



**З.Б. Абдуллаев
С.Ф. Гусейнова**

**ГЕОХИМИЯ
ГИПЕРБАЗИТОВ
МАЛОГО
КАВКАЗА**

АКАДЕМИЯ НАУК АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ НЕОРГАНИЧЕСКОЙ И ФИЗИЧЕСКОЙ ХИМИИ

З. Б. АБДУЛЛАЕВ, С. Ф. ГУСЕЙНОВА

ГЕОХИМИЯ ГИПЕРБАЗИТОВ МАЛОГО КАВКАЗА

(Азербайджан)

1995
5661

Баку — «Эли» — 1987



Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Академии наук Азербайджанской ССР

Редактор : канд. геол.-минер. наук А З А Д Л И Е В Дж.А.

Э.Б.Абдуллаев, С.Ф.Гусейнова

Геохимия гипербазитов Малого Кавказа (Азербайджан). - Баку:
Элм, 1987.-172 с.

В монографии излагаются геохимические особенности характерных и других редких и малых элементов в гипербазитах. Особое внимание уделено вопросам химизма исследуемых пород и породообразующих минералов, поведению петрогенных и редких элементов в процессах серпентинизации. Рассматриваются формы нахождения элементов группы железа. На основании полученных данных даются предпосылки геохимических критериев рудоносности отдельных гипербазитовых массивов.

Книга рассчитана на широкий круг геологов и геохимиков, занимающихся проблемами гипербазитов.

A-1904020000 II7 - 87
M - 655 - 87

© Издательство "Элм", 1987 г.

ВВЕДЕНИЕ

Проблема офиолитов Малого Кавказа за последние четверть века с развитием глобальной тектоники вызвала оживленную дискуссию. В этой связи в изучении геологического строения, стратиграфического и тектонического положения и некоторых других аспектов офиолитовой ассоциации региона, одним из членов которой являются гипербазиты, достигнуты значительные успехи и они широко освещены в работах различных исследователей.

Между тем вопросы, касающиеся вещественного состава, петролого-геохимических особенностей, процесса серпентинизации гипербазитов, с которыми генетически и пространственно связаны месторождения и рудопроявления хрома, ртути, золота, магнетита, поделочных и отделочных камней, все еще остаются малоисследованными.

Представленная работа является результатом многолетних исследований авторов, проведенных в лаборатории геохимии Института неорганической и физической химии АН Азербайджанской ССР.

Фактическим материалом послужили пробы (более 1000 шт.), собранные авторами в течение 1970-80 гг. из наиболее крупных - эталонных гипербазитовых массивов Малого Кавказа. Описаны около 800 прозрачных шлифов. Изготовлены и изучены 75 крупных шлифов, из которых в 32-х произведен количественно-минеральный подсчет. Выполнены полные химические анализы 320 проб и 54 мономинералов. В 360 пробах определены химическим и количественно-спектральным методами редкие и малые элементы, а в 60-ти образцах определены физические свойства пород. В 22-х образцах произведено разделение мономинеральных фракций. В общей сложности использованы результаты 8546 частных определений.

Уточнение классификации гипербазитов Малого Кавказа потребовало пересчета анализов на первичный минеральный состав по методу А.Н.Заварицкого с учетом тех изменений, которые были внесены Н.Д. Соболевым (1959) для ультраосновных пород. Достоверность полученных результатов подтверждена данными, полученными методом К.К.Золова (1969) для слабоизмененных пород. Сделанное заключение об изохимическом течении процесса серпентинизации дает основание считать правомерным подобный подход. Для численного выражения степени серпентинизации использована номограмма в координатах: плотность - вода - степень серпентинизации.

Для количественной характеристики привноса-выноса компонентов

при серпентинизации гипербазитов нами произведен по составленной на основе атомно-объемного метода стандартной программы на универсальном языке АКМ-400 на ЭЕМ "Минск-32" пересчет химических анализов исходных и измененных пород с использованием их пористости, объемных весов.

Полные силикатные анализы выполнены классическим методом (Пономарев, 1961). Учитывая специфические черты химического состава (небольшое количество кремнезема, очень малые количества кальция, глинозема, титана и щелочей и, наоборот, высокое содержание магния) ультраосновных пород, в методику определения петрогенных компонентов были внесены некоторые коррективы. Щелочные элементы определялись пламенно-фотометрическим методом. Анализы пород и минералов на редкие элементы произведены высокочувствительными химическими методами в лаборатории геохимии самими авторами. Полные результаты анализов приведены в приложениях.

Контрольные анализы на некоторые редкие элементы выполнены в химической лаборатории ИМГРЭ и лаборатории физических методов Института земной коры СО АН СССР - количественно-спектральными методами, результаты которых оказались вполне приемлемыми.

Весь аналитический материал обрабатывался методами математической статистики на ЭЕМ.

ГЛАВА I. ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГИПЕРБАЗИТОВ

1.1. О геологическом положении гипербазитов Малого Кавказа

Различные аспекты широко распространенных в пределах азербайджанской части Севано-Карабахской зоны Малого Кавказа гипербазитов изучались З.Б.Абдуллаевым, Дж.А.Азадалиевым, Ш.А.Азизбековым, Г.И.Аллахвердиевым, Ш.И.Аллахвердиевым, Ф.А.Ахундовым, В.М.Баба-Заде, А.А.Байрамовым, Т.Г.Гаджиевым, О.Д.Гамзиевым, Т.Аб.Гасановым, М.А.Кашкай, А.Ф.Керимовым, А.Л.Книппером, Ю.С.Малютинным, Т.Н.Насибовым, А.Я.Насировым, К.Н.Паффенгольцем, И.Н.Ситковским, С.М.Сулеймановым, С.Л.Соколовым, В.Е.Ханлы, Э.Ш.Шихалибеги, Г.Х.Эфендиевым и др.

Прерывистая цепь, слагаемых ими различного размера массивов, в виде узких полос северо-западного простирания наблюдается от верховьев р.Ишханчай левого притока р.Аракс на юго-востоке к северо-западу по Шахдагскому хребту и далее в пределах Армении. Площадь выходов наиболее крупных ультраосновных тел, которые обнажаются на Шахдагском хребте, в среднем течении рек Тертер и Тутхун, у селения Ипяк и др., достигает до 15-20 кв.км, ширина которых изменяется в пределах от 500 м до 1-2 км, длина же часто достигает 8-10 км. Приуроченные повсюду к глубинным разломам и размещаясь, в основном, в кремнисто-диабазово-радиоляритовой толще, они образуют узкую полосу офиолитовой ассоциации, входящей в состав Севано-Карабахской складчатой зоны Малого Кавказа. Примерная протяженность этой полосы в пределах Азербайджана составляет 160 км при изменчивой ширине, достