают значительно большей однородностью, хотя тенденция некоторого понижения температур равновесий в приконтактной зоне с габброидами определяется достаточно четко. Интересно отметить, что не только сами породы, но и руды обладают более высокой температурой равновесия. Так, по данным 10 определений, расчетная температура равновесия в хромитовых рудах Курмановского месторождения, характеризующегося наиболее высококачественным составом руд (более 55% Cr_2O_3), в среднем определяется величиной 1150°C, т.е. очень близка к расчетной температуре вмещающих их дунитов.

В настоящее время имеется достаточно обширный фактический материал по составу рудообразующих хромшпинелидов из ряда хромитовых месторождений массивов Крака и Нуралинского на Южном Урале. Хотя оба эти ультраосновных массива находятся в аллохтонном залегании, связанные пространственно и генетически с ними хромиты обладают высокомагнезиальным составом. Из приведенных в табл. 53 расчетных данных по оливин-хромитовой парагенетической ассоциации следует, что температура их равновесий в месторождениях, генетически связанных с дунитами и гарцбургитами, отвечает интервалу в основном от 1150 до 1250°C, т.е. даже несколько выше, чем в рудных обособлениях из Кемпирсайского и Войкаро-Сыньинского массивов. Во всех месторождениях хромитов, генетически связанных с дунитами, оливин обладает более магнезиальным составом, чем в самих дунитах. Это определяется частичным перераспределением магния и железа в силикатной и рудной частях хромитов в процессе их высокотемпературного метаморфизма. Интересно, что во всех случаях выполненное нами оптическое определение состава оливина

Таблица 50

Состав и расчетная температура равновесия оливина и хромшпинелида в породах и рудах Кемпирсайского массива на Южном Урале [170]

Вмещающая порода	Оливин		Хромшпинелид	
	X_{Mg}	$X_{Fe''}$	X_{Mg}	$X_{Fe''}$
	Акцессорный хромшпинелид			
Дунит	0,927	0,073	0,59	0,41
	0,927	0,073	0,481	0,519
	0,927	0,073	0,495	0,505
	0,93	0,07	0,516	0,484
	0,927	0,073	0,591	0,409
	0,922	0,078	0,521	0,479
	0,924	0,076	0,59	0,41
	0,919	0,081	0,612	0,388
	0,918	0,082	0,444	0,556
	0,93	0,07	0,437	0,563
	0,93	0,07	0,451	0,549
	0,922	0,078	0,509	0,491
	Гарцбургит	0,911	0,089	0,411
0,915		0,085	0,485	0,515
0,918		0,082	0,609	0,381
0,918		0,082	0,58	0,42
0,918		0,082	0,516	0,484
	Рудообразующий хромшпинелид			
Дунит шпировый в руде	0,915	0,085	0,486	0,514
	0,943	0,057	0,522	0,478
Дунит со струйчатым обособлением хромшпинелидов	0,942	0,058	0,557	0,443
	0,939	0,061	0,544	0,456
Среднекрапленая руда	0,938	0,062	0,533	0,467
	0,940	0,060	0,614	0,386
Тонкополосчатая руда	0,954	0,046	0,639	0,361
	0,954	0,046	0,666	0,334
Вкрапленно-нодулярная руда	0,940	0,060	0,625	0,375
	0,940	0,060	0,484	0,516
Густоокрапленая руда	0,963	0,037	0,679	0,321
	0,963	0,037	0,654	0,346
	0,963	0,037	0,676	0,324
Сплошная массивная руда	0,963	0,037	0,676	0,324
	0,963	0,037	0,700	0,300

в концентратах из высокохромистых руд дает весьма стабильные показатели его преломления для N_m от 1,659 до 1,664*, что свидетельствует о колебаниях железистости от 3,7 до 6% Fe. Лишь в рудах, связанных с гарцбургитами, преобладающий показатель преломления оливина N_m равен

* В иммерсии производилось определение N_g' и N_p' , а на их основе рассчитывалась истинная величина N_m , равная $(N_g' + N_p')/2$.

Хромшпинелид			K_p	$T, ^\circ C$	$T_{cp}, ^\circ C$
Y_{Cr}	Y_{Al}	$Y_{Fe''}$			
Акцессорный хромшпинелид					
0,749	0,223	0,028	8,82	940	990
0,633	0,345	0,022	13,70	720	
0,607	0,363	0,030	12,96	720	
0,689	0,288	0,023	12,56	780	
0,760	0,226	0,014	8,79	940	
0,769	0,201	0,030	10,85	920	
0,741	0,223	0,028	8,45	1020	
0,782	0,211	0,007	7,18	1160	
0,707	0,218	0,075	14,02	1090	
0,819	0,144	0,037	17,12	1090	
0,772	0,193	0,035	16,07	1063	
0,782	0,174	0,044	11,42	1295	
0,725	0,216	0,059	14,56	1075	
0,580	0,391	0,029	11,38	980	850
0,492	0,496	0,012	7,19	910	
0,410	0,562	0,028	8,11	780	
0,524	0,460	0,016	10,50	740	820
Рудообразующий хромшпинелид					
0,580	0,391	0,029	11,38	980	
0,776	0,180	0,044	15,15	750	
0,770	0,186	0,044	12,92	800	
0,725	0,239	0,036	12,90	770	
0,738	0,215	0,047	13,26	780	
0,817	0,167	0,016	9,85	980	
0,794	0,169	0,037	11,72	790	
0,803	0,177	0,020	10,40	1110	
0,836	0,114	0,050	9,40	980	
0,809	0,174	0,017	16,70	750	
0,797	0,174	0,029	12,30	730	
0,778	0,206	0,016	13,77	680	
0,798	0,172	0,030	12,47	730	
0,796	0,179	0,025	11,15	750	

1,668, что соответствует его железистости порядка 8% фаялитовой составляющей.

Аналогичные расчеты температур оливин-хромитовых равновесий в ультрабазитах из ряда альпинотипных массивов других регионов свидетельствуют о том же порядке цифр. Так, в дунитах Оспинского массива в Восточной Сибири расчетная температура в среднем $965^\circ C$, в гарцбургитах

Таблица 51

Состав и расчетная температура равновесий оливина и хромита в ультраосновных породах Кемпирсайского массива по данным РСМА

№ образца	Вмещающая порода	Оливин		Хромшпинелид					K _p	T, °C
		X _{Mg}	X _{Fe''}	X _{Mg}	X _{Fe''}	Y _{Cr}	Y _{Al}	Y _{Fe'''}		
7959-1	Дунит с вторичным энстатитом	0,911	0,089	0,727	0,273	0,159	0,839	0,002	3,84	910
7959-2		0,909	0,091	0,695	0,305	0,219	0,781	Нет	4,38	930
7959-3		0,911	0,089	0,740	0,260	0,147	0,853	"	3,60	930
7966-1	Дунито-гарцбургит	0,928	0,072	0,655	0,345	0,415	0,564	0,021	6,79	1010
7966-2		0,921	0,079	0,587	0,413	0,463	0,515	0,022	8,20	980
7966-3		0,918	0,082	0,553	0,447	0,456	0,537	0,007	9,05	900
7974-1	Полосчатый дунит с вторичным энстатитом	0,912	0,088	0,327	0,673	0,682	0,168	0,150	21,33	905
7974-2		0,914	0,086	0,342	0,658	0,667	0,189	0,144	20,45	900
7974-3		0,910	0,090	0,307	0,693	0,660	0,176	0,164	22,82	860
7981-1	Гарцбургит с вторичным энстатитом	0,920	0,080	0,645	0,355	0,312	0,688	Нет	6,33	870
7981-2		0,921	0,079	0,701	0,299	0,308	0,692	"	4,97	1010
7981-3		0,912	0,088	0,635	0,365	0,213	0,787	"	5,96	750
7984-1	Оливинизированный гарцбургит	0,925	0,075	0,646	0,354	0,331	0,669	"	6,76	860
7984-2		0,923	0,077	0,706	0,294	0,418	0,582	"	4,99	1210
7984-3		0,918	0,082	0,645	0,355	0,300	0,700	"	6,16	870
8143-1	Дунит с вторичным энстатитом	0,910	0,090	0,641	0,359	0,318	0,682	"	5,66	940
8143-2		0,918	0,082	0,720	0,280	0,198	0,802	"	4,35	900
8143-3		0,913	0,087	0,705	0,295	0,195	0,805	"	4,39	890
8148-1	Оливинизированный гарцбургит	0,930	0,070	0,620	0,380	0,490	0,500	0,010	8,14	1010
8148-2		0,925	0,075	0,590	0,410	0,541	0,459	Нет	8,57	1050
8148-3		0,929	0,071	0,595	0,405	0,535	0,452	0,013	8,91	1030

тах — 1040° [233]. В дунитах Тарлашкского и Сольджерского массивов в Туве она составляет 840° [37]. В дунитах Усть-Бельского массива на Дальнем Востоке она равна 845° , в гарцбургитах — в среднем 1050° и в перцолитах — 880°C [36]. В дунитах массива Ред-Маунтин (Новая Зеландия) расчетная температура оливин-хромитовых равновесий составляет в среднем 950° , в оливиновых хромититах — 925° , в дунито-гарцбургитовых — 1035° и в гарцбургитах — 1000°C [350]. Температура оливин-хромитовых равновесий в перидотитах массива Сейад (США) колеблется от 900 до 1085°C , а в перидотитах массива Финеро (Италия) — от 850 до 1040°C [333].

Особо остановимся на условиях формирования нодулярных руд, которые встречаются исключительно среди хромитовых месторождений, пространственно и генетических связанных с альпинотипными ультрабазами, и встречаются на Урале, в Забайкалье, в Австралии и в ряде других регионов. Такие руды, вероятно, имеют магматическое происхождение [169]. Несмотря на наложенные процессы метаморфизма, они очень часто являются реликтами по структуре и по составу слагающих их минералов [306].

Температура оливин-хромитовых равновесий в нодулярных рудах систематически дает весьма высокие цифры: высокохромистые руды, залегающие в дунитах, по термометру Джексона имеют температуру равновесия порядка $1500\text{--}1600^{\circ}$, а генетически связанные с гарцбургитами — $1220\text{--}1350^{\circ}$, что объективно свидетельствует в пользу их ликвационного происхождения. Для нодулярных руд различного состава весьма характерна тесная пространственная связь с определенными петрографическими типами ультрабазитов и приуроченность к различным частям альпинотипных массивов [168]. Так, в дунит-гарцбургитовом шширово-полосчатом комплексе и в подстилающих их дунитах нодулярные руды характеризуются наиболее высоким содержанием хрома и низким — алюминия. В гарцбургитовом комплексе с обособлениями дунитов в виде неправильных тел рудообразующие хромшпинелиды обладают низкохромистым и высокоглиноземистым составом. В гарцбургитовом комплексе с обособлениями троктолитов, находящемся непосредственно под троктолитами и габбро, рудообразующие хромшпинелиды высокоглиноземисты и часто более железисты. Типичные их составы приводятся в работе Н.В. Павлова [169].

В рудообразующих хромшпинелидах из нодулярных руд наблюдается постоянное высокое содержание магния и низкое содержание окисного железа, что характерно для высокотемпературных и глубинных мантийных образований. Кристаллизация хромитовых нодулей в рудах нодулярного типа в альпинотипных массивах происходила от периферии к центру [170, 357, 306]. Часто наблюдается некоторое уменьшение содержания магния и увеличение доли окисного железа к центральным частям нодулей [169]. Эта закономерность может быть затушевана наложением процессов высокотемпературного метаморфизма, вследствие которых может происходить некоторое увеличение содержания железа и уменьшение количества магния в периферических или даже промежуточных зонах нодулярных хромитов.

Большой интерес представляет выяснение условий формирования высокотемпературных перидотитовых интрузий типа Лизард в Корнуоле (Авст-

Т а б л и ц а 52

Состав и расчетная температура равновесия сосуществующих оливинов и хромитов в рудах и в породах из керна скв. 2291 Курмановского месторождения Алапаевского массива

Руда	№ образца	Глубина, м	Оливин	
			X_{Mg}	$X_{Fe''}$
Густовкрапленная руда в дунитах	4251	186,1	0,945	0,055
Массивная хромитовая руда	4252	186,6	0,945	0,055
	4253	187	0,945	0,055
Полосчатая густовкрапленная руда	4254	187,6	0,963	0,037
Густовкрапленная руда	4255	188,3	0,963	0,037
Полосчатая густовкрапленная руда	4256	188,8	0,963	0,037
Среднекрапленная руда в алогарицбургитовом серпентините	4257	59	0,963	0,037
Густовкрапленная хромитовая руда в дуните	4269/1	194,1	0,963	0,037
Среднекрапленная хромитовая руда в серпентините с графитом	4273	197	0,94	0,06
Густовкрапленная руда	4269/2	194,1	0,963	0,037
Густовкрапленная хромитовая руда	4272	196,4	0,963	0,037
Акцессорный хромшпинелид в дунитовом серпентините	4275	243	0,924	0,076

ралия) и Маунт Альберт в Квебеке (Канада). Для всех их, в отличие от типичных альпинотипных ультрабазитовых массивов, характерны контактовые ореолы, представленные роговиками. Рассчитанная нами температура для оливин-хромитовых равновесий из первичной ассоциации перидотитов массива Лизард колеблется от 1300 до 1400°С.

Систематические микрозондовые данные по составу оливин-хромитовых равновесий в дунитах Нижне-Тагильского и Кытлымского массивов Платионосного пояса Урала свидетельствуют в пользу выделения ранних магнезиальных парагенезисов центральных частей дунитовых массивов и поздних железистых в краевых их частях близ контакта с клинопироксенитами [260]. Судя по рассчитанным нами температурам равновесия, ранняя магнезиальная ассоциация по существу представляет весьма разнородную группу. Железистость акцессорных хромшпинелидов в дунитах Нижне-Тагильского массива колеблется от 49 до 80%, а температура равновесий колеблется от 565 до 1130°С, в среднем составляя 1064°. Что касается Кытлымского массива, то там расчетная температура равновесий колеблется в сравнительно узких пределах и в среднем составляет 790°.

Для определения генезиса акцессорных хромшпинелидов в ультраос-

Хромшпинелид					K_p	$T, ^\circ C$
X_{Mg}	$X_{Fe^{2+}}$	Y_{Cr}	Y_{Al}	$Y_{Fe^{3+}}$		
0,605	0,395	0,690	0,235	0,075	11,22	1200
0,641	0,359	0,704	0,253	0,043	9,62	1280
0,607	0,393	0,709	0,244	0,037	11,12	1190
0,692	0,308	0,702	0,242	0,056	11,58	1170
0,674	0,326	0,715	0,243	0,042	12,59	1120
0,669	0,331	0,719	0,240	0,041	12,88	1110
0,688	0,312	0,641	0,254	0,105	11,80	1120
0,637	0,363	0,707	0,256	0,037	14,83	1020
0,602	0,398	0,681	0,244	0,075	10,36	1240
0,647	0,353	0,708	0,256	0,036	14,20	1040
0,651	0,349	0,706	0,251	0,043	13,95	1050
0,607	0,393	0,662	0,259	0,079	7,87	1430

новных массивах Платиноносного пояса Урала и в других формационных типах ультрабазитов в свете приведенных выше данных решающим фактором является близость их состава с рудообразующими. Из приведенных в нашей работе 27 анализов рудных хромшпинелидов из массивных и вкрапленных хромитовых тел в Нижне-Тагильском массиве [142] 18 относятся к существенно магнезиальному типу: среднемодальная величина железистости в них составляет 37%, т.е. практически такая же, как в рудах из альпинотипных ультрабазитов. Остальные обладают более высокой железистостью (в среднем составляющей 61%), примерно совпадающей со средней железистостью для всех проанализированных акцессорных хромшпинелидов из дунитов Нижне-Тагильского массива, приведенных в [260]. Таким образом, наблюдающееся систематическое несоответствие составов акцессорных и рудообразующих хромшпинелидов свидетельствует в пользу того, что все проанализированные акцессорные хромшпинелиды из Нижне-Тагильского и Кытлымского массивов следует рассматривать как метаморфизованные и вторичные. Но для оливинов и хромитов в дунитах Нижне-Тагильского массива температура равновесия обычно заметно выше (от 900 до 1100°С), чем в дунитах Кытлымского массива (по

Таблица 53

Расчет температур оливин-хромитовых равновесий в рудах ультраосновных массивов Урала

№ образца	Массив	Вмещающая порода	Оливин	
			X _{Mg}	X _{Fe²⁺}
0-2	Крака	Дунит	0,963	0,037
0-3	"	То же	0,963	0,037
0-7	"	"	0,963	0,037
0-9	"	"	0,940	0,060
0-10	"	"	0,940	0,060
0-11	"	"	0,963	0,037
0-12	"	"	0,963	0,037
0-4	"	Гарцбургит	0,920	0,080
0-5	"	"	0,920	0,080
0-6	"	"	0,920	0,080
0-8	"	"	0,940	0,060
1-78	Нуралинский	Дунит	0,940	0,060
2-78	"	"	0,963	0,037
3-78	"	"	0,963	0,037
4-78	"	"	0,940	0,060
5-78	"	"	0,963	0,037
6-78	"	"	0,940	0,060
7-78	"	"	0,963	0,037
8-78	"	"	0,963	0,037
9-78	"	"	0,963	0,037
10-78	"	"	0,940	0,060
11-78	"	"	0,940	0,060
16-78	"	"	0,963	0,037
16-1-78	"	"	0,963	0,037
21-78	"	"	0,940	0,060
22-78	"	"	0,963	0,037
12-78	"	Гарцбургит	0,920	0,080

крайней мере в пределах Иовского тела), где она колеблется от 700 до 900°С.

Наиболее близким аналогом дунит-клинопироксенитовых массивов Платиноносного пояса Урала являются сходные по строению и по составу слагающих их пород ультраосновные массивы в западной части Аляски [239]. Более того, ультраосновные массивы концентрически-зонального строения рассматриваются в качестве самостоятельного класса "зональных ультрамафических комплексов Аляскино-Уральского типа" [239].

О составе оливин-хромитового парагенезиса в оливиновых хромититах, сопутствующих дунитам, комплекса Гудньюс-Бей на Аляске, можно судить по данным их химических микрозондовых анализов, приведенных в работе М.Л. Берда и А.Л. Кларка [289]. Рассчитанная нами температура их равновесия колеблется от 560 до 980°С и составляет в среднем 824°С. Хотя количество хромшпинелидов из оливиновых хромититов изменяется

Хромшпинелид					K _p Mg-Fe	T _{расч} °С	T _{ср} , °С
X _{Mg}	X _{Fe²⁺}	Y _{Cr}	Y _{Al}	Y _{Fe³⁺}			
0,688	0,312	0,761	0,182	0,057	11,8	1250	1223
0,691	0,309	0,765	0,180	0,055	11,6	1270	
0,624	0,376	0,800	0,200	Нет	15,7	1080	
0,590	0,410	0,728	0,185	0,086	10,9	1300	
0,572	0,428	0,724	0,195	0,081	11,7	1230	
0,674	0,326	0,777	0,145	0,078	12,6	1260	
0,646	0,354	0,780	0,156	0,064	14,3	1170	
0,639	0,361	0,521	0,425	0,055	6,5	1280	1254
0,642	0,358	0,507	0,441	0,052	6,4	1260	
0,643	0,357	0,510	0,436	0,054	6,4	1270	
0,684	0,316	0,536	0,420	0,044	7,2	1210	
0,575	0,425	0,749	0,211	0,040	11,6	1220	1135
0,691	0,309	0,764	0,189	0,046	11,6	1160	
0,715	0,285	0,731	0,227	0,043	10,4	1280	
0,690	0,310	0,792	0,191	0,017	15,7	1080	
0,715	0,285	0,623	0,346	0,031	10,4	1090	
0,557	0,443	0,756	0,193	0,052	12,5	1200	
0,682	0,318	0,729	0,203	0,068	12,1	1200	
0,708	0,292	0,706	0,229	0,065	10,7	1240	
0,670	0,330	0,753	0,199	0,049	12,8	1170	
0,615	0,385	0,689	0,249	0,062	9,8	1270	
0,581	0,419	0,709	0,229	0,062	11,3	1200	
0,645	0,355	0,781	0,142	0,076	14,3	1180	
0,671	0,329	0,796	0,153	0,051	12,8	1250	
0,621	0,379	0,681	0,196	0,123	9,6	1380	
0,644	0,356	0,727	0,222	0,051	14,4	1075	
0,502	0,418	0,596	0,338	0,066	11,4	1030	

в широких пределах — от аксессуарных до типично сидеронитовых, а форма их может быть идиоморфной или ксеноморфной, состав их во всех без исключения случаях соответствует железистой группе хромшпинелидов из Кытлымского массива. То же касается и состава ассоциирующего с ними оливина.

При систематическом сопоставлении оливинов и хромитов в интрузивных ультрабазитах и особенно в вулканитах ультраосновного и основного состава обращает на себя внимание закономерная их связь. Впервые она достаточно четко была выявлена Е.Д. Джексоном при систематическом опробовании ультрабазитов комплекса Стиллоутер: чем выше железистость оливина, тем выше железистость и равновесного с ним хромшпинелида [322]. Такая же тенденция связи состава оливина и аксессуарного хромита по данным систематического опробования дунитов из массивов Платиноносного пояса Урала была отмечена А.А. Ефимовым [67]. Ана-

Таблица 54

Сопоставление расчетных величин температурных равновесий по разнообразным термометрам для различных регионов ($T, ^\circ\text{C}$)

№ образца	Урал (Кемпирсайский массив)			Западные Альпы, Сев. Италия [303]		
	оливин-хромит [322]	оливин-энстатит* [233]	Cr-Al* [336]	№ образца	оливин-хромит* [322]	оливин-энстатит* [233]
7966-1	1010	870	Не опр.	F-2d	980	1000
7066-2	980	780	"	B-1в	1100	1070
7966-3	900	840	"	B-3в	940	980
7974-1	905	860	920	B-3с	860	1020
7974-2	900	870	890	F-58	850	1030
7974-3	860	840	910	F-62	930	1030
7981-1	870	940	Не опр.	BA-1a	1050	1030
7981-2	1010	960	1040	BA-3в	1030	1020
7981-3	750	920	1000	BA-4a	1000	1040
7984-1	860	750	Не опр.	Ba-1	1035	1050
7984-2	1210	760	"	F-66	930	1030
7984-3	870	760	"	F-67	1060	1055
8143-1	940	1000	"	LA-36	1070	1065
8143-2	900	1000	"	744в	1030	1025
8143-3	890	975	"	869	1070	1020
8148-1	1010	890	"	F-72	840	1030
8148-2	1050	900	"	В сред- нем	990	970
8148-3	1030	880	"			
В сред- нем	940	880	950			

* Рассчитано автором по данным исходных анализов.

логичная зависимость железистости акцессорного хромшпинелида от железистости оливина отмечается в ультраосновных лавах Кипра [310, 348], в оливиновых базальтах о-ва Гуам в Тихом океане [349], в щелочных базальтоидах Южного Тянь-Шаня [164], в базальтах Камчатки и в ряде других мест. При этом необходимо иметь в виду, что высокохромистая и существенно магнизиальная по составу шпинель присутствует в базальтах почти исключительно в виде микровключений в оливиновых фенокристаллах, железистость которых колеблется от 8 до 16%. Что же касается более железистого оливина, находящегося в основной массе пикритов и пикрито-базальтов, то вместо хромшпинелида здесь присутствует хромомagnetит или чаще титаномagnetит. Наличие такой корреляционной зависимости позволяет достаточно точно судить о железистости оливина на основе состава ассоциирующего с ним хромшпинелида. Нужно учитывать, что в ультраосновных породах базальтоидного происхождения и связанных с ними рудах хромшпинелиды содержат значительное количество глинозема, существенно влияющего на величину K_p при одной и той же расчетной температуре равновесия. Оказалось, что для относитель-

Западные Альпы, Сев. Италия [303]		Новая Зеландия [350]				
Cr-Al [336]	Mg-Fe [362]	№ образца	оливин-хромит [322]	оливин-энстатит* [233]	Cr-Al [336]	Mg-Fe [362]
1029	985	37014	930	1050	1110	1020
1000	1029	37140	1080	1019	1000	1010
1028	981	37140	1020	1020	1090	880
922	939	37167	990	Не опр.	1050	990
1030	980	37167	1020	"	990	890
999	925	31378	1130	"	1090	970
974	919	31378	1070	"	990	890
999	983	31377	1050	"	1020	1040
1027	964	37031	1060	1020	1070	1000
994	988	37023	1130	Не опр.	1140	1060
1000	986	37073	1140	"	1120	990
1026	983	37139	1050	1000	1130	1050
1135	1036	37139	1010	970	970	1000
1077	1114	37069	1070	900	970	910
1274	1085	37069	1010	830	950	910
1115	1001	37010	1080	1090	1030	980
1109	994	В сред- нем	1050	990	1045	974

но высокотемпературных фаций пород можно вполне пользоваться прямой зависимостью изменения железистости между ними.

Это особенно важно при оценке температуры равновесий в вулканитах западного склона Урала — пикритах и лимбургитах, а также в ультрабазальтах базальтоидного происхождения, где первичный оливин совершенно не сохранился. Более подробно обоснование такой методики расчета дается в одной из наших работ [139]. Обращает на себя внимание существенная разница в подсчитанных температурах равновесия для пород и руд: для первых она колеблется от 1030 до 1120 $^\circ\text{C}$, а для последних составляет около 1300 $^\circ\text{C}$. Причем расчетная температура равновесия для низкотемпературной оливин-хромомagnetитовой ассоциации из пород Мало-Ашкского массива соответствует амфиболитовой или даже эпидот-амфиболитовой ступени регионального метаморфизма (350–400 $^\circ\text{C}$). Хромшпинелиды из бедновкрапленных руд близ контакта с тремя главными рудными зонами Северо-Сарановского месторождения хромитов, образующиеся в пределах зоны метасоматического ореола, обладают существенно магнизиальным составом и несомненно принадлежат к высокотемпературной

ассоциации, как и сами массивные хромиты. Расчетная температура их равновесий составляет 1250–1300°С.

Сравнение расчетных величин температурных равновесий по различным термометрам. При анализе получаемых цифр по температуре равновесий высокотемпературных безводных минеральных парагенезисов в ультраосновных породах и связанных с ними хромитовых рудах первостепенное значение имеют вопросы не только учета среднеарифметической и среднеквадратичной ошибок определения температуры, но и специфика методики определения химического состава используемых минералов. Поясним последнее на ряде конкретных примеров.

Термометр Б.О. Майсена и А.Л. Бетчера [336] базируется на учете перераспределения хрома и алюминия, находящегося в шестерной координации в сосуществующих орто- и клинопироксенах. При этом если хром определяется относительно точно, то количество Al^{VI} зависит не только от точности определения абсолютного содержания алюминия, но и от точности определения кремнезема, поскольку содержание Al^{IV} в пироксенах определяется путем дополнения количества ионов кремния ионами алюминия до двух. Поэтому наиболее точные результаты при использовании этого термометра получаются лишь при анализе состава сосуществующих пироксенов с помощью микрозонда.

Аналогичное замечание можно сделать и в отношении термометра Б. Вуда и С. Банно [362], учитывающего перераспределение магния и железа в сосуществующих пироксенах: в случае высокого содержания в клинопироксене железистого фассаита получаемые при расчете температур цифры значительно отличаются от реальных.

При расчете равновесных температур для сосуществующих гранатов и клинопироксенов [177, 311, 343] необходимо иметь в виду, что на распределение между ними магния и закисного железа существенно влияют температура и давление, что усложняет возможность его использования.

Поэтому наиболее целесообразно для оценки температуры равновесия в ультрабазитах, на наш взгляд, пользоваться оливин-хромитовым термометром, корректируя полученные цифры каким-либо другим термометром, например оливин-энстатитовым, а в некоторых случаях другими из числа отмеченных выше. Проведенное нами и другими исследователями сопоставление полученных цифр (табл. 54) свидетельствует о достаточно хорошей их сходимости: значительные расхождения (более 200°) при определении температуры по методу Е.Д. Джексона с другими термометрами фиксируются лишь для 8% расчетных парагенезисов, а умеренные (свыше 100°С) — для 16% проанализированных минеральных пар. Отсюда следует, что 3/4 всех полученных цифр, базирующихся на использовании перераспределения магния и железа между оливинами и хромшпинелидами, обнаруживают вполне удовлетворительную сходимость с цифрами, полученными на основе использования других термометров.

ГЕНЕЗИС РАЗЛИЧНЫХ ФОРМАЦИОННЫХ ТИПОВ УЛЬТРАБАЗИТОВ УРАЛА

При рассмотрении происхождения различных типов ультрабазитов необходимо учитывать геотектонический режим становления вмещающих их геологических структур, влияние тектонических факторов на формирование ультрабазитов, а также петрохимические особенности состава ультраосновных пород и слагающих их главных породообразующих минералов. Полученные за последние два десятилетия обширные геологические, петрографические и геохимические данные по различным ультрабазитам Урала и других регионов, а также экспериментальные исследования по составу слагающих их главных породообразующих минералов однозначно свидетельствуют в пользу гетерогенности их происхождения.

Рассмотрим более подробно условия формирования различных формационных типов ультрабазитов Урала.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ УЛЬТРАБАЗИТОВ ДУНИТ-ГАРЦБУРГИТОВОЙ ФОРМАЦИИ

Альпинотипные ультрабазиты Урала, принадлежащие к дунит-гарцбургитовой формации, пространственно явно тяготеют к эвгеосинклинальной части Урала. На основе тождественного состава главных типов пород альпинотипных массивов, находящихся за пределами западной границы уральской эвгеосинклинали, есть все основания считать, что их первичное становление контролировалось рифтогенными глубинными разломами в пределах всей уральской эвгеосинклинали, а затем они были по системе относительно пологих надвигов частично смещены на запад за ее пределы. Именно подобным образом трактуется происхождение аллохтонных массивов Крака на Южном Урале [95] и Войкаро-Сыннинского на Приполярном Урале [188]. В настоящее время как будто ни у кого не вызывает сомнений, что первичное становление и внедрение альпинотипных ультрабазитов происходило вдоль глубинных разломов в пределах рифтогенных структур, в стадию их растяжения [173, 175, 88, 89].

Из приведенной в работе характеристики главных разновидностей пород — дунитов, дунито-гарцбургитов и гарцбургитов — в массивах альпинотипных ультрабазитов следует, что для всех их характерно практически одинаковое соотношение магния и суммарного железа. Их железистость колеблется от 0,07 до 0,09, т.е. является весьма выдержанной в отличие от эффузивных и интрузивных пород основного и кислого состава, кристаллизация которых чаще всего происходила в соответствии с принципом Боузона и сопровождалась повышением их железистости. Почти полное отсутствие в несерпентинизированных перидотитах и дунитах альпинотипных массивов окисного железа и очень низкое его содержание в аксессуарных хромшпинелидах свидетельствует в пользу образования этих пород и слагающих их минералов в мантийных условиях, характеризующихся восстановительной обстановкой и очень низкой величиной парциального давления кислорода — менее 10^{-8} атм [320, 36].

Неоднородное строение верхней мантии [192, 3, 254] связано с различным соотношением в ее составе перидотитового и эклогитового компонентов и наличием в ней фазовых переходов. Устанавливаются также некоторые различия в составе верхних частей верхней мантии, позволяющие выделять гранатовые, шпинелевые или пироксеновые и плагиоклазовые фации пиrolитов. Химический состав пород, слагающих верхнюю мантию, рассчитывался неоднократно. Наибольшую известность получили модели, рассчитанные А.Е. Рингвудом и Д.Х. Грином на основе соотношения ультрабазитов и базальтов (3:1) [59, 192]. Другие модели состава верхней мантии — по включениям гранатовых перидотитов в кимберлитах, по среднему составу лерцолитов в океанах или перидотитов в высоко-температурных интрузиях типа Лизард, а также на основании среднего состава хондритов — дают близкие цифры содержания основных оксидов.

Согласно исследованиям Д.Х. Грина и А.Е. Рингвуда, в минеральном составе гранатового, пироксенового и плагиоклазового пиrolита наблюдаются определенные различия, хотя расчетный химический состав их достаточно близок. Увеличение величины равновесного давления влечет за собой уменьшение содержания плагиоклаза и оливина в исходном пиrolите (табл. 55). Расчетное содержание оливина в пироксеновом и гранатовом пиrolите практически одинаково и составляет около 55%.

При рассмотрении состава исходного перидотитового рестита — тугоплавкого остатка после выплавки базальтов — большое значение имеет глубинность их отделения, поскольку состав базальтовых выплавок существенно зависит от давления температуры. Согласно экспериментальным данным тех же авторов, состав базальтовых выплавок меняется весьма значительно, состав же рестита обнаруживает определенную тенденцию к повышению в нем количества оливина с увеличением глубины магматических очагов (табл. 56).

Эта тенденция имеет большое значение при анализе причин вариаций исходного состава альпинотипных ультрабазитов, которые очень многие исследователи рассматривают как реститогенные образования. Среди них резко преобладают существенно оливиновые породы, по составу отвечающие дунито-гарцбургитам и гарцбургитам. Однако их соотношение, а также количество тесно ассоциирующих с ними дунитов в пределах обширной зоны уральской эвгеосинклинали подвержено большим колебаниям. Дунито-гарцбургиты и дуниты наиболее часто встречаются в массивах Хадатинско-Войкаро-Салатимского и Уфалейско-Кемпирсайского поясов, приуроченных к так называемому Главному уральскому разлому, располагающемуся на стыке эвгеосинклинали с краевой частью Русской платформы. Заметно меньше дунитов и дунито-гарцбургитов отмечается в массивах Серовско-Невьянского, Алапаевско-Теченского и Джетыгаринско-Аккаргинского поясов, располагающихся на границах крупных структурных элементов в пределах эвгеосинклинали (поднятий и погружений) или в обрамлении древних микроконтинентов земной коры, представленных в основном гнейсами и амфиболитами (типа Салдинского блока). Все другие тектонические разломы менее глубинного заложения контролируют пространственное размещение массивов ультрабазитов, существенно представленных гарцбургитами и лерцолитами [128]. Сходное объяснение причин колебания состава альпинотипных и океанических

Таблица 55

Расчетный минеральный состав разновидностей пиролитов [192]

Разновидность пиролита	Минеральный состав, %			
	Температура, °С	Давление, кбар	Оливин	Ромбический пироксен
Плагноклазовый	<1200	0	62,7	14,5
	<1250	9	60,2	19,3
Пироксеновый	<1350	10-22	55,2	25,6
Гранатовый	<1400-1500	>22	55,3	16,5

Таблица 55 (окончание)

Разновидность пиролита	Моноклинный пироксен	Гранат	Плагноклаз	Второстепенные минералы
Плагноклазовый	7,3	Нет	12	3,5
	11,6	"	6,4	3,5
Пироксеновый	16	"	Нет	3,2
Гранатовый	11,6	13,6	"	3

Таблица 56

Изменение состава выплавляемых базальтов и минерального состава реститов с глубиной [309]

Состав исходного пиролита	P, кбар	T°, С	Количество выплавляемого базальта, %	Состав выплавляемого базальта	Минеральный состав рестита, мас.%		
					Оливин	Ромбический пироксен	Моноклинный пироксен
Плагноклазовый	9	1150	25	Высокоглинозёмистый оливиновый толеит	78,5	21,5	Не опр.
Пироксеновый	13,5-18	1300	23	Щелочный базальт	71	27	2
	13,5-18	1300	25	Оливиновый базальт	72,5	27,5	Не опр.
	13,5-18	1300	30	Оливиновый толеит	76	24	"
	27	1400	40	Пикрит	77	23	"

Таблица 57

Состав главных разновидностей перидотитов из альпинотипных массивов различных регионов (мас.%) (по данным [172] и автора)

Состав	Существенно дунит-гарцбургитовый				Промежуточный			
	Урал	Малый Кав-каз	Корякское нагорье	Океан	Урал	Малый Кав-каз	Корякское нагорье	Океан
SiO ₂	43,26	42,00	42,81	42,83	44,15	43,74	44,14	44,09
TiO ₂	0,01	0,07	0,06	0,10	0,1	0,9	0,05	0,08
Al ₂ O ₃	0,09	1,57	0,94	0,87	1,26	1,83	1,46	1,40
Cr ₂ O ₃	0,41	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,40	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Fe ₂ O ₃	3,58	5,44	3,16	6,28	4,84	5,40	3,41	7,62
Fe	4,96	4,41	5,63	3,23	3,95	4,13	5,22	2,00
MnO	0,11	0,10	0,13	0,11	0,12	0,13	0,12	0,16
MgO	46,04	45,57	46,78	45,96	44,44	43,88	44,64	43,95
NiO	0,31	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,28	Не опр.	Не опр.	Не опр.
CaO	0,35	0,66	0,36	0,44	0,49	0,69	0,83	0,41
Na ₂ O	0,04	0,13	0,07	0,13	0,05	0,09	0,08	0,24
K ₂ O	0,006	0,05	0,06	0,05	0,01	0,02	0,05	0,05
FeO'	8,18	9,06	8,47	8,90	8,31	8,98	8,29	8,91
f, %	9,1	10	9,2	9,8	9,5	10,3	9,4	10,2
Число анализов	154	22	49	1	81	37	36	26
Расчетный нормативный состав								
Оливин	82,0	86,8	86,1	64,5	75,3	76,5	76,4	74,8
Ромбический пироксен	16,8	10,8	12,7	13,9	22,9	21,1	20,6	23,8
Моноклинный пироксен	1,2	2,4	1,2	1,6	1,8	2,4	3,0	1,4

ультрабазитов недавно было дано С.А. Паланджяном [172]. Подсчитанные им средние содержания главных петрогенных окислов в гарцбургитах трех групп ультрабазитов очень хорошо согласуются с аналогичными данными по Уралу (табл. 57).

Итак, последовательное повышение нормативного содержания оливина в перидотитах альпинотипных массивов определяется в первую очередь увеличением глубинности заложения магматических очагов выплавки базальтов или пикритов из пироксенового пиrolита или из мантийных лерцолитов, т.е. свидетельствуют о некоторой вертикальной неоднородности не только самой верхней мантии, но и ультраосновных респитов.

Одним из самых важных вопросов генезиса альпинотипных ультрабазитов является проблема их агрегатного состояния и внедрения из верхней мантии в пределы земной коры. Благодаря имеющимся в настоящее

Существенно гарцбургитовый				Лерцолиты, ассоциирующие с гарцбургитами			
Урал	Малый Кав-каз	Корякское нагорье	Океан	Урал	Малый Кав-каз	Корякское нагорье	Океан
45,44	46,19	45,66	45,45	45,43	45,46	44,72	45,29
0,01	0,08	0,06	0,09	0,07	0,10	0,04	0,18
1,63	1,56	1,65	2,09	3,46	2,64	2,60	3,84
0,38	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,36	Не опр.	Не опр.	Не опр.
5,22	5,18	5,86	7,00	4,83	5,36	3,77	5,13
3,61	3,67	3,27	2,23	5,26	3,79	4,67	3,66
0,12	0,10	0,14	0,18	0,12	0,13	0,13	0,17
42,71	42,40	42,38	42,08	35,55	39,12	41,53	38,53
0,25	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,24	Не опр.	Не опр.	Не опр.
0,54	0,65	0,64	0,55	4,51	3,15	2,32	2,81
0,08	0,12	0,18	0,25	0,15	0,17	0,14	0,30
0,01	0,05	0,16	0,08	0,01	0,08	0,08	0,09
8,31	8,34	8,57	8,54	9,61	8,64	8,06	8,30
9,9	9,9	10,2	10,2	13,2	11,0	9,8	10,8
73	44	38	79	27	27	19	45
Расчетный нормативный состав							
66,4	63,3	65,1	64,8	46,8	61,3	68,4	58,8
31,5	34,3	32,7	33,1	37,7	26,9	23,1	30,5
2,1	2,4	2,2	2,1	15,5	11,8	8,5	10,7

время экспериментальным исследованиям по изучению влияния температуры, давления и летучей фазы переменного состава на плавление пород перидотитового состава [308, 326, 336, 337, 364] мы можем вполне определенно судить о перидотитовом солидусе. При этом для ультрабазитов, находящихся в условиях сухой системы, температура солидуса, а тем более ликвидуса, которая выше солидусной примерно на 100°, при давлении 20–30 кбар измеряется диапазоном температур от 1400 до 1600°С, что как будто исключает возможность существования ультраосновных расплавов. Более того, если даже допустить наличие в таком респите минимального содержания воды в 0,1 мас.% (как в хондритовых метеоритах), то при появлении расплава все летучие компоненты будут находиться в растворенном виде, что в свою очередь приводит к уменьшению давления воды в системе и соответствующему повышению температуры кристал-

лизации [192]. В итоге кривая "мокрого" плавления будет асимптотически приближаться к кривой "сухого" плавления.

Итак, вопрос о существовании ультраосновных расплавов, соответствующих по составу дунитам и гарцбургитам, и о явно магматическом их происхождении неразрывно связан с вопросом о возможности присутствия в них существенного количества летучей фазы, представленной H_2O , CO_2 и H_2 . Водяной пар сильнее понижает температуру плавления ультраосновных пород, чем углекислота [336]. Что касается влияния водорода — преобладающей газовой фазы в составе флюидов, то его влияние на понижение точки плавления пород, включая ультраосновные, особо подчеркивается А.А. Маракушевым [148].

Генезис альпинотипных ультраосновных массивов объяснить можно с позиций магматической гипотезы, связывающей их образование с кристаллизацией перидотитового расплава [76, 183, 265, 239, 314, 30, 259], или на основе гипотезы кристаллической "каши", согласно которой образование ультрабазитов обусловлено кристаллизацией агрегата, состоящего в основном из кристаллов оливина и небольшого количества межзерновой жидкости или расплава [22, 240].

В пользу магматического происхождения альпинотипных ультрабазитов свидетельствуют: наличие зонального строения у ряда ультраосновных массивов — Крака, Кемпирсайского, Нуралинского, Войкаро-Сыньинского, Ключевского и др.; иногда фиксируемый небольшой градиент железистости у оливинов [327]; закономерное изменение железистости оливинов и хромшпинелидов [66]; присутствие дунитов, гарцбургитов и лерцолитов в составе глубинных включений в кимберлитах [223], а также наличие в альпинотипных массивах нодулярных руд, происхождение которых можно объяснить только с магматических позиций [169, 170].

Следует подчеркнуть, что температура плавления "сухих" альпинотипных ультрабазитов достаточно высока и трудно допустить возможность существования таких ультраосновных расплавов на глубинах менее 300 км [179]. Даже если допустить, что температура плавления перидотита заметно ниже, чем слагающих его минералов [33], вследствие наличия, в частности, форстерит-диопсидовой эвтектики [326], соответствующей температуре $1635^\circ C$ при давлении 20 кбар, то трудно рассчитывать на возможность существования такого расплава в области их генерации — на глубине 60–100 км. Таким образом, единственно реальный фактор, способствующий наиболее существенному понижению температуры плавления ультрабазитов, — присутствие в них флюидной фазы.

Состав флюидов в мантийных ультраосновных породах характеризуется резко восстановительными свойствами, характеризующимися преобладанием водорода и метана [2]. При этом общий объем первичной флюидной фазы закономерно снижается от дунитов к серпентинитам почти в 30 раз [2]. В соответствии с представлениями А.П. Виноградова, вода в виде пара в существенных количествах образуется лишь в самой верхней части мантии, близ ее границы с корой, за счет частичного окисления главных составляющих флюида — водорода и метана [43]. Поэтому нужно признать, что сколько-нибудь значительное количество воды, находящейся в надкритическом состоянии, в пределах самой верхней мантии маловероятно.

Однако если взять за основу механизм формирования ультрабазитов согласно гипотезе раздвигания океанического дна, первоначально разработанной Х. Хессом [314] и впоследствии дополнительной А.Е. Рингвудом [192], то мы должны иметь в виду, что ультрабазиты проходят большой и длительный этап своего первичного становления. Он включает этап поднятия рестита из пределов верхней мантии вверх по рифтогенному разлому, его горизонтальное перемещение вместе с базальтами под океанической областью, сопровождающееся частичной серпентинизацией за счет воды океанов и затем его опускание по глубоководному желобу в пределах зоны Беньюфа—Заварицкого. При этом происходит частичная дегидратация серпентинизированных ультрабазитов и образуются вторичные андезитовые магмы за счет эклогитизированных базальтов и образующейся летучей фазы. При этом насыщенные водной фазой перидотиты при геоизотерме 1200°C могут переходить частично или полностью в расплавленное состояние.

Поскольку в условиях повышенных давлений степень диссоциации водяного пара значительно снижается, можно полагать, что участие гидратированных перидотитов в конвекционных движениях в пределах верхней мантии обуславливает заметную растворимость H_2O в ультраосновном расплаве, в котором, согласно экспериментальным данным И. Куширо и соавторов [325, 326], максимально может растворяться до 10% воды, а температура его солидуса при этом соответственно уменьшается с 1200 до 1000°C . Такая же температура кристаллизации водосодержащих ультраосновных расплавов приводится А.А. Ротштейном [196, 197]. Можно сослаться и на экспериментальные данные Г.С. Иодера [365], показавшего, что при давлении 10 кбар кристаллизация шпинелевых лерцолитов происходит при температуре 1005°C . Таким образом, зона разуплотненной мантии, фиксируемая по пониженным скоростям продольных и поперечных волн, соответствует, по всей вероятности, зоне гидратированных и частично расплавленных перидотитов — гарцбургитов или лерцолитов — и пространственно располагается между относительно крутопадающими зонами субдукции и рифтогенными разломами.

Изложенные представления, касающиеся первичного становления альпинотипных ультрабазитов, на наш взгляд, достаточно убедительно объясняют особенности их зонального строения и приуроченных к ним хромитовых руд, которые связаны обычно с дунитами "второй фазы", т.е. имеют более позднее происхождение по сравнению с дунит-гарцбургитовыми комплексами, слагающими массивы альпинотипных ультрабазитов.

Существует и альтернативная гипотеза, позволяющая предполагать возможность насыщения перидотитового рестита летучими компонентами за счет постоянной дегазации мантии, которые в конечном итоге могли способствовать переходу рестита в частично или полностью расплавленное состояние. В связи с этим уместно напомнить расчеты А.П. Виноградова [43], согласно которым из мантии Земли до настоящего времени выделилось лишь 7% всей содержащейся летучей фазы, включая воду. По А.Е. Рингвуду, эта цифра выше: согласно его данным, из мантии выделилась одна треть всей воды, которая сконцентрирована в океанах и в содержащих воду минералах осадочной и метаморфической толщи земной коры [192]. Можно также сослаться на результаты изучения изотоп-

ного состава воды как источника серпентинизации ультраосновных пород из рифтовых зон океанических областей [61] и из ультрабазитов офиолитовых комплексов [359]. Эти исследования показали, что глубинный, мантийный, источник их является единственным или явно преобладающим.

Как следует из приведенных в работе данных по составу сосуществующих оливинов и хромшпинелидов, температура первичного становления дунитов соответствует диапазону от 1550 до 1600°С, а гарцбургитов — порядка 1350°. Очевидно, эти цифры, соответствующие температурам ультраосновных расплавов, должны быть выше реально зафиксированных температур кристаллизации этих пород, которые, по данным А.Т. Базилевского и А.В. Уханова, соответственно составляют 1400 и 1100°С [8, 9].

При решении вопросов генетического происхождения альпинотипных ультрабазитов Урала и механизма их внедрения в пределы земной коры немаловажное значение имеет изучение состава вмещающих их пород в геологических структурах и, в частности, их связь со спилит-диабазовыми ассоциациями пород. На эту связь указывали многие исследователи [312, 211, 195, 252]. На связь ультрабазитов дунит-гарцбургитовой ассоциации на Урале с натровыми сериями пород базальтоидного происхождения, включая диабазы, спилиты и зеленокаменные габброиды, характерную для ранних стадий развития систематического геосинклинального магматизма, указывали Д.С. Штейнберг и И.Д. Соболев [275].

Тесная пространственная связь альпинотипных ультрабазитов и базальтоидных пород спилит-диабазового состава в первую очередь определяется их приуроченностью к одним и тем же рифтогенным глубинным разломам. Особенно характерна ассоциация этих пород на протяжении главного уральского разлома, располагающегося в зоне сочленения Центрально-Уральского поднятия и Тагило-Магнитогорского прогиба. Здесь сосредоточена большая часть зональных интрузивных ультраосновных массивов Урала и сопутствующих им базальтоидных вулканитов, имеющих чаще всего верхнесилурийский возраст. Геофизическими исследованиями во многих ультраосновных массивах этой структурной зоны установлены крутопадающие подводящие каналы, выполненные ультрабазитами и базитами, уходящие на значительную глубину [234, 235, 64].

Другим характерным примером тесной пространственной ассоциации ультрабазитов дунит-гарцбургитовой формации с базальтоидными вулканитами является зона сочленения Тагило-Магнитогорского погружения и Восточно-Уральского поднятия, где Серовско-Невьянскому поясу ультрабазитов верхнесилурийского возраста [120] сопутствуют силурийские и нижнедевонские [270] вулканогенные толщи.

Следует иметь в виду, что вследствие очень небольшого температурного интервала между солидусом и ликвидусом ультраосновной магмы, не превышающего обычно 100° [9], она уже при подъеме на несколько десятков километров должна закристаллизоваться, учитывая существование адиабатического градиента [35]. Поэтому вся последующая история становления альпинотипных ультрабазитов связана с протрузивной стадией их формирования и перемещения на более высокие структурные уровни, а также с этапами их регрессивного высокотемпературного безводного метаморфизма, сопровождавшегося перекристаллизацией метасоматоза и низкотемпературного водного метаморфизма, включающего

в основном серпентинизацию. Помимо регрессивного, достаточно четко выделяется этап прогрессивного метаморфизма, включающего образование на месте лизардитовых серпентинитов оливин-энстатитовых, антофиллитовых и талько-карбонатных пород, а также антигоритовых серпентинитов.

Благодаря вторичным процессам наложенного метаморфизма и метасоматоза для альпинотипных ультрабазитов протрузивного происхождения характерно большое разнообразие ультраосновных пород перидотитовой и перкнитовой групп. Однако среди них в общем резко преобладают серпентинизированные гарцбургиты и лерцолиты и апогарцбургитовые серпентиниты, содержащие вторичный магнетит, присутствие которого является специфической особенностью ультрабазитов тектонической природы [13].

Другой характерной особенностью протрузивных ультрабазитов является относительно более молодой возраст их окончательного формирования, датируемый обычно средним и верхним девоном и особенно часто карбоном. По химическому составу ультрабазиты каменноугольного возраста, широко распространенные в пределах Миасско-Кацбахского, Айдырлинско-Татищевского, Полтавско-Киембайского и Шевченковско-Джетыкульского поясов, практически аналогичны более древним альпинотипным ультрабазитам магматического происхождения [128]. Однако существуют и достаточно четкие их различия. К их числу относится существенно антигоритовый состав серпентинитов. Для подавляющего большинства протрузивных ультрабазитов и тектонитов отсутствует какая-либо генетическая и пространственная связь со спилит-диабазовыми или андезит-базальтовыми толщами вулканитов. Непосредственно вмещающими породами для массивов серпентинизированных перидотитов и серпентинитов являются обычно сланцы, алевролиты, известняки или парагнейсы. Иногда среди вмещающих пород могут присутствовать и эффузивы, но во всех случаях для ультрабазитов этого генетического типа характерно наличие четко выраженных тектонических контактов.

Таким образом, вывод о преимущественно раннегеосинклинальном формировании магматическим путем всех ультрабазитов дунит-гарцбургитовой формации в пределах эвгеосинклинальной зоны на восточном склоне Урала, базирующийся на данных А.А. Пронина [186] об одновременном заложении субмеридиональных глубинных разломов в раннем палеозое, приобретает новый смысл. Формирование ультраосновных массивов различного возраста, таким образом, определяется не только магматической деятельностью, но и периодической тектонической активацией глубинных разломов. Подобная трактовка условий становления верхнепалеозойских альпинотипных ультрабазитов целиком снимает возражения относительно их принадлежности к "запрещенной" ассоциации — при формировании по моноциклической схеме, в поздние этапы развития геосинклинальных областей [187]. С другой стороны, подобный подход к вопросам генезиса альпинотипных ультрабазитов, формирующихся в пределах эвгеосинклинальной зоны Урала, свидетельствует в пользу концепции А.А. Пронина [186] об отсутствии миграции ультраосновного магматизма с запада на восток — резкое преобладание протрузивных ультрабазитов каменноугольного возраста в пределах вос-

точного склона Южного Урала свидетельствует о продолжительности здесь тектонических подвижек, продолжавшихся вплоть до намюра [253, 125].

Результаты изучения оливин-хромитовых и оливин-энстатитовых парагенезисов в альпинотипных ультрабазитах Урала [138, 140] позволяют вполне уверенно выделять весьма характерный для них высокотемпературный этап метаморфизма, соответствующий диапазону температур от 900 до 1200°С в дунитах и генетически связанных с ними хромитовых рудах и 750–1000°С в гарцбургитах и лерцолитах. Для данных парагенезисов характерно формирование в условиях относительно низких давлений [180] в отличие от включений аналогичных ультрабазитов в базальтах. Это достаточно четко выявляется и на основе анализа состава породообразующих минералов из уральских альпинотипных массивов, перекристаллизация которых происходила в условиях давлений от 6 до 16 кбар [141]. Такая перекристаллизация, происходящая в породах и рудах, не оказывает сколько-нибудь заметного влияния на состав сплошных и густовкрапленных хромитовых руд и слабо влияет на модуль качества, определяемый соотношением хрома и железа, в отличие от более низкотемпературного водного метаморфизма (антигоритизации), часто приводящего к существенному ухудшению качества руд [163].

Нами ранее показано [274], что массовая серпентинизация альпинотипных ультрабазитов не сопровождается выделением вторичного магнетита и происходит в условиях, когда давление газовой фазы, представленной в основном H_2O , сопоставимо с величиной литостатической нагрузки [136]. Такая серпентинизация свойственна в основном интрузивным массивам, не претерпевшим в последующем интенсивной тектонической переработки. Она связана с развитием железистого лизардита первой и второй генерации [5, 6], а также брусита в породах существенно оливинового состава [277]. Напротив, в альпинотипных ультрабазитах протрузивного происхождения наиболее распространена серпентинизация прогрессивного этапа метаморфизма, связанная с образованием существенно магнезиального антигорита и вторичного магнетита. Таким образом, по составу вторичных парагенезисов в альпинотипных ультрабазитах можно достаточно определенно судить о механизме их внедрения.

Серпентинизация ультрабазитов резко повышает их подвижность в тектонически ослабленных зонах [344]. Особенно сильно скорость пластического перемещения увеличивается при температурах 300–500°С и давлении около 3–4 кбар, когда происходит резкое падение прочности серпентинитов и серпентинизированных ультрабазитов. О высокой трансляционной способности серпентинитов свидетельствуют также исследования, проведенные Б. Миловановичем и С. Караматой [334]. При сопоставлении с этой точки зрения условий формирования альпинотипных ультрабазитов и степени их серпентинизации обращает на себя внимание факт несомненно более высокой их подвижности в областях наложенного регионального метаморфизма, что обуславливает решающее влияние тектоники на их становление и подтверждается почти постоянным аллохтонным их залеганием [175, 69, 261].

ФОРМИРОВАНИЕ УЛЬТРАБАЗИТОВ ДУНИТ-КЛИНОПИРОКСЕНИТОВОЙ ФОРМАЦИИ

Относящиеся к этой формации массивы Платиноносного пояса, а также единичные массивы, располагающиеся в эвгеосинклинальной зоне Урала, обладают зональным строением, причем центральная их часть сложена дунитами, а периферическая — оливиновыми и магнетитсодержащими клинопироксенитами.

Проведенное В.М. Сергиевским крупномасштабное геологическое картирование Нижне-Тагильского массива — самого крупного и типичного представителя зональных дунит-пироксенитовых массивов — показало, что он обладает многими чертами строения, характерными для массивов магматического происхождения. В частности, в пределах массива насчитывается около сотни линзовидных и жилообразных хромитовых тел, которые приурочены к двум системам наиболее распространенных трещин северо-западного и северо-восточного простираения [142]. Дуниты в таких зональных массивах практически идентичны дунитам дунит-гарцбургитовой формации и отличаются лишь более железистым составом акцессорного хромшпинелида. Как показали многочисленные химические анализы моноклиновых пироксенов из пироксенитовых оторочек дунитовых массивов Платиноносного пояса, в них наблюдается постоянный дефицит кальция по сравнению с магнием и железом (40–45% Wo), а также недостаток кремния в составе кремнекислородных цепочек, который компенсируется алюминием и трехвалентным железом. Оба эти факта свидетельствуют в пользу магматического их происхождения. Отметим также, что если границы между самими массивами и вмещающими их породами прямолинейные и резкие, то контакты между дунитами и клинопироксенитами хотя и отчетливые, но обычно постепенные. Следует также указать, что зональные дунит-клинопироксенитовые массивы Платиноносного пояса, в отличие от альпинотипных массивов, обладают контактовым воздействием на вмещающие породы [68], что в первую очередь характерно для массивов магматического происхождения.

Ориентировочный расчет количественного соотношения оливина и клинопироксена в пироксенитах, окаймляющих дуниты Нижне-Тагильского массива, по подсчетам в шлифах и по пересчетам химических анализов, позволил установить, что они на 70–95% сложены моноклиновым пироксеном и на 5–30% — оливином. Однако количество последнего, по нашим данным, чаще всего составляет около 10%. Поскольку количество оливина в оливин-диопсидовой эвтектике при давлении в 1 атм составляет около 8%, а при давлении 30 кбар — порядка 30% [292], то можно считать, что по этому соотношению оливиновые клинопироксениты отвечают парагенезису, кристаллизующемуся при сравнительно невысоком давлении.

Анализ обширного фактического материала по составу главных типов пород позволил нам ранее высказаться в пользу единого, мантийного происхождения ультрабазитов Платиноносного пояса и альпинотипных ультрабазитов [128]. В отличие от последних зональные дунит-клинопироксенитовые массивы формируются на более поздних стадиях развития уральской геосинклинали — в переходную стадию. В пользу этого свидетельствуют и данные Д.С. Штейнберга [270], подчеркивавшего

пространственную связь ультрабазитов Платиноносного пояса с калий-натриевыми порфириновыми сериями вулканитов.

Рассматривая историю формирования ультрабазитов дунит-клинопироксенитовой формации, следует подчеркнуть, что они после своего становления претерпели сильный метаморфизм. Оценка температур оливин-хромитовых равновесий по термометру Е.Д. Джексона свидетельствует о том, что почти постоянно они соответствуют диапазону от 900 до 1000°С, хотя первичные их равновесия соответствуют более высокой температуре — 1600–1650°С [140]. Если иметь в виду, что температура, определяемая по термометру Е.Д. Джексона, дает завышенные цифры против реальных примерно на 100° [304], то можно считать, что температура первичного становления дунитов Платиноносного пояса соответствовала примерно 1500°С.

Ранее нами отмечалось, что ультраосновные массивы Платиноносного пояса образуют две субмеридионально вытянутые ветви [128]: западная ветвь представлена серией зональных дунит-клинопироксенитовых массивов, а восточная слагается ультраосновными массивами существенно клинопироксенитового состава. При этом в пределах Качканарского, Баранчинского, Кытлымского массивов и массива Денежкин Камень отмечается присутствие двух разновидностей клинопироксенитов: одна идентична оливиновым пироксенитам краевых частей зональных массивов, а вторая, существенно более железистая, представлена магнетитовыми высокоглиноземистыми клинопироксенитами. Судя по существенно фасситовому составу слагающих их пироксенов, высокому содержанию в них глинозема и высокой железистости (до 40% геденбергитовой составляющей) и содержанию в них нормативного волластонита около 50%), последняя разновидность относится к числу метаморфических, а ее формирование генетически связано с габброидами. В Качканарском массиве в виде ксенолитов среди пироксенитов встречаются и перидотиты типа верлитов, образующиеся по дунитам [250].

Таким образом, ультраосновные массивы восточной ветви Платиноносного пояса претерпели более интенсивный метаморфизм и содержат наряду с сильно измененными дунитами и оливиновыми пироксенитами явно метасоматические фации перкнитов и пространственно связанных с ними магнетитовых руд. Такие породы и руды, генетически связанные с формированием габброидной магмы, есть все основания относить не к дунит-клинопироксенитовой, а к габбровой формации.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ УЛЬТРАБАЗИТОВ ФОРМАЦИИ ЖЕЛЕЗИСТЫХ ПЕРИДОТИТОВ

Для гарцбургитов из габбро-норит-перидотитовой и пироксенит-перидотитовой субформации характерны существенно более железистый состав (0,12–0,18), чем для гарцбургитов из альпинотипных ультрабазитов, более высокое содержание ортопироксена (около 30–40%), а также повышенное содержание алюминия, титана и ванадия, что дало нам возможность высказаться в пользу их базальтоидного происхождения [274, 128]. Отметим также, что, в отличие от ранее описанных мантийных ультрабазитов, пе-

перидотиты повышенной железистости формируются на континентальном основании — в краевой части Русской платформы.

В отличие от типичных стратиформных в массивах габбро-норит-перидотитовой субформации наблюдаются резкие границы между ультраосновными и основными фациями пород, причем последние вследствие метаморфизма обычно представлены амфибол-соссюритовыми габбро. В минеральном составе перидотитов четко выделяются две главные разновидности: большая часть ультраосновных пород представлена гарцбургитами гипидиоморфнозернистой структуры с относительно повышенным (30—40%) содержанием нормативного энстатита и дунито-гарцбургитами пойкилитовой структуры, окаймляющими хромитовые тела [128]. В соответствии с результатами исследований О.К. Иванова [85] на примере Сарановского массива, намечается определенная зональность в строении ультраосновных массивов этого формационного типа. При этом в составе стратифицированной толщи снизу вверх выделяются горизонты хромитоносных дунит-гарцбургитов, верхних дунитов и дунит-гарцбургитов. В целом для ультрабазитов стратифицированной толщи массива наблюдается тенденция к повышению содержания бронзита снизу вверх (или от западного контакта к восточному), увеличение в том же направлении железистого серпентинитов от 13—14 до 16—17% и увеличение среднего содержания TiO_2 от 0,19 в бронзитовых дунитах до 0,28 в дунит-гарцбургитах.

Хромитовые руды, генетически связанные с ультраосновными массивами этого формационно-генетического типа, обнаруживают все характерные черты, свойственные хромитам из стратиформных комплексов: в Сарановском массиве, например, выделяются три крупных, хорошо выдержанных по простиранию пласта хромита кумулятивного происхождения и большое количество более мелких. Наблюдается закономерное изменение состава рудных хромшпинелидов по разрезу стратифицированной толщи и по отдельным пластам при относительно стабильном содержании в них хрома. Оно проявляется в увеличении вверх по разрезу содержания в хромшпинелидах титана, окисного и закисного железа, ванадия и марганца, сопровождается соответствующим уменьшением в них магния, алюминия, никеля и кобальта, что свидетельствует о повышении парциального давления кислорода при их кристаллизации. И хотя в целом железистость хромитовых руд в Сарановском массиве сравнительно невелика и составляет в среднем 48%, что соответствует минимальному их пределу для стратиформных массивов, степень их окисления (около 32%), весьма типична для руд платформенных ультраосновных массивов [216].

Для Сарановского, Мало-Ашкинского и Воронковских массивов (габбро-норит-перидотитовая формация), характерны вторичные процессы матасоматоза и метаморфизма, сопровождающегося механическими деформациями и будинажем пород и руд [84, 85]. Вследствие этого пологозалегающие выдержанные пласты преобразуются в блоки, часто с крутым падением, смещениями, а также в буднированные линзовидные тела. Для массивов этого типа характерен низкотемпературный зеленосланцевый метаморфизм, приводящий к образованию вторичного лизаридит-хлоритового, реже антигоритового агрегата в гарцбургитах и дунито-гарцбургитах, и переход акцессорного хромшпинелида в хроммагнетит или высокотитанистый хромит. Рудные хромшпинелиды как правило

не претерпели наложенного высокотемпературного метаморфизма — анализ состава сосуществующих минералов свидетельствует чаще всего о высокой температуре слагающих эти породы и руды равновесных ассоциаций.

По данным Ю.Д. Смирнова и К.К. Золоева, все ультрабазиты этого формационного типа залегают в древних метаморфизованных толщах верхнедокембрийско-кембрийского структурного этажа (Сарановский, Ослянский, Мало-Ашкинский и Мойвинский массивы) и значительно реже в пределах ордовикско-нижнедевонского структурного этажа (Улсовский и Кутимский массивы) [215, 83]. Таким образом, стратифицированные массивы и руды формации железистых перидотитов формировались в краевой части Русской платформы до заложения уральской геосинклинали или контролировались глубинными разломами в стадию их активизации в период ее заложения.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ПИКРИТОВ ТРАППОВОЙ И ЩЕЛОЧНОЙ ОЛИВИН-БАЗАЛЬТОВОЙ ФОРМАЦИИ

Благодаря обширным экспериментальным исследованиям, проведенным за последние годы [59, 325, 340, 91, 209], установлено, что пикритовые магмы образуются на глубинах свыше 100 км [59] и содержат более 30% нормативного оливина. Кроме того, пикриты могут образовываться как кумуляты в дифференцированных силах габбро-диабазов, генетически связанных с траппами (Ишеримская интрузия на западном склоне Урала).

Генетическая принадлежность пикритов к глубинной щелочно-оливин-базальтовой формации наиболее четко устанавливается по более высокому содержанию в них титана при одном и том же содержании магния. К числу наиболее надежных критериев, однако, относится наличие среди них глубинных ксенолитов, представленных гранатовыми и шпинелевыми перидотитами и эклогитами, наиболее глубинные из которых являются потенциально алмазоносными. Таким пикритам или, точнее, пикритовым порфиритам часто сопутствуют субщелочные и щелочные вулканы основного состава, ближе всего соответствующие по составу лимбургитам, а также щелочным породам ряда мельтейгит—якуширангит.

Хотя пикритовые порфириты слагают чаще всего одиночные дайки и имеют венд-кембрийский возраст, область их распространения на западном склоне Среднего и Северного Урала ограничивается в пределах структуры Центрально-Уральского поднятия двумя субмеридиональными зонами. Одна располагается в пределах западного крыла Каменногорско-Кваркушского антиклинория, а вторая локализуется в Висимской синклиналиной зоне, непосредственно располагающейся в самой краевой зоне Русской платформы.

Как следует из данных количественно-минералогических подсчетов в шлифах и результатов пересчетов химических анализов на нормативный состав, пикриты обычно содержат 10—30% оливина во вкрапленниках, а также небольшое количество моноклинного пироксена и керсутита. Что касается состава глубинных включений, то среди них встречаются эклогиты мантийного и корового происхождения, судя по составу слагающих их магнезиально-железистых гранатов.

ВОПРОСЫ РУДОНОСНОСТИ УЛЬТРАБАЗИТОВ УРАЛА

Рудоносность ультрабазитов различных формационных типов определяется их составом, глубиной формирования, спецификой метаморфизма и наложенных процессов метасоматоза. С наиболее глубинными по происхождению ультраосновными породами (производными щелочной оливин-базальтовой магмы — кимберлитами и пикритами) связана проблема алмазонасности. С альпинотипными ультрабазитами — дунитами, реже перидотитами ассоциирует подавляющее большинство крупных промышленных месторождений, а также рудопроявлений хромитов. Значительно меньшая хромитонасность по сравнению с ультрабазитами дунит-гарцбургитовой формации отмечается в стратифицированных ультрабазитах формации железистых перидотитов. Титаномагнетитовое оруденение метасоматического происхождения отмечается в ряде ультрабазитовых массивов Платиноносного пояса, представленных в основном перкнитами [250]. В дунитах пироксенита и габброидах Платиноносного пояса отмечается также платиниодная минерализация [47]. В ряде альпинотипных ультраосновных массивов Урала встречаются промышленные месторождения хризотил-асбеста [83], а также антофиллит-асбеста. Наконец, в ряде серпентинитовых массивов эвгеосинклинальной зоны Урала встречаются месторождения и рудопроявления золота, в основном связанные с зонами лиственитизации [207, 208].

Поскольку объекты исследования автора работы в основном были связаны с изучением различных аспектов хромитонасности ультраосновных массивов, а также потенциальной алмазонасности ультраосновных вулканитов, рассмотрим более подробно эти вопросы.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ХРОМИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В УЛЬТРАБАЗИТАХ УРАЛА И ПЕРСПЕКТИВЫ ИХ ПОИСКОВ

Подавляющее большинство хромитонасных ультраосновных массивов на Урале располагается в краевых частях эвгеосинклинали. Так, в западной ее части располагаются Кемпирсайский, Хабарнинский, Халиловский, Иткульский, Уфалейский, Гологорский, Верх-Нейвинский, Верхне-Тагильский, Войкаро-Сыньинский и Рай-Изский хромитонасные массивы. Аналогичная картина, хотя и менее ярко выраженная, наблюдается в восточной краевой зоне геосинклинали, где располагаются ультраосновные массивы Аккаргинско-Джетыгаринского пояса. Значительно реже хромитонасные массивы располагаются в обрамлении находящихся в пределах эвгеосинклинали крупных сиалических блоков, представляющих собой своеобразные "микроконтиненты". Характерным примером в этом смысле является Мурзинско-Адуйский или Салдинский гнейсовый блок, который с запада обрамляется Восточно-Тагильским или Красноуральским массивом, а с востока — Алапаевским хромитонасным массивом. Хромитонасные массивы Сарановско-Вишерского пояса, располагающегося в пределах миогеосинклинальной части среди платформенных отложений Центрально-Ураль-

ского поднятия, пространственно связаны с системой разломов, располагающихся в полосе развития отложений рифтогенной окраины [189].

Во всех случаях расположение рудоносных ультраосновных массивов контролируется рифтогенными разломами различной глубины заложения. В начальные периоды рифтогенеза глубина разломов в пределах континентальной коры и связанных с ними магматических очагов, по-видимому, ограничивалась пределами базальтового слоя, что обусловило габбро-перидотитовый состав формирующихся здесь массивов и относительно высокую железистость и глиноземистость связанных с ними хромитовых руд, содержащих также относительно повышенное количество титана и ванадия.

Хромитоносные массивы дунит-гарцбургитовой формации, располагающиеся в пределах эвгеосинклинальной части Урала, несомненно являются мантийными образованиями, причем определяющие их размещение разломы наиболее глубинного заложения, очевидно, приурочивались к границе геосинклинали с платформой. Согласно данным, приведенным в работе, а также учитывая специфические особенности акцессорных и рудообразующих хромшпинелидов [133, 134], можно считать, что происхождение зональных ультраосновных массивов со значительным объемом дунитовых фаций и генетически связанных с ними существенно магнезиальных и высокохромистых руд связано с наиболее глубокими разломами. В пользу этого также свидетельствуют результаты детального изучения ряда крупных хромитоносных массивов, включая Кемпирсайский [170, 103, 92].

Многолетний опыт поисково-съёмочных работ на Урале свидетельствует, что почти все хромитоносные массивы, относящиеся к дунит-гарцбургитовой формации, располагаются на границе эвгеосинклинальной части Урала с платформой или в зонах сочленения крупных региональных структур — поднятий и погружения и достаточно четко контролируются региональными глубинными разломами. Что касается большого количества мелких ультраосновных массивов протрузивного происхождения, располагающихся в пределах крупных структур, то они в подавляющем большинстве нехромитоносны или слабо хромитоносны, а возраст их окончательного становления датируется верхним девоном или чаще карбоном. Таким образом, тезис о том, что практически все хромитоносные массивы Урала обладают относительно более древним возрастом, датируемым диапазоном от верхнего ордовика до верхнего силура включительно, когда шло формирование офиолитовых комплексов, находит новое подтверждение.

На основе проведенных геолого-съёмочных работ и тематических исследований в качестве наиболее перспективных в отношении их рудоносности следует рассматривать Верхне-Тагильский, Верх-Нейвинский, Алапаевский, Ключевской и Муслюмовский ультраосновные массивы на Среднем Урале. Все они характеризуются значительными площадями выходов дунитов, к которым приурочены высокохромистые вкрапленные руды. Из слабо изученных массивов особо следует отметить Муслюмовский, структурно располагающийся в пределах структурного изгиба Алапаевско-Теченского пояса, сложенный в южной части существенно дунитовыми фациями ультрабазитов, среди которых встречаются средневкрапленные хромитовые руды.

К числу перспективных следует отнести группу массивов Серовско-Невьянского пояса: Устейский, Кольский и Вагранский, находящиеся в

пределах северо-западного обрамления Мурзинско-Адуйского силалического блока. Ранее известные здесь месторождения немногочисленны, но встречающиеся здесь сплошные и реже вкрапленные хромитовые руды в концентратах содержат до 51% трехоксида хрома. Следует также подчеркнуть, что все эти массивы имеют дунит-гарцбургитовый состав, а возраст их становления датируется силуром, что предопределяет возможность обнаружения в этих массивах высокохромистого оруденения.

Определенные, правда довольно ограниченные, перспективы для поисков хромитовых руд имеют Варшавский и Каменнодольский массивы, располагающиеся, как и Верблюжьегорский хромитоносный массив, в пределах Алапаевско-Брединской синклиналиной зоны и представляющие, по-видимому, блоки относительно слабо измененных ультрабазитов среди большой группы серпентинизированных перидотитовых массивов и ультраосновных тектонитов, обладающих несомненно протрузивным происхождением.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ПЕРСПЕКТИВНОЙ ОЦЕНКИ УЛЬТРАБАЗИТОВ ДУНИТ-ГАРЦБУРГИТОВОЙ ФОРМАЦИИ НА ХРОМИТОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

В пределах относительно слабо измененных зональных ультраосновных массивов дунит-гарцбургитовой формации хромитовые руды обычно занимают определенное структурное положение. Обобщение большого фактического материала по условиям локализации хромитовых месторождений [317, 342, 324, 170, 168, 216] свидетельствует о различной пространственной прурочности руд. Они располагаются чаще всего в основании ультраосновных массивов, представленном существенно дунитовыми фациями пород, или близ основной границы дунитовых и перидотитовых горизонтов. В том и другом случае такие руды обладают высокохромистым составом. В ряде случаев густовкрапленные и массивные хромитовые руды располагаются среди гарцбургитов, и в этом случае они обладают более низкохромистым и существенно глиноземистым составом (Алапаевский массив). Наконец, хромитовые руды могут располагаться и на контакте ультрабазитов с габброидами (большая часть месторождений Кубы). Хотя наиболее богатые хромом руды всегда пространственно тесно ассоциируют с дунитами, отмечается также явная тенденция к обогащению хромом руд, располагающихся стратиграфически в более глубоких горизонтах дунитовой части массивов [92].

Детальными исследованиями Н.В. Павлова была установлена тесная зависимость между составом ультраосновных пород и акцессорных и рудообразующих хромшпинелидов [167], что обусловливает приуроченность богатых хромом магнохромитовых руд к существенно магнезиальным фациям ультрабазитов. Эта закономерность в целом за последние годы получила дальнейшее подтверждение. Проведенные нами исследования свидетельствуют, что повышение концентрации хромшпинелидов всегда фиксируется в дунитах со стандартной исходной железистостью 0,07–0,09, соответствующей мировому типу [273, 128]. В дальнейшем было установлено, что вследствие вторичных процессов высокотемпературного метаморфизма и перекристаллизации железистость силикатной части хроми-

Распределение трехоксида хрома в ультрабазитах нехромитоносных массивов

Массив	Порода	Максимальное содержание, мас. %	Число анализов	Основные параметры, мас. %	
				\bar{x}	σ
Уктусский	Дунит	0,8	38	0,37	0,17
Группа массивов в целом	"	0,8	76	0,34	0,16
Баженовский	Гарцбургит	0,9	182	0,38	0,13
Ишкининский	"	0,5	41	0,32	0,08
Бурыктальский	"	0,6	42	0,37	0,12
Группа массивов	"	0,9	265	0,37	0,12

товых руд и оливина, в частности, может существенно падать — до 0,03—0,04 [264, 138]. Однако это в принципе не влияет на общую закономерную связь состава ультраосновных пород и руд.

Необходимо отметить, что одним из петрографических признаков потенциальной хромитоносности альпинотипных ультрабазитов может служить увеличение степени серпентинизации ультраосновных пород вблизи рудных тел, что было отмечено А.Г. Бетехтиным при изучении Нижне-Тагильского массива на Среднем Урале. Впоследствии это было подтверждено на примере месторождений хромитов в Кемпирсайском массиве [170] и отмечалось нами в околорудных дунитах около шпиров густо-вкрапленных хромитовых руд в Верхне-Тагильском, Алапаевском и Халиловском массивах. К числу петрографических признаков, указывающих на возможное присутствие хромитовых руд в ультрабазитах, относится часто наблюдающееся их осветление — как дунитов, так и соответствующих им по составу серпентинитов вблизи густо-вкрапленных и сплошных хромитовых тел, связанное с частичным выносом железа. Подобная картина наблюдается в Кемпирсайском, Халиловском, Гологорском, Верхне-Тагильском, Аккаргинском, Верблюжьегорском, Алапаевском и ряде других массивов и является следствием наложенных процессов метаморфизма и перекристаллизации.

Помимо структурно-геологических и петрографических, необходимо рассмотреть геохимические критерии выделения рудоносных фаций пород и массивов в целом, базирующиеся, в частности, на изучении характера распределения хрома в главных разновидностях ультраосновных пород. Однако, прежде чем более подробно рассматривать этот вопрос, целесообразно коснуться поведения хрома при серпентинизации — наиболее распространенном процессе метаморфизма ультрабазитов. Отметим, что мысль о постоянстве соотношений между основными компонентами пород при их массовой серпентинизации высказывали С.А. Кашин и В.Л. Федоров [100], Н.В. Бутырин [26] и Д.С. Штейнберг [266]. Впоследствии Д.С. Штейнбергом и И.С. Чашухиным [277] было установлено, что увеличение степени серпентинизации пород, по крайней мере до 80%, идет изохимическим путем. Поскольку хром является одним из наиболее инертных элементов, можно ожидать, что его соотношение с другими главными эле-

Основные параметры,		Оценка гипотезы нормальности		Доверительный интервал при 5%-ном уровне значимости, мас. %
K	$V, \%$	K/σ_k	E/σ_e	
0,35	47	0,88	0,06	0,32 — 0,42
0,44	49	1,57	0,32	0,30 — 0,38
0,50	34	2,76	2,67	0,36 — 0,40
0,10	27	0,25	0,11	0,29 — 0,35
0,04	33	0,11	0,71	0,34 — 0,40
0,51	33	3,36	2,65	0,36 — 0,38

ментами — магнием, кремнием и железом — при серпентинизации не изменяется. Это подтверждается нашими данными по содержанию трехоксида хрома в различной степени серпентинизированных гарцбургитах и в серпентинитах Баженовского, Алапаевского и Восточно-Тагильского массивов на Среднем Урале, включающими результаты более 250 анализов [131]. Было установлено, что среднее содержание хрома в пересчете на безводный состав во всех разновидностях пород практически одинаково.

В настоящее время имеется значительный материал по содержанию хрома в ультраосновных породах Урала: произведено около трех тысяч анализов из 66 массивов, слагающихся дунитами, гарцбургитами и серпентинитами. Более полные данные, позволяющие судить о среднем содержании и характере распределения хрома в главных разновидностях слагающих их ультраосновных пород, имеются лишь по 21 массиву. С целью изучения возможности использования статистических параметров распределения хрома для оценки рудоносности ультраосновных массивов Урала нами были исследованы породы из целого ряда массивов на Среднем и Южном Урале. При этом были учтены данные различных авторов [128]. Кроме того, было использовано свыше 500 частных химических и количественных спектральных анализов на хром, полученных нами по Гологорскому, Баженовскому, Ключевскому, Верхне-Тагильскому, Хабарнинскому, Кемпирсайскому и Ишкининскому массивам. Хотя имеются значительные колебания содержания хрома, особенно в рудоносных фациях, средние их значения, однако, довольно выдержаны и составляют 0,3—0,6% Cr_2O_3 . Если в дунитах и гарцбургитах нехромитоносных массивов они достаточно близки, то в хромитоносных ультраосновных массивах дуниты практически всегда содержат хрома явно больше, чем гарцбургиты, хотя содержание хрома, сконцентрированное в составе акцессорного хромита, в них практически одинаково (табл. 58 и 59). Из приведенных данных следует, что распределение хрома в дунитах и в гарцбургитах соответствует нормальному закону распределения лишь в случае присутствия в них акцессорного хромшпинелида. Присутствие даже небольших количеств рудообразующих хромшпинелидов — в виде редкой вкрапленности — приводит к четко выраженной асимметрии кривой распределения хрома, к некоторому увеличению среднемодального его содержания и, что особенно харак-

Таблица 59

Распределение трехоксида хрома в ультрабазитах хромитоносных массивов

Массив	Порода	Интервал колебания мас. %	Число анализов	Основные	
				\bar{X}	σ
Гологорский	Дунит	0-1,3	27	0,46	0,28
	"	0,1,1	26	0,43	0,24
Кемпирсайский	"	0-1,8	87	0,66	0,48
	"	0-0,9	54	0,41	0,19
Ключевской (весь)	"	0,2-2,0	306	0,87	0,31
Ключевской (северная и центральная часть)*	"	0-0,9	23	0,53	0,17
Группа массивов в целом	"	0-2,0	420	0,72	0,41
	"	0-1,1	117	0,39	0,16
Верхне-Тагильский	Гарцбургит	0-1,0	56	0,45	0,16
	"	0-0,9	55	0,44	0,14
Алапаевский	"	0-0,8	57	0,45	0,13
Хабарнинский	"	0-0,9	53	0,43	0,16
	"	0-0,8	52	0,42	0,15
Кемпирсайский	"	0-0,9	96	0,36	0,12
	"	0-0,7	95	0,36	0,11
	"	0-0,7	95	0,36	0,11
Группа массивов в целом	"	0-1,0	278	0,41	0,15
	"	0-0,8	274	0,40	0,13

* Без учета анализов пород с редкой вкрапленностью хромшпинелидов.

терно, сопровождается значительным увеличением коэффициента вариации хрома.

В.В. Велинский [36] на основе наших данных определил средний состав хромитоносных и нехромитоносных пород для уральского региона и рассчитал линейную дискриминантную функцию, позволяющую классифицировать альпинотипные ультраосновные массивы по степени рудоносности. Она имеет вид:

$$Z_0 = 0,17\text{SiO}_2 + 0,39\text{Al}_2\text{O}_3 + 4,86\text{Cr}_2\text{O}_3 - 0,35\text{Fe}_2\text{O}_3 - 0,27\text{MgO} + 0,60\text{CaO} + 0,24\text{ППП} + 1,13 = 0.$$

Чтобы воспользоваться уравнением, необходимо подставить в него из химического анализа породы значения окислов в мас. %. При этом при $Z_0 > 0$ объект относится к хромитоносным массивам, а при $Z_0 \leq 0$ - к нехромитоносным. Проверка уравнения на составах ультраосновных пород по целому ряду массивов Корякско-Камчатской складчатой области, которые были отнесены к числу перспективных на хромитовые руды, показала, что они характеризуются в большинстве случаев положительными значениями Z_0 [36].

параметры		Оценка гипотезы нормальности		Доверительный интервал при 5%-ном уровне значимости, мас. %
K	V, %	$ K/\sigma_k $	$ E/\sigma E $	
1,54	62	3,28	1,51	0,34-0,52
1,40	55	2,98	1,12	
3,35	73	8,85	5,38	0,36-0,46
0,84	45	2,55	0,38	
0,99	36	7,07	6,55	0,46-0,60
0,08	33	0,17	0,40	
2,96	57	7,85	6,04	0,36-0,42
0,29	41	1,27	0,13	
0,66	36	2,03	3,43	0,40-0,48
0,10	33	0,30	2,15	
0,12	29	0,37	1,00	0,42-0,48
0,77	39	3,24	3,75	
0,27	37	0,80	0,53	0,38-0,46
1,30	34	5,19	6,90	
0,68	32	2,72	0,42	0,34-0,38
0,68	32	2,72	0,42	
0,65	36	4,39	0,20	0,34-0,38
0,20	34	1,32	0,68	

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ПЕРСПЕКТИВНОЙ ОЦЕНКИ АЛМАЗОНОСНОСТИ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ВУЛКАНИТОВ ЗАПАДНОГО СКЛОНА УРАЛА

Проблема оценки потенциальной алмазности ультраосновных вулканитов западного склона Урала, представленных в основном породами типа пикритов или лимбургитов, в конечном счете связана с вопросом глубинности их происхождения, поскольку для образования алмазов, помимо достаточно высокой температуры (не менее 1000-1100°C), необходимо весьма высокое давление (40 кбар и более) [123, 217]. Из приведенных в главе IV данных следует, что для пород пикритовой ассоциации наиболее глубинными будут существенно магнезиальные по составу фации пикритов или пикритовых порфиритов, содержащие не менее 19% окиси магния. Для пикритов, а также для лимбургитов, генетически связанных с глубинной щелочной оливин-базальтовой магмой, характерно относительно повышенное (1-2%) содержание титана и постоянное присутствие фосфора.

Одним из методов оценки глубинности происхождения и генетической природы ультраосновных вулканитов на западном склоне Урала является

Таблица 60

Содержание редкоземельных элементов и иттрия в основных и ультраосновных вулканитах западного склона Урала и в средних типах основных и ультраосновных пород (в г/т)

Состав	Туфобрекчия пикритов с обломками лавы	Карбонатизированный брекчированный пикрит	Пикритовый порфирит [90]	Пикритовые порфириты (среднее)	Кимберлиты (среднее) [90]	Базальты щелочно-оливиновые базальтовой формации
La	74,17	15,35	14,49	193	107	47
Ce	128,0	26,7	26,47	375	213,6	He опр.
Pr	41,88	8,03	8,12	43	16,05	14,6
Nd	82,33	17,15	15,44	181	87,9	He опр.
Sm	16,38	3,97	3,88	24	13,7	15
Eu	4,23	1,12	1,60	6,8	2,23	9
Gd	13,88	3,99	4,25	18	8,4	4,4
Tb	20,85	4,60	4,78	2,2	1,08	1,17
Dy	15,16	4,09	4,62	8,6	1,88	He опр.
Ho	1,66	0,56	0,71	1,9	0,41	1,4
Er	4,55	1,14	1,31	2,8	1,34	2,8
Tu	0,66	0,19	0,29	1,4	0,14	He опр.
Yb	2,29	0,80	1,15	5,0	0,89	3,0
ΣTR	406,04	87,46	87,11	852,70	455,93	130
Y	25,20	7,17	7,87	22,3	15,5	30
La/Yb	32,4	19,2	12,6	38,6	120	15,7

определение содержания в них редкоземельных элементов (РЗЭ), а также иттрия, поскольку для таких глубинных пород, как кимберлиты и пикриты, характерно высокое содержание редких земель и особенно легких, включая лантан и церий. Пикритовые порфириты и лерцолитовые включения в лимбургитах характеризуются аномально низкими содержаниями РЗЭ, практически идентичными содержанию их в гранатовых и шпинелевых включениях в кимберлитах. Что касается лимбургитов, то содержание РЗЭ в них примерно на уровне кимберлитов и ассоциирующих с ними пикритов (табл. 60). Аналогичный вывод можно сделать и по иттрию. При оценке глубинности происхождения обычно пользуются лантан-иттербиевым отношением [90]. Это отношение в кимберлитах в 4 раза выше, чем в лимбургитах Семеновского участка. Но следует иметь в виду, что полученные нами данные по содержанию РЗЭ в вулканитах западного склона Урала пока немногочисленны и не позволяют дать однозначный ответ относительно их происхождения.

Детальное изучение минерального состава ультраосновных вулканитов позволило установить, что из числа главных породообразующих типоморфных минералов во вкрапленниках содержатся оливины, моноклинные пироксены, ильмениты и редко гранаты. Из-за интенсивного низкотемпературного метаморфизма оливин во вкрапленниках пикритов встречается очень редко. Моноклиновый пироксен во вкрапленниках обладает обычно явно

Базальты кон- тинентально-го ряда	Карбонатизи- рованная лаво- брекчия лим- бургитов	Тракиандезито- базальтовые порфириты	Шаровые включения у/о состава	Пикритовые порфириты	Гранатовые перидотиты (включения в кимберли- тах) среднее [90]	Шпинелевые перидотиты (лерцолиты) [90]
17	3,15	3,84	0,32	0,53	2,05	1,43
66	4,44	He опр.	He опр.	He опр.	3,84	2,95
8,5	2,48	"	"	"	0,57	0,49
32	2,92	1,16	0,69	1,80	2,17	1,61
6,9	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	0,58	0,67
2,7	0,32	"	"	"	0,09	He опр.
5,9	0,63	"	"	"	1,00	1,29
1,08	He опр.	"	"	"	0,29	1,43
He опр.	0,57	"	"	"	0,74	0,16
1,11	0,10	"	"	"	0,57	0,06
3,3	0,23	"	"	"	0,59	1,09
0,44	He опр.	"	"	"	0,28	0,03
2,7	0,53	0,05	0,04	"	0,25	1,4
170	15,37	5,05	1,05	1,8	12,77	11,21
25	1,34	0,20	0,08	He опр.	He опр.	He опр.
6,3	5,9	77	8	"	8,2	1,0

барофильными свойствами, однако чаще всего из барофильных минералов содержит Са-чермакит и значительно реже юрит и жадеит, т.е. отличается от клинопироксенов явно глубинного происхождения, равновесных с высокопироповым гранатом, фиксируемых обычно в кимберлитах.

Полученный нами фактический материал по составу хромшпинелидовых микровключений, содержащихся в оливиновых вкрапленниках, а также ильменитовых включений вполне подтверждает вывод, что состав минералов во вкрапленниках ультраосновных вулканитов существенно отличается от аналогичных минералов — включений и сростков с алмазами. Отсюда следует, что пикритовые порфириты и лимбургиты вследствие их кристаллизации на сравнительно умеренной глубине вряд ли можно рассматривать как потенциальные источники алмазов.

С другой стороны, в этих породах достаточно часто обнаруживается разнообразный комплекс глубинных включений — гранатовых перидотитов, лерцолитов, мантийных и коровых эклогитов, содержащих весь набор типоморфных минералов, среди которых присутствуют высокопироповые гранаты, барофильные пироксены с высоким содержанием юритовой и жадеитовой составляющих, высокохромистые шпинелиды и минералы группы ильменита—пикроильменита. Таким образом, потенциальную алмазность ультраосновных вулканитов западного склона Урала надо связывать не с самими вулканитами, а с присутствующими в них ксеногенными глубинными включениями.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненные исследования, в значительной степени базирующиеся на оригинальном фактическом материале, подводят итог многолетнего изучения вещественного состава ультрабазитов Урала и формационного их расчленения. Хорошая сходимость приведенных в работе сопоставлений химического и минерального состава главных разновидностей альпинотипных ультрабазитов Урала с аналогичными породами из других регионов свидетельствует об общем значении полученных выводов. Они сводятся к следующему.

1. Распространенные на Урале ультрабазиты и ультраосновные вулканы входят в состав шести формаций: дунит-гарцбургитовой, дунит-клинопироксенитовой, габбровой, железистых перидотитов, трапповой и щелочной оливин-базальтовой. Ультрабазиты первых трех из них располагаются в пределах эвгеосинклинальной части Урала, остальные — в миогеосинклинальной, на западном его склоне. Лишь первая, вторая и четвертая из выделенных формаций являются существенно ультраосновными, в остальных ультрабазиты имеют ограниченное распространение.

2. Для каждой из выделяемых формаций и субформаций характерен свой набор пород: для дунит-гарцбургитовой — дуниты, дунито-гарцбургиты и гарцбургиты, для дунит-клинопироксенитовой — дуниты и оливиновые маложелезистые клинопироксениты, для субформации рудных клинопироксенитов, принадлежащей к габбровой формации, — магнетитосодержащие железистые и высокоглиноземистые клинопироксениты, для формации железистых перидотитов — гарцбургиты, в пикрит-диабазовой субформации траппов — пикриты и в щелочной оливин-базальтовой формации — пикриты, лимбургиты и проблематичные кимберлиты.

3. Ультрабазиты каждой из выделяемых формаций обладают определенными петрохимическими особенностями. Главные разновидности пород дунит-гарцбургитовой формации мантийного происхождения характеризуются стабильной относительно низкой железистостью (0,08—0,09) и обеднены кальцием и алюминием. Также мантийные дуниты дунит-клинопироксенитовой формации, располагающиеся в западной краевой части Уральской эвгеосинклинали, формируются несколько позднее альпинотипных ультрабазитов — в переходную стадию и в более субщелочной обстановке. Этой формации свойственно практически полное отсутствие гарцбургитов.

Для высокожелезистых рудных клинопироксенитов метаморфического происхождения, генетически связанных с габброидами, характерен фассаитовый состав клинопироксенов. Принадлежащие к формации железистых перидотитов высокопироксеновые гарцбургиты обладают петрохимической специализацией, свойственной ультрабазитам базальтоидного происхождения. Они обладают несколько повышенной железистостью (0,12—

0,13) по сравнению с мантийными породами и содержат значительно больше алюминия, титана и ванадия. Это характерно для пород и для хромитовых руд.

Что касается ультраосновных вулканитов, то пикриты и лимбургиты более глубинной оливин-базальтовой формации отличаются от пикритов траптовой формации повышенным отношением титана и магния, а также присутствием глубинных ксенолитов, представленных мантийными и коровыми эклогитами и гранатовыми перидотитами.

4. Детальное изучение состава главных породообразующих минералов из различных формационных типов ультрабазитов и ультраосновных вулканитов позволило выявить их типоморфные особенности и получить принципиально новые данные по ($P-T$)-условиям первоначального становления и окончательного формирования вмещающих их пород. Установлено, в частности, что в дунитах и гарцбургитах мантийного происхождения первичный оливин очень стабилен по составу и содержит около 8,5% нормативного фаялита. Более магнезиальный и железистый оливин в породах и связанных генетически с ними хромитовых рудах всегда имеет метаморфическое происхождение и связан с процессами высокотемпературного преобразования. Лишь в гарцбургитах стратиформных массивов, принадлежащих к формации железистых перидотитов, он постоянно содержит 12–13% Fa .

Ромбический пироксен относится к числу весьма надежных термобарометров. С понижением температуры кристаллизации или при перекристаллизации в нем существенно снижается содержание кальция и хрома и несколько повышается железистость. В нем обнаруживается также четкая зависимость исходного состава от давления: при его понижении заметно увеличивается содержание Al^{IV} , хотя общее количество алюминия при этом уменьшается.

В моноклинных пироксенах при понижении температуры их образования существенно увеличивается содержание кальция, железа, титана и уменьшается количество хрома. Уменьшение же величины равновесного давления ведет к существенному перераспределению алюминия — из шестерной координации в четверную — и сопровождается общим уменьшением его количества, существенно увеличивается при этом и содержание окисного железа.

На основе разработанного метода оценки величины равновесного давления по соотношению в ортопироксенах алюминия в шестерной и четверной координациях и данных по их термометрии на основе $Ca/(Mg + Ca)$ -отношения устанавливается, что первичное становление ультрабазитов дунит-гарцбургитовой формации происходило в пределах шпинелевой фации глубинности — около 16 кбар, а их перекристаллизация и метасоматические преобразования — в условиях более низких давлений — от 4 до 12 кбар.

Магнезиально-железистые гранаты в альпинотипных ультрабазитах и в ультраосновных вулканитах обычно обладают ксеногенным происхождением. Высокопироповые их разновидности обнаружены лишь во включениях мантийных эклогитов среди пикритов и лимбургитов оливин-базальтовой формации на западном склоне Среднего Урала. Хромистые гранаты с нормативным кноррингитом, характерные для кимберлитов, на Урале часто обнаруживаются лишь среди терригенных пород такатинского возраста в Красновишерском районе.

Хромшпинелиды являются вполне надежным индикатором условий

формирования вмещающих их ультрабазитов, и, в свою очередь, их химизм определяется исходным составом пород. Как высокотемпературный, так и низкотемпературный метаморфизм приводит к существенному увеличению железистости шпинелей и повышению содержания в них окисного железа.

5. На основе использования орто- и клинопироксенового термобарометров и изучения оливин-энстатитовых и оливин-хромитовых равновесий выделена особая, высокотемпературная стадия метаморфизма ультрабазитов, соответствующая диапазону температур 800–1100°С и в среднем во всех главных разновидностях пород – дунитах, дунито-гарцбургитах, гарцбургитах и шпинелевых лерцолитах – составляющая, согласно расчетам, 950°С. Такой наложенный метаморфизм, однако, практически не влияет на состав густовкрапленных и массивных хромитовых руд, поскольку он не сопровождается, в отличие от низкотемпературного – водного, увеличением их железистости с соответствующим понижением хромистости. Поскольку в процессе такого высокотемпературного метаморфизма состав оливина в породах и хромита в густовкрапленных рудах существенно не меняется, с помощью оливин-хромитового термометра определены условия исходного становления альпинотипных ультрабазитов: дуниты и связанные с ними кодулярные хромитовые руды образуются при температуре около 1500°С, а гарцбургиты и связанные генетически с ними высокоглиноземистые руды – при 1300°С.

6. Установлено, что в хромитоносных массивах в дунитах постоянно фиксируется несколько повышенное среднемодальное содержание хрома, высокая его дисперсия и четко выраженная асимметрия кривой его распределения, что связано с присутствием в них наряду с аксессуарным минимального количества рудообразующего хромшпинелида. Подобный геохимический критерий оценки наряду с геолого-структурным и петрографическим позволил отнести к числу рудоносных Успенский, Муслюмовский, Восточно-Тагильский и Аккаргинский массивы альпинотипных ультрабазитов на Среднем и Южном Урале.

Анализ имеющихся данных по составу типоморфных минералов из пород различных формационных типов позволяет прийти к выводу, что очень немногие из них обладают глубинным происхождением и могут рассматриваться как потенциально алмазоносные. В частности, альпинотипные ультрабазиты, принадлежащие к шпинелевой фации глубинности, в этом отношении обладают минимальными перспективами.

Что касается ультраосновных вулканитов, распространенных на западном склоне Среднего Урала, то потенциальную алмазоносность пикритов и лимбургитов, принадлежащих к более глубинной щелочной оливин-базальтовой формации, есть все основания связывать с часто обнаруживаемыми в них глубинными включениями. Последние представлены в основном мантийными эклогитами и гранатовыми перидотитами, содержащими барофильные пироксены, гранаты и пикроильмениты, по составу очень близкие подобным минеральным включениям в алмазах.

1. *Абовян С.Б., Багдасарян Г.П., Казарян Г.А.* и др. Химические составы изверженных и метаморфических горных пород Армянской ССР. Ереван: АН АрмССР, 1962. 435 с.
2. *Агафонов Л.В., Баников О.Л., Андреева Т.А.* Зависимость состава газовой фазы гипербазитов от их химизма и генезиса. — В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск: Наука, 1976, с. 64–74.
3. *Алейников А.Л., Бугайло В.А., Халевин Н.И., Малахов И.А.* О вероятном составе верхней мантии на Урале. — Сов. геология, 1973, № 9, с. 12–23.
4. *Алешков А.Н.* Дунито-перидотитовые массивы Полярного Урала. — В кн.: Материалы Комиссии экспериментальных исследований АН СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1929, № 18. 120 с.
5. *Артемов В.Р., Ковалев Г.А., Кузнецова В.Н.* Лизардит в перидотитах, дунитах и серпентинитах. — Зап. Всесоюз. минералог. об-ва, 1964, ч. 93, вып. 3, с. 339–342.
6. *Артемов В.Р., Чернорук С.Г., Шитов В.А., Дубик О.Ю.* Опыт искусственной серпентинизации перидотита. — Зап. Всесоюз. минералог. об-ва, 1968, ч. 97, вып. 6, с. 688–694.
7. *Базарова Т.Ю., Кузнецова И.К.* Щелочные базальтоиды. — В кн.: Генетические исследования в минералогии. Новосибирск: Наука, 1976, с. 41–50.
8. *Базилевский А.Т.* К вопросу о температуре внедрения ультраосновных интрузий. — Геохимия, 1966, № 4, с. 404–409.
9. *Базилевский А.Т., Уханов А.В.* Температура плавления гипербазитов и температуры кристаллизации гипербазитовых расплавов. — Геохимия, 1967, № 12, с. 1500–1503.
10. *Бакиров А.Г.* О происхождении дунитов и хромитов Кемпирсайско-го гипербазитового массива. — В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск: УФ АН СССР, 1963, с. 325–330.
11. *Балакирев В.Ф., Бороховецкий Б.Г., Попов Г.П.* и др. Восстановление твердого магнетита с алюминатом железа. — В кн.: Химия и химическая технология. Волгоград, 1968, с. 425–432.
12. *Балакирев В.Ф., Иванов В.А., Письменная Г.М.* и др. Фазовые равновесия в процессе восстановления твердых растворов Fe_3O_4 – $MgCr_2O_4$, Fe_3O_4 – $MgAl_2O_4$. — В кн.: Химия и химическая технология. Волгоград, 1970, с. 125–133.
13. *Баскина В.А., Боронихин В.А.* Гранаты в вулканических породах Сихотэ-Алиня. — Сов. геология, 1975, № 7, с. 97–105.
14. *Белов И.В.* Трахибазальтовая формация Прибайкалья. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 371 с.
15. *Бетехтин А.Г.* Платина и другие минералы платиновой группы. М.: Изд-во АН СССР, 1935. 148 с.
16. *Бетехтин А.Г.* Шорджинский хромитоносный перидотитовый массив (в Закавказье) и генезис хромитового железняка вообще. — В кн.: Хромиты СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1937, т. 1, с. 7–104.
17. *Бетехтин А.Г.* Халиловские месторождения хромитового железняка на Южном Урале. — В кн.: Хромиты СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1940, т. 2, с. 282–340.
18. *Бетехтин А.Г.* Минералогия. М.: Госгеолиздат, 1950. 957 с.
19. *Болдырев А.К.* Курс описательной минералогии. Л.; М.: ОНТИ, 1935, вып. 3. 187 с.
20. *Бойд Ф.Р., Ингленд Дж.Л.* Система эвстаит-пироп. — В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968, с. 285–288.
21. *Бородин Л.С., Лапин А.В., Пятак И.К.* Петрология и геохимия даек щелочно-ультраосновных пород

- и кимберлитов. М.: Наука, 1976. 244 с.
22. *Боуэн Н.Л., Таттл О.Ф.* Система $MgO-SiO_2-H_2O$. — В кн.: Вопросы физикохимии в минералогии и петрологии. М.: Изд-во иностр. лит., 1950, с. 23–49.
 23. *Булыкин Л.Д.* Основные черты перидотитовой формации Урала. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск: УФ АН СССР, 1969, т. 2, с. 18–29.
 24. *Булыкин Л.Д.* К минералогии и петрологии дунит-клинопироксенитовых комплексов в альпинотипных гипербазитах Урала (на примере Нуралинского массива). — В кн.: Минералогия и геохимия гипербазитов Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1977, с. 58–61.
 25. *Булыкин Л.Д., Золов К.К.* Формации ультраосновных пород Урала и принципы их выделения. — В кн.: Геологические формации. Л.: ВСЕГЕИ, 1968, с. 71–78.
 26. *Бутырин Н.В.* Дуниты Урала как сырье для огнеупорной промышленности. — В кн.: Пр. 2-го совещ. по огнеупорным материалам. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1941, с. 79–84.
 27. *Варлаков А.С.* Роль оливинизации в формировании дунитов Урала. — В кн.: Материалы 2-й конференции по околорудному метасоматизму. Л.: ВСЕГЕИ, 1966, с. 294–295.
 28. *Варлаков А.С.* Штубахиты — особый тип дунитов в альпинотипных гипербазитовых массивах. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 10, с. 37–47.
 29. *Варлаков А.С.* Условия размещения и становления гипербазитов Урала. — В кн.: Тр. Ильмен. Гос. заповедника. Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1976, вып. 15, с. 37–47.
 30. *Варлаков А.С.* Проблема происхождения дунитов Урала. — В кн.: Петрография ультраосновных и щелочных пород Урала. — В кн.: Тр. Ильмен. Гос. заповедника. Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1978, вып. 22, с. 3–21.
 31. *Варлаков А.С.* Петрография, петрохимия и геохимия гипербазитов Оренбургского Урала. М.: Наука, 1978. 238 с.
 32. *Васильев Ю.Р., Золотухин В.В.* Петрология ультрабазитов севера Сибирской платформы и некоторые проблемы их генезиса. Новосибирск: Наука, 1975. 270 с.
 33. *Васильев Ю.Р., Симон А.К.* Ультраосновные расплавы в земной коре. — В кн.: Проблемы петрологии. М.: Наука, 1976, с. 106–119.
 34. *Васильев Ю.Р., Шербакова М.Я., Истомин В.Е.* Генетические типы оливинов ультраосновных пород Сибирской платформы. — Геохимия, 1981, № 10, с. 1546–1553.
 35. *Велинский В.В.* Дегазация вещества верхней мантии как основной фактор магмообразования. — Геология и геофизика, 1970, № 1, с. 10–21.
 36. *Велинский В.В.* Альпинотипные гипербазиты переходных зон океан-континент. Новосибирск: Наука, 1979. 278 с.
 37. *Велинский В.В., Вартанова Н.С.* Закономерности в химизме гипербазитов Тувы. — В кн.: Петрология гипербазитов и базитов Сибири, Дальнего Востока и Монголии. Новосибирск: Наука, 1980, с. 14–27.
 38. *Велинский В.В., Пинус Г.В.* Проблема ультраосновных формаций складчатых областей. — В кн.: Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1973, с. 187–195.
 39. *Виленский А.М., Олейников Б.В.* Основные факторы многообразия и вопросы классификации траппов Сибирской платформы. В кн.: Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы. М.: Наука, 1970, с. 5–25.
 40. *Вильямс Х., Тернер Ф.Дж., Гильберт Ч.М.* Петрография. Введение в изучение горных пород в шлифах. М.: Изд-во иностр. лит., 1957. 425 с.
 41. *Виноградов А.П.* Закономерности распределения химических элементов в земной коре. — Геохимия, 1956, № 1, с. 6–52.
 42. *Виноградов А.П.* Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — Геохимия, 1962, № 7, с. 555–571.
 43. *Виноградов А.П.* Газовый режим Земли. — В кн.: Химия земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1964, т. 2, с. 5–21.
 44. *Волченко Ю.А.* К металлогении дунитов платиноносного пояса Урала. — В кн.: Ежегодник 1976 Ин-та геол. и геохимии УНЦ АН СССР.

- Свердловск: УНЦ АН СССР, 1977, с. 90–93.
45. Волченко Ю.А., Брянский Я.Ш., Вилесов Н.Г. Новые данные по геологии и рудоносности сарановского комплекса (западный склон Урала). – В кн.: Генезис оруденения в базитах и гипербазитах. Свердловск, 1979, с. 70–81, (Тр. ИГиГ УНЦ АН СССР; Вып. 151).
 46. Волченко Ю.А., Вилесов Н.Г., Нечехин В.М. О парагенетических породных ассоциациях и типах платиноидной минерализации в дунит-пироксенит-габбровых комплексах Платиноносного пояса Урала. – Ежегодник 1973 Ин-та геол. и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1974, с. 75–80.
 47. Волченко Ю.А., Нечехин В.М. Платиноидное оруденение в габбро-типербазитовых комплексах эвгеосинклиналией и его генетические типы. – В кн.: Доорогенная металлогения эвгеосинклиналией. Рудные формации. Всесоюз. совещ. по металлогении. Свердловск, 1976, с. 22–24.
 48. Воробьева О.А., Ефремова С.В. О классификации и номенклатуре изверженных горных пород. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 8, с. 13–22.
 49. Воробьева О.А., Самойлова Н.В., Свешникова Е.В. Габбро-пироксенит-дунитовый пояс Среднего Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 319.
 50. Высоцкий Н.К. Месторождения платины Исовского и Нижне-Тагильского района на Урале. – Тр. Геол. ком., 1913, № 62. 694 с.
 51. Высоцкий Н.К. Платина и районы ее добычи. М.: изд. СОПС АН СССР, 1925, ч. 4, с. 348–692.
 52. Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Округин В.М. Хромсодержащие шпинелиды в продуктах извержения Южного прорыва вулкана Толбачик. – Докл. АН СССР, 1977, т. 234, с. 681–684.
 53. Золов К.К., Рапопорт М.С., Попов Б.А. и др. Геологическое развитие и металлогения Урала. М.: Недра, 1981. 256 с.
 54. Бакуменко И.Т., Добрецов Н.Л., Соболев Н.В. и др. Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск: Наука, 1975. 271 с.
 55. Гневушев М.А., Шеманина Е.И. Некоторые особенности уральских алмазов и их возможные первоисточники. – В кн.: Минералы изверженных горных пород Урала. Л.: Недра, 1967, с. 27–40.
 56. Голдин Б.А., Давыдов В.П., Мизин В.И., Пучков В.Н. Трапповые формации Северного Урала и Приуралья. – В кн.: Проблемы магматизма западного склона Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1972, с. 130–147.
 57. Гоньшакова В.И. Трапповый магматизм и магнетитовое оруденение юго-восточной части Сибирской платформы. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 296 с.
 58. Гревцов Г.А., Малахов И.А., Нечехин В.М. Структурное положение и закономерности размещения хромитовых массивов. – В кн.: Ежегодник 1976 Ин-та геол. и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1977, с. 89–90.
 59. Грин Д.Н., Рингвуд А.Э. Происхождение базальтовых магм. – В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968, с. 132–258.
 60. Дир У.А., Хаун Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. М.: Мир, 1965, т. 2. 406 с.; 1966, т. 5. 408 с.
 61. Дмитриев Л.В. Петрология и геохимия ультрабазитов срединных океанических хребтов. – В кн.: Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1973, с. 101–111.
 62. Дмитриев Л.В., Уханов А.В., Шараскин А.Я. К вопросу о составе вещества верхней мантии. – Геохимия, 1972, № 10, с. 1155–1167.
 63. Добрецов Н.Л., Кочкин Ю.Н., Кривенко А.П., Кутолин В.А. Породообразующие пироксены. М.: Наука, 1971. 454 с.
 64. Дружинин В.С., Рыбалка В.М., Халевиц Н.И. Результаты глубинных сейсмических зондирований на Свердловском пересечении и перспективы дальнейших исследований Урала. – В кн.: Глубинное строение Урала. М.: Наука, 1968, с. 69–79.
 65. Дюпарк Л. Платина и платиновые месторождения на Урале. – Горный журн., 1913, № 1/2, с. 40–73; № 3, с. 282–305.
 66. Ефимов А.А. "Горячая тектоника"

- в гипербазитах и габброидах Урала. — Геотектоника, 1977, № 1, с. 24–42.
67. *Ефимов А.А.* Существует ли в уральских платиноносных массивах первичный дунит? — В кн.: Генезис ультрабазитов и связанного с ними оруденения. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1977, с. 41–50.
 68. *Ефимов А.А., Ефимова Л.П.* Кытлымский платиноносный массив. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала. М.: Недра, 1967. Вып. 13. 336 с.
 69. *Ефимов А.А., Иванов С.Н., Кейльман Г.А., Смирнов Г.А.* О результатах тектонических экскурсий по Уралу летом 1972 г. — В кн.: Ежегодник 1972 Ин-та геол. и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1973, с. 194–198.
 70. *Ефимов А.А., Рябкова Н.И.* О природе западной габбро-амфиболитовой зоны Войкаро-Сыньинского массива. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1979, с. 32–51.
 71. *Ефимов А.А., Царицын Е.П.* Образование пироповых амфиболитов по оливиновым габброидам в контактовой зоне Кемпирсайского гипербазитового массива. — Тр. Свердл. горного ин-та, 1975, вып. 116, с. 26–35.
 72. *Заварицкий А.Н.* Отчет об исследованиях в платиноносном районе Нижне-Тагильского округа. — Зап. Горного ин-та, 1909, т. 2, вып. 3, с. 189–212.
 73. *Заварицкий А.Н.* Коренные месторождения платины на Урале. — Материалы по общей и прикладной геологии, 1928, вып. 108. 56 с.
 74. *Заварицкий А.Н.* Перидотитовый массив Рай-Из в Полярном Урале. М.; Л.: Госгеолиздат, 1932. 217 с.
 75. *Заварицкий А.Н.* Некоторые основные вопросы геологии Урала. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1941, № 3, с. 36–111.
 76. *Заварицкий А.Н.* Изверженные горные породы. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 480 с.
 77. *Зильберман А.М., Чернышова Е.М., Кичигин Ю.Н.* Базальтоидные формации западного склона Среднего и Северного Урала. — В кн.: Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1974, с. 59–61.
 78. *Зильберман А.М., Чернышова Е.М., Кичигин Ю.Н.* Новые проявления щелочно-ультраосновного вулканизма на западном склоне Среднего Урала. — В кн.: Докембрийская история Урала: Препринт. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980, вып. 3, с. 30–46.
 79. *Зимин И.А.* Сарановское хромоворудное месторождение. — В кн.: Тр. Урал. ин-та геологии разведки и минерал. сырья. Свердловск, 1938, вып. 2. Полезные ископаемые, с. 163–187.
 80. *Зимин С.С.* О составе и парагенезисе хромшпинелидов в ультраосновных породах. — Геология и геофизика, 1963, № 10, с. 46–57.
 81. *Зимин С.С.* Некоторые особенности состава и генезиса хромитов. — Геология и геофизика. 1965, № 4, с. 103–113.
 82. *Золоев К.К.* Особенности вещественного состава асбестоносных гипербазитов. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм и металлогения Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1969, с. 242–253.
 83. *Золоев К.К.* Месторождения хризотил-асбеста в гипербазитах складчатых областей. М.: Недра, 1975. 192 с.
 84. *Иванов О.К.* Сарановский массив стратифицированных хромитоносных гипербазитов. — В кн.: Генезис ультрабазитов и связанного с ними оруденения. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1977, с. 51–62.
 85. *Иванов О.К.* Изменение состава хромшпинелидов по разрезу хромитовых пластов — стратиформных месторождений. — В кн.: Минералогия и геохимия гипербазитов Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1977, с. 53–57.
 86. *Иванов О.К.* Воронковские массивы хромитоносных стратифицированных гипербазитов (западный склон Урала). — Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978, № 22, с. 49–54.
 87. *Иванов О.К.* Новые зональные ультрамафические массивы Урала. — Докл. АН СССР, 1979, т. 248, № 3, с. 682–686.
 88. *Иванов С.Н., Ефимов А.А., Минкин Л.М.* и др. Природа уральской геосинклинали. — Докл. АН СССР, 1972, т. 206, № 5, с. 1177–1180.
 89. *Иванов С.Н., Перфильев А.С., Нечухин В.М.* и др. Палеозойская ис-

- тория Урала. — В кн.: Магматизм, метаморфизм и рудообразование в геологической истории Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1974, с. 13—38.
90. *Илупин И.П., Каминский Ф.В., Францесон Е.В.* Геохимия кимберлитов. М.: Недра, 1978. 352 с.
 91. *Йодер Г.С., Тилли К.Э.* Происхождение базальтовых магм. М.: Мир, 1965. 248 с.
 92. *Казанцев М.М.* Морфология хромитового оруденения Казахстана и структурно-морфологические особенности его размещения: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Алма-Ата: ИГМ, 1981. 21 с.
 93. *Казанцева Т.Т., Камалетдинов М.А.* Об аллохтонном залегании гипербазитовых массивов западного склона Южного Урала. — Докл. АН СССР, 1969, т. 189, № 5, с. 1077—1080.
 94. *Камалетдинов М.А.* Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974. 230 с.
 95. *Камалетдинов М.А., Казанцев Ю.В.* Об аллохтонном залегании рифейских метаморфических пород в Сакмарской зоне Южного Урала. — Докл. АН СССР, 1968, т. 181, № 4, с. 938—941.
 96. *Каминский Ф.В., Лаврова Л.Д., Шепелева К.А.* О гранатах в альпийно-типных ультрабазитах Урала. — Докл. АН СССР, 1978, т. 241, № 5, с. 1179—1182.
 97. *Карпинский А.П.* О вероятном происхождении коренных месторождений платины уральского типа. — Изв. АН СССР. Сер. 6, 1926, т. 20, № 1/2, с. 133—170.
 98. *Карякин В.И., Пятюков Е.Д.* Изменение хромшпинелидов при нагревании. — Докл. АН СССР, 1955, т. 102, № 3, с. 601—604.
 99. *Кашин С.А., Козак С.С., Николаева Л.А., Тихомиров К.П.* Минералогические и петрохимические особенности пород платиноносной формации Среднего Урала и некоторые закономерности распределения коренной платины. М.: ОНТИ НИГРИ-золото, 1956. 113 с.
 100. *Кашин С.А., Федоров В.Л.* Хабарнинский ультраосновной массив и его хромитовые месторождения. — В кн.: Хромиты СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1940, т. 2, с. 199—283.
 101. *Кейльман Г.А.* Результаты геологического картирования метаморфических комплексов Урала. — В кн.: Проблемы изучения геологии докембрия. Л.: Наука, 1967, с. 66—71.
 102. *Андреева Е.Д., Богатиков О.А.* и др. Классификация и номенклатура магматических горных пород. М.: Недра, 1981. 160 с.
 103. *Колотилов Л.И.* О положении источников рудного вещества в интрузивах при хромитообразовании. — В кн.: К вопросу об источнике вещества эндогенных рудных месторождений. Алма-Ата, 1970, с. 48—52.
 104. *Коновалова О.Г., Прусевич Н.А.* Дунит-гарцбургитовые массивы Кузнецкого Алатау и Салаира. — В кн.: Тр. ИГиГ СО АН СССР. Новосибирск: Недра, 1977, вып. 339. 166 с.
 105. *Коржинский Д.С.* Подвижность и инертность компонентов при метасоматозе. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1936, № 1, с. 35—60.
 106. *Коржинский Д.С.* Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 184 с.
 107. *Коржинский Д.С.* Проблемы формирования и оруденения гипербазитовых массивов. — Геология рудных месторождений, 1966, т. 8, № 2, с. 16—20.
 108. *Кориневский В.Г.* Автохтонность гипербазитовых массивов Южного Урала. — Докл. АН СССР, 1979, т. 245, № 1, с. 181—183.
 109. *Кротов Б.П.* Петрографическое исследование южной части Миасской дачи. — Тр. об-ва естествоиспыт. при импер. Казан. ун-те. Казань, 1915, т. 47, вып. 1. 416 с.
 110. *Кузнецов Ю.А.* Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 387 с.
 111. *Куликов В.С.* Вулканыты кража Ветренный пояс (юго-восток Балтийского щита). — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1971, с. 253—265.
 112. *Куплетский Б.М.* Количественно-минералогический состав основных пород. — В кн.: Труды Петрограф. ин-та. М.: Изд-во АН СССР, 1936, с. 53—84.
 113. *Куголин В.А.* Статистическое изучение химизма базальтов. М.: Недра, 1969. 142 с.

114. *Кушев В.Г., Виноградов Д.П.* Метаморфогенные эклогиты. Новосибирск: Наука, 1978. 112 с.
115. *Ланда Э.А., Марковский Б.А., Багдасаров Э.А.* Особенности химического состава клинопироксенов вулканических ультрамафитов. — Минерал. журн., 1981, т. 3, № 2, с. 71–80.
116. *Латыш И.К.* Минеральный состав и условия локализации титаномagnetитовых руд Висимского месторождения на Среднем Урале. — В кн.: Тр. ТГИ УФ АН СССР. Свердловск: Изд-во АФ АН СССР, 1960, вып. 50. 76 с.
117. *Левинсон-Лессинг Ф.Ю.* О самом южном месторождении платины на Урале (на р. Омутной в Сысертском округе). — Изв. СПб. политехн. ин-та, 1910, т. 19, с. 471–480.
118. *Левинсон-Лессинг Ф.Ю.* Что такое дунит? — Докл. АН СССР, 1928, № 20/21, с. 403–406.
119. *Ленных В.И.* Эклогит-глаукофан-сланцевый пояс Южного Урала. М.: Наука, 1977. 160 с.
120. *Лисов Н.С., Коровин Н.Ф.* О возрасте и последовательности формирования интрузивных пород Красноуринского, Серовского и Ново-Лялинского районов. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск: Изд-во УФ АН СССР, 1969, с. 258–263.
121. *Логовинов В.П., Павлов Н.В., Соколов Г.А.* Хромитоносность Кемпирсайского ультраосновного массива на Южном Урале. — В кн.: Хромиты СССР. М.; Л.; Изд-во АН СССР, 1940, т. 2, с. 5–19.
122. *Лодочников В.Н.* Серпентины и серпентиниты Ильчирские и другие и петрологические вопросы с ними связанные. — В кн.: Труды ЦНИГРИ. Л.; М.: ОНТИ, 1936. Вып. 38. 817 с.
123. *Лукьянова Л.И., Смирнов Ю.Д., Зильберман А.М.* и др. О находках алмазов в пикритах Урала. — Тр. Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1978, ч. 107, вып. 5, с. 580–585.
124. *Лурье М.Л., Полунина Л.А., Туганова Е.В.* Принципы расчленения позднепалеозойской-раннемезозойской трапповой формации Сибирской платформы. — В кн.: Петрология и металлогения базитов. М.: Наука, 1973, с. 116–126.
125. *Мазина Е.А., Ксенофонтов О.К.* К вопросу о характере нижнемезозойского магматизма Тургайского прогиба. — В кн.: Геология Тургайского прогиба. Л.: ВСЕГЕИ, 1961, с. 149–168.
126. *Малахов И.А.* Некоторые вопросы номенклатуры гипербазитов Урала. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 10, с. 86–89.
127. *Малахов И.А.* О составе оливинов из ультрабазитов Урала. — В кн.: Тр. ИГ УФ АН СССР. Свердловск: УФ АН СССР, 1965, вып. 70, с. 27–33.
128. *Малахов И.А.* Петрохимия ультрабазитов Урала. — В кн.: Тр. ИГ УФ АН СССР. Свердловск: УФ АН СССР, 1966. Вып. 79. 234 с.
129. *Малахов И.А.* О содержании и форме нахождения хрома в ультрабазитах Урала. — В кн.: Материалы к Первой Уральской конференции молодых геологов и геофизиков. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1967, с. 73–74.
130. *Малахов И.А.* Минералогия полосчатых дунит-пироксенитовых комплексов на Урале. — В кн.: Минералы месторождений полезных ископаемых Урала. Свердловск: УФ АН СССР, 1968, № 8, с. 84–87.
131. *Малахов И.А.* О геохимических критериях выделения хромитоносных ультраосновных массивов на Урале. — Докл. сов. геологов. Проблема 7. М.: Недра, 1968, с. 27–34.
132. *Малахов И.А.* Средний состав ультраосновных пород Урала. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск: УФ АН СССР, 1969, с. 30–34.
133. *Малахов И.А.* Термодинамические условия серпентинизации ультраосновных пород. — Докл. АН СССР, 1971, т. 200, № 1, с. 212–214.
134. *Малахов И.А.* Глубина формирования ультрабазитов Урала и хромитового оруденения по термодинамическим данным. — В кн.: 1 Международный геохимический конгресс. М.: Изд-во АН СССР, 1972, с. 151–162.
135. *Малахов И.А.* О термодинамических условиях серпентинизации. — В кн.: Проблемы петрологии Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1973, с. 38–52.
136. *Малахов И.А.* Петрохимия гипербазитов и условия их образования. — В кн.: Проблемы петрологии

- гипербазитов складчатых областей. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1973, с. 85–100.
137. *Малахов И.А.* О связи характера метаморфизма и условий становления альпийских ультрабазитов (на примере Урала). — В кн.: *Метаморфизм Украинского щита и его обрамления*. Киев: Наук. думка, 1978, с. 93–94.
 138. *Малахов И.А.* Состав оливин-хромитового парагенезиса как индикатор условий формирования ультрабазитов и хромитов Урала. — В кн.: *Генезис оруднения в базитах и гипербазитах*. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1979, с. 82–85.
 139. *Малахов И.А.* Состав хромшпинелидов из базитов и ультрабазитов западного склона Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1979, с. 95–109.
 140. *Малахов И.А.* Закономерности оливин-хромитовых парагенезисов в альпийских гипербазитах. — В кн.: *Петрология гипербазитов и базитов Сибири, Дальнего Востока и Монголии*. Новосибирск: Наука, 1980, с. 120–131.
 141. *Малахов И.А., Кобузов А.С.* Условия метасоматического преобразования ультрабазитов в Кемпирсайском массиве на Южном Урале. — В кн.: *Ежегодник 1980 Ин-та геол. и геохимии УНЦ АН СССР*. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981, с. 43–47.
 142. *Малахов И.А., Малахова Л.В.* Нижне-Тагильский пироксенит-дунитовый массив и вмещающие его породы. — *Тр. Ин-та геол. и геохимии УФ АН СССР*. Свердловск: УФ АН СССР, 1970. Вып. 83. 166 с.
 143. *Малахов И.А., Таврин И.Ф.* К вопросу о происхождении талько-карбонатных пород Урала. — В кн.: *Проблемы метасоматизма*. М.: Недра, 1970, с. 294–299.
 144. *Малахов И.А., Царицын Е.П., Муха Б.К.* Метаморфизм хромшпинелидов из гипербазитов Урала по данным изучения на микроанализаторе. — В кн.: *Ежегодник 1970 Ин-та геол. и геохимии*. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1971, с. 70–72.
 145. *Малахов И.А., Шилова Т.А., Телегин Б.А.* Хромиты. — В кн.: *Геология СССР*. Пермская, Свердловская, Челябинская и Курганская области. М.: Недра, 1973. Т. 12. Полезные ископаемые, с. 387–410.
 146. *Маракушев А.А.* Термодинамика метаморфической гидратации минералов. М.: Наука, 1968. 200 с.
 147. *Маракушев А.А.* Влияние температуры на равновесия ортопироксен-клинопироксен и ортопироксен-оливин. — В кн.: *Метасоматиты и другие вопросы физико-химической петрологии*. М.: Наука, 1968, с. 31–52.
 148. *Маракушев А.А.* Некоторые вопросы парагенезиса в свете флюидномагматического взаимодействия. — В кн.: *Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии*. Новосибирск: Наука, 1978, с. 65–83.
 149. *Меренков Б.Я.* Реликтивно-псевдоморфные структуры ультраосновных пород и продуктов их изменения. — В кн.: *Тр. ИГЕМ АН СССР*. М.: Изд-во АН СССР, 1957, вып. 17, с. 57–84.
 150. *Меренков Б.Я.* Генезис хризотил-асбеста. — В кн.: *Тр. ИГЕМ АН СССР*. М.: Изд-во АН СССР, 1958. Вып. 22. 138 с.
 151. *Милашев В.А.* Петрохимия кимберлитов Якутии и факторы их алмазности. Л.: Недра, 1965. 160 с.
 152. *Михайлов Н.П.* Генетические типы ассоциаций ультраосновных и основных пород. — В кн.: *Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли*. М.: Наука, 1972, с. 93–100.
 153. *Михайлов Н.П., Иняхин М.В., Ляличев Г.Ф.* и др. Петрография Центрального Казахстана. М.: Недра, 1971. Ч. 2. 359 с.
 154. *Михайлов Н.П., Шарков Е.В., Орлов Д.М.* Петрология и рудоносность стратиформных (расслоенных) мафит-ультрамафитовых интрузий. — В кн.: *Магматизм и эндогенное рудообразование*. М.: Наука, 1976, с. 53–69.
 155. *Молдаваницев Е.П.* Геологические исследования Денежкина Камня на Северном Урале в 1923 г. — *Изв. геол. комитета*, 1924, т. 43, № 9, с. 1135–1160.
 156. *Молдаваницев Е.П.* Геологические исследования Денежкина Камня на Северном Урале в 1924 г. — *Изв. геол. комитета*, 1925, т. 44, № 10, с. 945–958.

157. *Морковкина В.Ф.* Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. М.: Наука, 1967. 280 с.
158. *Москалева С.В.* О природе Баранчинской "эруптивной" брекчии. — Докл. АН СССР, 1954, т. 98, № 2, с. 265—267.
159. *Москалева С.В.* О генезисе некоторых гипербазитов Урала. — Докл. АН СССР, 1958, т. 123, № 1, с. 148—151.
160. *Москалева С.В.* О метасоматических габбровых породах Баранчинского массива на Урале. — Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1959, № 7, с. 81—87.
161. *Москалева С.В.* Проблема верхней мантии и генезис гипербазитов. — Докл. АН СССР, 1964, т. 156, № 5, с. 1083—1086.
162. *Москалева С.В.* Химизм метасоматических превращений в дунитопироксенито-габбровой формации Урала. — Сов. геология, 1965, № 5, с. 38—56.
163. *Москалева С.В.* Гипербазиты и их хромитоносность, Л.: Недра, 1974. 279 с.
164. *Мушкин И.В.* Глубинные включения в базальтоидах и щелочных габброидах континентов. Южный Тянь-Шань. — В кн.: Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск: Наука, 1975, с. 125—138.
165. *Нечухин В.М., Соколов В.Б., Таврин И.Ф.* Положение в структуре земной коры Урала и строение гипербазитовых и гипербазит-габбровых комплексов. — В кн.: Генезис оруденения в базитах и гипербазитах. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1979, с. 110—122.
166. *Нурлыбаев А.Н., Панченко А.Г.* Роль щелочного метасоматизма в формировании месторождений полезных ископаемых (на примере Казахстана). — В кн.: Магматизм и эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1976, с. 113—119.
167. *Павлов Н.В.* Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов. — В кн.: Тр. ИГН АН СССР. Сер. рудн. месторождений. М.: Изд-во АН СССР, 1949, № 13. 87 с.
168. *Павлов Н.В., Григорьева И.И.* Закономерности формирования хромитовых месторождений. М.: Наука, 1973. 188 с.
169. *Павлов Н.В., Григорьева И.И., Целин А.И.* Хромитовые нодулы как показатель ликвации магматического расплава. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 11, с. 29—45.
170. *Павлов Н.В., Кравченко Г.Г., Чурьнина И.И.* Хромиты Кемпирсайского плутона. М.: Наука, 1968. 179 с.
171. *Паланджян С.А.* Петрология гипербазитов и габброидов Севанского хребта. Ереван: ИГН АН АрмССР, 1971. 192 с.
172. *Паланджян С.А.* Петрохимическая связь альпинотипных и океанических перидотитов. — Докл. АН СССР, 1981, т. 258, № 3, с. 741—745.
173. *Пейве А.В.* Океаническая кора геологического прошлого. — Геотектоника, 1969, № 4, с. 5—23.
174. *Пейве А.В., Иванов С.Н., Нечухин В.М.* и др. Тектоника Урала. Объяснительная записка к тектонической карте Урала. М.: Наука, 1977. 120 с.
175. *Пейве А.В., Штрейс Н.А., Перфильев А.С.* и др. Структурное положение гипербазитов на западном склоне Южного Урала. — В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971, с. 9—24.
176. *Перчук Л.Л.* Равновесия породообразующих минералов. М.: Наука, 1970. 392 с.
177. *Перчук Л.Л.* Термодинамический режим глубинного петрогенезиса. М.: Наука, 1973. 316 с.
178. *Перчук Л.Л.* Пироксеновый барометр и "пироксеновые геотермы". — Докл. АН СССР, 1977, т. 233, № 6, с. 1196—1199.
179. *Пинус Г.В.* Современное состояние проблемы генезиса гипербазитов. — В кн.: Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1973, с. 4—14.
180. *Пинус Г.В., Агафонов Л.В.* Положение альпинотипных гипербазитов в разрезе верхней мантии. — В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1978, с. 117—130.
181. *Пинус Г.В., Велинский В.В., Леснов Ф.П.* и др. Альпинотипные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы. Новосибирск: Наука, 1973. 320 с.
182. *Пинус Г.В., Колесник Ю.Н.* Альпи-

- нотипные гипербазиты юга Сибири. М.: Наука, 1966. 211 с.
183. *Пинус Г.В., Кузнецов В.А., Волохов И.М.* Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 295 с.
 184. *Плошкина Е.Я., Фоминых В.Г.* О составе моноклиновых пироксенов некоторых пород Урала. — В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск: УФ АН СССР, 1963, с. 463–466.
 185. *Пронин А.А.* Новые данные о возрасте серпентинитов Урала. — Зап. Урал. геол. об-ва. Свердловск, 1948, вып. 1, с. 92–94.
 186. *Пронин А.А.* О геотектонических условиях образования и возрасте палеозойских ультраосновных пород Урала. — В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск: УФ АН СССР, 1963, т. 1, с. 255–261.
 187. *Пронин А.А.* Каледонский цикл тектонической истории Земли. Хронология тектонических движений. Л.: Наука, 1971. 231 с.
 188. *Пучков В.Н.* О палеотектонической природе Лемвинской зоны Полярного Урала. — Геотектоника, 1973, № 6, с. 54–62.
 189. *Пучков В.Н.* Бативальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979. 260 с.
 190. *Расказова А.Д., Малахов И.А.* Генетическое расчленение субщелочных вулканитов западного склона Урала по петрохимическим параметрам. Ежегодник 1980 Ин-та геол. и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981, с. 41–43.
 191. *Решитько В.А.* Закономерности распределения пород и оруденения в брахисинклиналях габбро-перидотитовых массивов платиноносного пояса Урала. — Разведка и охрана недр, 1961, № 9, с. 7–10.
 192. *Рингвуд А.Е.* Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.
 193. *Романов Б.М.* Габбро-перидотитовая формация Урала. — Сов. геология, 1949, № 40, с. 72–85.
 194. *Романов Б.М.* К вопросу о развитии уральской палеозойской геосинклинали. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала. М.: Госгеолтехиздат, 1958, вып. 6, с. 13–34.
 195. *Романович И.Ф.* Опыт классификации эндогенных тальковых руд по материалам разведки месторождений Урала и Сибири. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 12, с. 91–101.
 196. *Ротштейн А.А.* Магматические фации ультраосновных изверженных пород толеитовой серии. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 43 с.
 197. *Ротштейн А.А.* Фазовые отношения в перидотитах Давроса (Ирландия) и Бельхелви (Шотландия). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 3, с. 69–86.
 198. *Рудник Г.Б.* Петрогенезис ультраосновных пород Нуралинского массива на Южном Урале. — В кн.: Соотношение магматизма и метаморфизма в генезисе ультрабазитов. М.: Наука, 1965, с. 68–100.
 199. *Румянцева Н.А.* Формация щелочных базальтов западного склона Урала. — В кн.: Щелочные вулканические формации складчатых областей. Л.: Недра, 1967, с. 131–267.
 200. *Румянцева Н.А., Мазина Е.А., Молдавцев Ю.Е.* и др. Опыт составления уральского макета карты магматических формаций СССР (масштаб 1:2 500 000). — В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск: УФ АН СССР, 1969, т. 1, с. 165–172.
 201. *Румянцева Н.А., Смирнов Ю.Д.* Формационный анализ магматических образований западного склона Урала. — В кн.: Проблемы магматизма западного склона Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1972, с. 9–19.
 202. *Рябчиков И.Д., Грин Д.Х.* Роль двуокиси углерода в петрогенезисе высококальциевых магм. — В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1978, с. 49–64.
 203. *Савельев А.А.* Хромиты Войкаро-Сыньинского массива. — В кн.: Генезис ультрабазитов и связанного с ними оруденения. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1977, с. 63–77.
 204. *Савельева Г.Н.* Альпинотипные гипербазиты Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1977, с. 3–17.
 205. *Савельева Г.Н., Степанов С.С.* Эволюция инстабитов при высокотемпературных деформациях гарцбургии

- тов Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал). Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 2, с. 47–55.
206. *Савельева Г.Н., Цветков А.А., Карпухин В.Е.* Магматические породы разлома Оуэн (Индийский океан). — Докл. АН СССР, 1980, т. 250, № 2, с. 445–448.
207. *Сазонов В.Н.* Локализация, метасоматическая зональность и золоторудная минерализация лиственитов Пышминско-Мало-Истокского района на Среднем Урале. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1974, с. 23–54.
208. *Сазонов В.Н.* Лиственитизация и оруденение. М.: Наука, 1975. 171 с.
209. *Сазонов В.Н., Вигоров Б.Л.* Эволюция состава хромшпинелидов при низкотемпературном метасоматозе. — В кн.: Ежегодник 1975 Ин-та геол. и геохим. УНЦ АН СССР, Свердловск: УНЦ АН СССР, 1976, с. 60–62.
210. *Сегалович В.И.* Геолого-геофизическая модель хромитоносного Кемпирсайского массива. — В кн.: Геодинамика и полезные ископаемые: Тез. докл. М.: ВИНТИ, 1976, с. 199–200.
211. *Сергиевский В.М.* Среднепалеозойский вулканизм и история формирования тектонических структур восточного склона Урала. — В кн.: Материалы ВСЕГЕИ. Л.: ВСЕГЕИ, 1948. Общ. сер., сб. № 8, с. 3–21.
212. *Сергиевский В.М.* Магматизм и развитие тектонических структур Урала. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала. М.: Госгеолтехиздат, 1960, вып. 2, с. 43–54.
213. *Сирин Н.А.* Геолого-петрографические исследования Приполярного Урала. — Тр. ИГН АН СССР, 1945, вып. 72. 179 с.
214. *Скиннер Б.Дж., Бойд Ф.Р.* Глиноземистые энстатиты. — В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968, с. 292–293.
215. *Смирнов Ю.Д.* Докембрийские и палеозойские интрузии западного склона Северного, Среднего и Южного Урала. — В кн.: Тр. ВСЕГЕИ. Л.: ВСЕГЕИ, 1961. Нов. сер., т. 67, с. 3–57.
216. *Смирнова Т.А.* Формации хромитовых месторождений. — В кн.: Принципы прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых. М.: Недра, 1977, т. 2. 216 с.
217. *Соболев В.С.* Условия образования алмазов. — Геология и геофизика, 1960, № 1, с. 7–72.
218. *Соболев В.С., Соболев Н.В.* О хроме и хромсодержащих минералах в глубинных ксенолитах кимберлитовых трубок. — Геол. рудн. месторождений, 1967, № 2, с. 10–16.
219. *Соболев И.Д.* Основные черты магматизма Урала. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала. М.: Госгеолтехиздат, 1961, вып. 8, с. 5–21.
220. *Соболев И.Д.* Тектоника и магматизм Урала. — В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск: УФ АН СССР, 1963, с. 31–37.
221. *Соболев И.Д.* Глубинное строение и магматизм Урала. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск: УФ АН СССР, 1969, с. 24–41.
222. *Соболев Н.В.* Парагенетические типы гранатов. М.: Наука, 1964. 217 с.
223. *Соболев Н.В.* Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974. 263 с.
224. *Соболев Н.В.* Глубинные включения в кимберлитах и верхняя мантия. — В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1976, с. 103–111.
225. *Соболев Н.В., Гневушев М.А., Михайловская Л.Н.* и др. Состав гранатов и клинопироксенов из уральских алмазов. — Докл. АН СССР, 1971, т. 198, № 1, с. 190–193.
226. *Соболев Н.В., Похиленко Н.П., Лаврентьев Ю.Г., Усова Л.В.* Особенности состава хромшпинелидов из алмазов и кимберлитов Якутии. — Геология и геофизика, 1975, № 11, с. 7–24.
227. *Соболев Н.Д.* Ультрабазиты Большого Кавказа. М.: Госгеолтехиздат, 1952. 338 с.
228. *Соболев Н.Д.* К петрохимии ультраосновных пород. — Геохимия, 1959, № 8, с. 679–695.
229. *Соболев С.Ф.* Особенности генезиса и состава пород дунит-пироксенит-габбровой формации Урала. — В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. М.: Наука, 1968, с. 187–189.
230. *Соловьев С.П.* Распределение маг-

- матических горных пород в СССР и некоторые вопросы петрологии. М.: Гостеоиздат, 1952. 216 с.
231. *Старков Н.П.* Ультраосновные породы Вишерско-Сарановского пояса. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск: УФ АН СССР, 1969, т. 2, с. 56–73.
232. *Старков Н.П.* Магматические формации миегосинклинальной зоны Северного Урала. — В кн.: Проблемы магматизма западного склона Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1972, с. 114–123.
233. *Сутурин А.Н.* Геохимия гипербазитов Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1978. 141 с.
234. *Таврин И.Ф.* О строении основных и ультраосновных интрузий и глубинных разломов Южного Урала по геофизическим данным. — В кн.: Глубинное строение Урала. М.: Наука, 1968, с. 147–152.
235. *Таврин И.Ф., Родионов П.Ф.* О строении ультраосновных массивов западного крыла Магнитогорского синклинали по геофизическим данным. — В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск: УФ АН СССР, 1963, т. 12, с. 301–312.
236. *Танатар-Барош З.И.* Петрохимия ультраосновных пород Белозерского железорудного района. — Геохимия, 1964, № 5, с. 441–456.
237. *Татаринов П.М.* Материалы к познанию месторождений хризотил-асбеста Баженовского района на Урале. — Тр. Геол. ком. Нов. сер., 1928. Вып. 185. 50 с.
238. *Татаринов П.М., Красновский Г.М.* Алапаевская интрузия ультраосновных пород на Урале и ее месторождения хромистого железняка. М.; Л.: Гостеоиздат, 1940. 138 с.
239. *Тейлор Х.П., Нобл Дж.А.* Происхождение ультраосновных комплексов юго-восточной Аляски. — В кн.: Междунар. геол. конгресс, 21 сессия: Докл. сов. геологов. М.: Изд-во иностр. лит., 1963, с. 41–62.
240. *Тернер Ф., Ферхуген Дж.* Петрология изверженных и метаморфических пород. М.: Изд-во иностр. лит., 1961. 592 с.
241. *Треггер В.Е.* Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. М.: Недра, 1958. 197 с.
242. *Удовкина Н.Г.* Эклотиты Полярного Урала. М.: Наука, 1971. 191 с.
243. *Уэйджер Л.Р., Браун Г.* Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 552 с.
244. *Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж.* Метаморфические реакции и метаморфические фации. М.: Изд-во иностр. лит., 1962. 414 с.
245. *Филиппов Г.В.* Петрология и геохимия гипербазитов северо-западной части Восточного Саяна. — Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Томский Гос. ун-т, 1970. 19 с.
246. *Фомин А.Б.* Геохимия ультрабазитов юго-западной части Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1979. 236 с.
247. *Фоминых В.Г.* Минералогия и геохимия клинопироксенитов Платиноносного пояса Урала. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск: УФ АН СССР, 1969, т. 2, с. 83–92.
248. *Фоминых В.Г., Баженов А.Г.* Состав и закономерности распределения магнетита в породах Ильменогорского щелочного комплекса. — В кн.: Проблемы петрологии, геохимии, минералогии щелочных пород. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1974, с. 138–145.
249. *Фоминых В.Г., Малахов И.А.* Генетическое значение закономерностей распределения элементов семейств железа и платины в гипербазитах Урала. — В кн.: Тр. Ин-та геол. и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1977, вып. 125, с. 3–16.
250. *Фоминых В.Г., Самойлов П.И., Максимова Г.С., Макаров В.А.* Пироксениты Качканара. — В кн.: Тр. Ин-та геол. и геохим. УФ АН СССР. Свердловск, 1967, вып. 72. 84 с.
251. *Францесон Е.В.* Петрология кимберлитов. М.: Недра, 1968. 199 с.
252. *Фролова Т.И., Рудник Г.Б., Шарфман В.С.* Главнейшие особенности развития магматизма в палеозойской эвгеосинклинали восточного склона Урала. — Сов. геология, 1966, № 5, с. 28–56.
253. *Хабаров А.В.* Догорский рельеф и древняя кора выветривания в южной части Южного Урала. — Изв. Гос. географ. об-ва, 1935, т. 67, вып. 2, с. 165–196.
254. *Харькив А.Д.* Минералогические ос-

- новы поисков алмазных месторождений. М.: Недра, 1978. 136 с.
255. *Хмара А.Я.* Регионально-метасоматическая зональность метавулканических базитов на месторождениях антофиллит-асбеста Урала. — В кн.: Петрография ультраосновных и щелочных пород Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978, с. 55–62.
256. *Хмара А.Я., Бурд Г.И.* Бугетсайское месторождение антофиллит-асбеста. — Геол. рудн. месторождений, 1971, т. 13, № 1, с. 36–43.
257. *Хмара А.Я., Кудрявцев В.Н.* Терекское месторождение антофиллит-асбеста. — Геол. рудн. месторождений, 1973, т. 15, № 1, с. 74–87.
258. *Царицын Е.П.* Акцессорные и вторичные рудные минералы гипербазитов Южного Урала. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Урала. Свердловск: УФ АН СССР, 1971, вып. 79, с. 20–26.
259. *Царицын Е.П.* Состав хромшпинелидов в различных типах гипербазитов как индикатор условий их образования. — В кн.: Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала: Тез. докл. 3-го Урал. петрограф. совещ. Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1974, т. 2, с. 50–54.
260. *Царицын Е.П., Фоминых В.Г.* Об оливин-хромшпинелидовых парагенезисах в дунитах Платиноносного пояса Урала. — В кн.: Генезис оруденения в базитах и гипербазитах. Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1979, с. 86–94.
261. *Червяковский Г.Ф.* Об обломочном сложении некоторых серпентинитов Урала и возможных причинах его возникновения. — В кн.: Ежегодник 1972 Ин-та геол. и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1973, с. 112–113.
262. *Чернышова Е.М.* Магматические образования западного склона Северного и Среднего Урала. — В кн.: Проблемы магматизма западного склона Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1972, с. 109–113.
263. *Чирвинский П.Н., Ушакова З.Г.* Кларки комплекса магматических пород Уральской геосинклинали и их генетический смысл. — Бюл. МОИП. Нов. сер., отд. геол. М.; Л.: ОНТИ, 1938, т. 16, с. 3–22.
264. *Чупрынина И.И., Павлов Н.В.* О составе оливинов и хромшпинелидов ультраосновных массивов в связи с их хромитоносностью. — В кн.: Материалы совещания по составлению прогнозо-металлогенических карт на хромиты. М.: ВИМС, 1971, с. 34–47.
265. *Шейнманн Ю.М.* Магмы и геосинклинальный процесс. Типы земной коры и магмы. — В кн.: Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений. М.: Наука, 1964, с. 102–119.
266. *Штейнберг Д.С.* Новые данные о серпентинизации дунитов и перидотитов Урала. — В кн.: Петрографические провинции, изверженные и метаморфические породы. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 250–260.
267. *Штейнберг Д.С.* Интрузивные формации Урала. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала. М.: Госгеолтехиздат, 1961, вып. 8, с. 22–44.
268. *Штейнберг Д.С.* Основные черты петрологии и металлогении интрузивных формаций Урала. — В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск: УФ АН СССР, 1963, т. 1, с. 99–109.
269. *Штейнберг Д.С.* О химической классификации эффузивных горных пород. — В кн.: Труды ИГ УФ АН СССР. Свердловск: УФ АН СССР, 1964, вып. 72. 106 с.
270. *Штейнберг Д.С.* Интрузивные формации. — В кн.: Геология СССР. М.: Недра, 1969, т. 12, кн. 1, с. 537–685.
271. *Штейнберг Д.С., Булыкин Л.Д., Ефимов А.А.* и др. Проблемы петрологии ультрабазитов Урала. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск: УФ АН СССР, 1969, т. 1, с. 5–17.
272. *Штейнберг Д.С., Малахов И.А.* О поведении железа при серпентинизации. — Докл. АН СССР, 1964, т. 156, № 2, с. 355–358.
273. *Штейнберг Д.С., Малахов И.А.* Сравнительная петрохимическая характеристика различных типов горных пород ряда дунит-гарцбургит на Урале. — В кн.: Тр. ИГ УФ АН. Свердловск: УФ АН СССР, 1965, вып. 70. Минерал. сб., № 6, с. 39–42.
274. *Штейнберг Д.С., Малахов И.А., Фоминых В.Г.* Генетическое значение закономерностей распределения элементов семейства железа в магмати-

- ческих горных породах Урала. — Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1964, ч. 93, вып. 5, с. 591–605.
275. Штейнберг Д.С., Соболев И.Д. Формационное деление магматических образований Урала. — В кн.: Магматические формации. М.: Наука, 1964, с. 213–224.
276. Штейнберг Д.С., Фоминых В.Г. Клинопироксены из пироксенитов Качканара. — Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1967, ч. 96, № 2, с. 133–140.
277. Штейнберг Д.С., Чащухин И.С. Серпентинизация ультрабазитов. М.: Наука, 1977. 312 с.
278. Шульгин М.Ф., Степанов Е.П. Геологическая позиция Кемпирсайского гипербазитового массива и его хромитоносность с основами карты прогноза хромитовых месторождений. — В кн.: Материалы совещания по составлению прогнозо-металлогенических карт на хромиты. М.: ВИМС, 1971, с. 84–99.
279. Шурубор Ю.В. Об эксплозивных брекчиях ультраосновных щелочных базальтоидов на западном склоне Среднего Урала. — Докл. АН СССР, 1967, т. 177, № 4, с. 917–920.
280. Щека С.А., Курецова Н.А., Волынец О.Н. Гипербазитовый парагенезис вкрапленников базальтов. — В кн.: Типоморфные особенности породообразующих минералов. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978, с. 5–41.
281. Эдельштейн И.И. К геохимии никеля. — Геохимия, 1960, № 7, с. 601–609.
282. Akella J., Boyd F.R. Effect of pressure on the composition of coexisting pyroxenes and garnets in the system $\text{CaSiO}_3\text{--MgSiO}_3\text{--FeSiO}_3\text{--CaAl}_2\text{TiO}_6$. — In: Carn. Inst. Wash. Year Book 72. 1973, p. 523–526.
283. Aoki K., Prinz L. Chromian spinels in lehrzolitite inclusions from Itinomegata. — Jap. Contrib. Mineral. and Petrol., 1974, vol. 46, N 4, p. 249–256.
284. Arai S. Contact metamorphosed dunite-garzburgite complex in the chugoku District, Western Japan. — Contribs Mineral. and Petrol., 1975, vol. 52, N 1, p. 1–16.
285. Arai S., Uchida T. Highly magnesian dunite from the Mineoka belt central Japan. — J. Jap. Assoc. Mineral., Petrol. and Econ. Geol., 1978, vol. 73, N 6, p. 176–179.
286. Atlas L. The polymorphism of MgSiO_3 and solid state equilibria in the system $\text{MgSiO}_3\text{--CaMgSi}_2\text{O}_6$. J. Geol., 1952, vol. 60, N 2, p. 125–132.
287. Barth T.F.W. Sub-solidus diagram of pyroxenes from common mafic magmas. — Norsk. geol. tidsskr., 1951, vol. 29, p. 218.
288. Basu A.R., MacGregor I.D. Chromite spinels from ultramafic xenoliths. — Geochim. et cosmochim. acta, 1975, vol. 39, N 6/7, p. 937–946.
289. Bird M.L., Clark A.L. Microprobe study of olivine chromites of the Goodnews Bay ultramafic complex, Alaska, and the occurrence of platinum. — J. Res. US Geol. Surv., 1976, vol. 4, N 6, p. 717–725.
290. Bliss N.W., Lean W.H. The paragenesis of zoned chromite from central Manitoba. — Geochim. et cosmochim. acta, 1975, vol. 39, N 6/7, p. 973–990.
291. Boudier F., Coleman R.G. Cross section through the peridotite in the Samail ophiolite, Southeastern Oman Mountains. — J. Geophys. Res., 1981, vol. 86, N 34, p. 2573–2592.
292. Bowen N.L., Schairer J.F. The system MgO--FeO--SiO_2 . — Amer. J. Sci., 1935, vol. 29, p. 151–217.
293. Boyd F.R. A pyroxene geotherm. — Geochim. et cosmochim. acta, 1973, vol. 37, p. 2533–2546.
294. Cameron E.N. The Lower Zone of the Eastern Bushveld Complex in the Olifants River Trough. — J. Petrol., 1978, vol. 19, N 3, p. 437–462.
295. Campbell I.H. A study of macro-rhythmic layering and cumulate processes in the Jumberland intrusion, Western Australia. Pt I: The Upper Layered series. — J. Petrol., 1977, vol. 18, N 2, p. 183–215.
296. Challis G.A. The origin of New Zealand ultramafic intrusions. — J. Petrol., 1965, vol. 6, N 2, p. 322–364.
297. Dahl P.S. The thermal compositional dependence of Fe^{2+} –Mg distributions between coexisting garnet and pyroxene: applications to geothermometry. — Amer. Miner., 1980, vol. 65, p. 854–866.
298. Davies H.L. Papuan ultramafic belt. — In: XXIII Intern. Geol. Congr. Prague, Rep. Sect. 1, 1968, vol. 1, p. 209–220.
299. Dawson J.B., Smith J.V. Chromsilicate intergrowths in upper-mantle

- peridotites. — Phys. Chem. Earth, 1975, vol. 9, p. 339–350.
300. *Dick H.G.B.* Partial melting in the Josephine peridotite. I. The effect of mineral composition and its consequence for geobarometry and geothermometry. — Amer. J. Sci., 1977, vol. 277, N 7, p. 801–832.
301. *Dickey J.S.* A hypothesis of origin for podiform chromite deposits. — Geochim. et cosmochim. acta, 1975, vol. 39, N 6/7, p. 1061–1074.
302. *Duparc L., Pearce F.* Recherches géologiques et pétrographiques sur l'Oural du Nord dans la Rastesskaya et Kizelovskaya Datcha. Deuxième mémoire. — Mém. Soc. phys. hist. natur. Geneve, 1905, vol. 34, f. 5.
303. *Ernst W.G.* Petrochemical study of lherzolitic rocks from Western Alps. — J. Petrol., 1978, vol. 19, N 3, p. 341–392.
304. *Evans B.W., Frost B.R.* Chrome-spinel in progressive metamorphism — a preliminary analysis. — Geochim. et cosmochim. acta, 1975, vol. 39, N 6/7, p. 959–972.
305. *Evans B.W., Wright T.L.* Composition of liquidus chromite from the 1959 and 1965 eruptions of Kilauea Volcano Hawaii. — Amer. Miner., 1972, vol. 57, N 1/2, p. 217–230.
306. *Golding H.G.* Relict textures of chromitites from New South Wales. — J. Geol. Soc. Austral., 1975, vol. 22, N 4, p. 397–412.
307. *Green D.H.* The petrogenesis of the high temperature alpine-type peridotite at the Lizard, Cornwall. — J. Petrol., 1964, vol. 5, N 1, p. 134–188.
308. *Green D.H.* Experimental melting studies on a model upper mantle composition at high pressure under water saturated and water-under-saturated conditions. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1973, vol. 19, p. 37–53.
309. *Green D.H., Ringwood A.E.* The genesis of basaltic magmas. — Contribs Mineral. and Petrol., 1967, vol. 15, p. 103–190.
310. *Greenbaum D.* The chromitiferous rocks of the Troodos ophiolite complex, Cyprus. — Econ. Geol., 1977, vol. 72, N 7, p. 1175–1194.
311. *Hensen B.J.* Pyroxenes and garnets as geothermometers and barometers. — Carn. Inst. Wash. Year Book 72, 1973, p. 527–534.
312. *Hess H.H.* World distribution of serpentinized peridotites and its geologic significance. — Amer. Miner., 1939, vol. 24, N 4.
313. *Hess H.H.* Pyroxenes of common mafic magmas, pt 2. — Amer. Miner., 1941, vol. 26, p. 573.
314. *Hess H.H.* History of ocean basins, in petrologic studies: A vol. to honor A.F. Buddington. N.Y.: Geol. Soc. Amer., 1962, p. 599–620.
315. *Hess H.H.* The oceanic crust, the upper mantle and the Mayaguez serpentinized peridotite. — Nat. Acad. Sci. Nat. Res. Council Publ., 1964, p. 169–175.
316. *Hevesy G.V., Merkel A., Würstein K.* Die Häufigkeit des Chroms und Mangans. — Ztschr. Anorg. Chem., 1934, Bd. 219.
317. *Hiessleitner C.* Serpentin und Chromerz. — Geologie der Balkanhalbinsel. Geol. Budes. Jahrb. Sond. 1, 1952.
318. *Hill R., Roeder P.I.* The crystallization of basalt as a function of oxygen fugacity. — J. Geol., 1974, vol. 82, p. 709–729.
319. *Irvine T.N.* Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Pt I. Theory. — Canad. J. Earth Sci., 1965, vol. 2, N 6, p. 648–672.
320. *Irvine T.N.* Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Pt 2. — Canad. J. Earth Sci., 1967, vol. 4, p. 71–103.
321. *Irvine T.N., Findlay T.C.* Alpine peridotite with particular reference to the Bay of Islands Complex. — In: Ancient Ocean Lithosphere. Canada, 1972, vol. 43, p. 97–126.
322. *Jackson E.D.* Chemical variation in coexisting chromite and olivine in chromite zones of the Stillwater Complex. — In: Magmatic ore deposits: a Symp. Econ. Geol., Mon. 4, 1969, p. 41–71.
323. *Jackson E.D., Thayer T.P.* Some criteria for distinguishin between stratiform, concentric and alpine peridotite-gabbro complexes. — In: Intern. Geol. Congr. Twenty-fourth sess., sec. 2. Montreal, 1972, p. 289–296.
324. *Kaaden C.* On relationship between the composition of hromites and their tectonic-magmatic position in peridotite bodies in the SW of Turkey. — Bull. Miner. Res. and Explor. Inst. Turk., 1959, N 52.
325. *Kushiro I., Kuno H.* Origin of primary basalt magmas and classification of basaltic rocks. — J. Petrol., 1963, vol. 4, p. 75–89.

326. *Kushiro I., Syono Y.L., Akimoto S.* Melting of peridotite nodules at high pressures and high water pressures. — *J. Geophys. Res.*, 1968, vol. 73, p. 6023–6029.
327. *Lauder W.R.* The geology of Dun Mountain, Nelson, New Zealand. Pt 2. The petrology, structure and origin of the ultrabasic rocks. — *New Zealand J. Geol. and Geophys.*, 1965, vol. 8, N 3, p. 475–604.
328. *MacGregor I.D.* The system MgO–SiO₂–TiO₂ and its bearing on the distribution of TiO₂ in basalt. — *Amer. Journ.*, 1969, *Sci. Schairer* vol. 267A, p. 342–363.
329. *MacGregor I.D.* The system MgO–Al₂O₃–SiO₂ – solubility of Al₂O₃ in enstatite for spinel and garnet peridotite compositions. — *Amer. Miner.*, 1974, vol. 59, p. 110–119.
330. *MacGregor I.D., Basu A.R.* Petrogenesis of the Mount Albert ultramafic massif. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1979, pt 2, vol. 90, p. 1628–1643.
331. *Malpas J.* A restored section of oceanic crust and mantle in western Newfoundland. — In: *Geol. Soc. Amer. Northeastern Sect. 8th Annu. Meet., Abstrs.*, 1973, vol. 5, p. 191.
332. *Malpas J., Strong D.F.* A comparison of chrome spinels in ophiolites and mantle diapirs of Newfoundland. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1975, vol. 39, N 6/7, p. 1045–1060.
333. *Medaris L.J.* Coexisting spinel and silicates in alpine peridotites of the granulite facies. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1975, vol. 39, N 6/7, p. 947–958.
334. *Milovanović B., Karamata S.* O dijapirismu serpentina. — *Bull. Serv. geol. de Serbie*, Beograd, 1957, N 13, p. 7–28.
335. *Munoz M., Segredo J.* Clinopyroxenes as geobarometric indicators in mafic and ultramafic rocks from Canary Islands. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1974, vol. 44, p. 139–147.
336. *Mysen B.O., Boettcher A.L.* Melting of a hydrous mantle. — *J. Petrol.*, 1975, vol. 16, pt 1, p. 520–548; Pt 2, p. 549–593.
337. *Mysen B.O., Kushiro I.* Compositional variations of coexisting phases with degree of melting of peridotite in the upper mantle. — *Amer. Miner.*, 1977, vol. 62, p. 843–856.
338. *Nisbet E.G., Bickle M.J., Martin A.* The mafic and ultramafic lavas of the Belingwe Greenstone Belt, Rhodesia. — *J. Petrol.*, 1977, vol. 18, N 4, p. 521–566.
339. *Nockolds S.R.* Average chemical composition of some igneous rocks. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1954, vol. 65, N 10, p. 1007–1038.
340. *O'Hara M.J.* The bearing of phase equilibria studies in synthetic and natural systems on the origin and evolution of basic and ultrabasic rocks. — *Earth-Sci. Revs.*, 1968, vol. 4, N 2, p. 69–133.
341. *Panayiotou A.* The mineralogy and chemistry of the podiform chromite deposits in the serpentinites of the Limassol Forest, Cyprus. — *Miner. deposita*, 1978, vol. 13, N 2, p. 259–274.
342. *Petrascheck W.* Die genetische Typen des Chromlagerstätten und ihre Aufsuchung. — *Erzmetall*, 1957, Bd. 10, H. 6.
343. *Raheim A., Green D.H.* Experimental determination of the temperature and pressure dependence of the Fe–Mg partition coefficient for coexisting garnet and clinopyroxene. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1974, vol. 48, N 3, p. 179–203.
344. *Raleigh C.B., Paterson M.S.* Experimental deformation of serpentinite and its tectonic implications. — *J. Geophys. Res.*, 1965, vol. 70, N 16.
345. *Ramberg H., de Vore G.W.* The distribution of Fe²⁺ and Mg²⁺ in coexisting olivines and pyroxenes. — *J. Geol.*, 1951, vol. 59, N 3, p. 193–210.
346. *Ross C.S., Foster M.D., Myers A.T.* Origin of dunites and of olivin-rich inclusions in basaltic rocks. — *Amer. Miner.*, vol. 39, N 9/10, p. 693–737.
347. *Sack R.O.* Some constraints on the thermodynamic mixing properties of Fe–Mg orthopyroxenes and olivines. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1980, vol. 71, N 3, p. 257–269.
348. *Searle D.L., Vokes F.M.* Layered ultrabasic lavas from Cyprus. — *Geol. Mag.*, 1969, vol. 106, N 6, p. 575–628.
349. *Shiraki K., Yusa Y., Kuroda N., Ishioka K.* Chrome-spinels in some basalts from Guam, Mariana island arc. — *J. Geol. Soc. Jap.*, 1977, vol. 83, N 1, p. 49–57.
350. *Sinton J.M.* Equilibration history of the basal alpine-type peridotite, Red Mountain, New Zealand. — *J. Petrol.*, 1977, vol. 18, N 2, p. 216–246.
351. *Springer G.* Die Berechnung von Kor-

- rektoren für die quantitative Elektronenstrahl - Mikroanalyse. - Fortschr. Miner., 1967, Bd. 45, N 1.
352. *Steele I.M., Smith J.V.* Mineralogy of the Ibitira eucrite and comparison with other eucrites and lunar samples. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1976, vol. 33, N 1, p. 67-78.
353. *Stevens R.E.* Composition of some chromites of the Western Hemisphere. - Amer. Miner., 1944, vol. 29, p. 1-34.
354. *Stroh J.M.* Solubility of alumina in orthopyroxene plus spinel as a geobarometer in complex systems. Applications to spinel bearing alpine-type peridotites. - Contribs Mineral. and Petrol., 1976, vol. 54, p. 173-188.
355. *Streckeisen A.L.* Classification and nomenclature of igneous rocks. - Neues Jb. Miner. Abh., 1967, Bd. 107, S. 144-240.
356. *Thayer T.P.* Preliminary chemical correlation of the chromite with the containing rocks. - Econ. Geol., 1941, vol. 41, p. 202-217.
357. *Thayer T.P.* Chromite segregations as petrogenetic indicators. Symposium on the Bushveld igneous complex and other layered intrusions. - Geol. Soc. South Africa, 1971, Spec. publ. N 1, p. 380-390.
358. *Utter T.* The origin of detrital chromites in the Klerksdorp Goldfield, Witwatersrand, South Africa. - Neues Jb. Miner. Abh., 1978, Bd. 133, H. 2, S. 191-209.
359. *Wenner D.B., jr Taylor H.P.* Oxygen and hydrogen isotope studies of the serpentinization of the ultramafic rocks in oceanic environments and continental ophiolite complexes. - Amer. J. Sci., 1973, vol. 273, N 3, p. 207-239.
360. *White R.W.* Ultramafic inclusions in basaltic rocks from Hawaii. - Contribs Miner. and Petrol., 1966, vol. 12, p. 245-314.
361. *Wilkinson J.F.G.* Clinopyroxenes of alkali olivine-basalt magma. - Amer. Miner., 1956, vol. 41, p. 724-743.
362. *Wood B.J., Banno S.* Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relations in simple and complex systems. - Contribs Mineral. and Petrol., 1973, vol. 42, N 2, p. 93-109.
363. *Wright J.B.* Olivine nodules and related inclusion in trachyte from the Jos Plateau, Nigeria. - Mineral. Mag., 1969, vol. 37, p. 370-375.
364. *Wyllie P.J.* Magmas and volatile components. - Amer. Miner., 1979, vol. 64, p. 469-500.
365. *Yoder H.S., Dickey J.S.* Diopside-pyroxene at $P_{H_2O} = 5$ kb and its bearing on spinel problem. - In: Carn. Inst. Annual Report Dir. Geophys. Lab. 1970-1971. Wash., 1971, p. 122-125.
366. *Yoder H.S., Tilley C.F.* Origin of basalt magmas: An experimental study of natural and synthetic rock systems. - J. Petrol., 1962, vol. 3, p. 342-532.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
<i>Глава I. Краткий обзор исследований ультрабазитов Урала</i>	<i>4</i>
<i>Глава II. Главные формационные типы ультрабазитов Урала и их геологическое положение</i>	<i>5</i>
Краткая характеристика геологического строения Урала	5
Главные формационные типы ультрабазитов складчатых и платформенных областей	10
Геолого-структурное положение и размещение ультрабазитов Урала различных формационных типов	18
Морфология и строение ультраосновных массивов Урала	25
<i>Глава III. Петрография и петрохимия ультрабазитов Урала</i>	<i>31</i>
Классификация и номенклатура ультраосновных пород	31
Метаморфизм ультрабазитов и его влияние на состав исходных пород	36
Состав ультрабазитов Урала	42
Петрохимические особенности главных формационных типов ультрабазитов Урала	64
<i>Глава IV. Состав главных породообразующих минералов в ультрабазитах и ультраосновных вулканитах Урала</i>	<i>65</i>
Оливин	68
Ромбический пироксен	79
Моноклинный пироксен	98
Хромшпинелид	123
Гранат	144
Расчет температур и давлений для времени формирования ультраосновных пород и связанных с ними руд на основе анализа состава сосуществующих минералов	156
<i>Глава V. Генезис различных формационных типов ультрабазитов Урала</i>	<i>181</i>
Происхождение ультрабазитов дунит-гарцбургитовой формации	181
Формирование ультрабазитов дунит-клинопироксенитовой формации	191
Происхождение ультрабазитов формации железистых перидотитов	192
Происхождение пикритов трапповой и щелочной оливин-базальтовой формации	194
<i>Глава VI. Вопросы рудоносности ультрабазитов Урала</i>	<i>195</i>
Закономерности размещения хромитовых месторождений в ультрабазитах Урала и перспективы их поисков	195
Петрографические и геохимические критерии перспективной оценки ультрабазитов дунит-гарцбургитовой формации на хромитовое оруденение	197
Минералогические и геохимические критерии перспективной оценки алмазоносности ультраосновных вулканитов западного склона Урала	201
Заключение	204
Литература	207

Игорь Анисимович Малахов

**ПЕТРОХИМИЯ
ГЛАВНЫХ
ФОРМАЦИОННЫХ
ТИПОВ
УЛЬТРАБАЗИТОВ**

*Утверждено к печати
Институтом геологии и геохимии
им. академика А.Н. Заварицкого
Уральского научного центра
Академии наук СССР*

Редактор издательства
Н. Л. К а з ю к о в а
Художник
И. Ю. Н е с т е р о в а
Художественный редактор
С. И. Л и т в а к
Технический редактор
Л. Н. Б о г д а н о в а
Корректор
М. А. М а р ч е н к о

ИБ № 27632

Подписано к печати 03.10.83. Т – 15163
Формат 60 X 90 1/16. Бумага для глубокой
печати. Печать офсетная. Усл.печ.л. 14,0
Усл.кр.-отт. 14,3. Уч.-изд.л. 17,7
Тираж 600 экз. Тип. зак. 729
Цена 2р.70к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7
Москва, В-485, Профсоюзная ул., д. 90.
Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

4022

2 р. 70 к.

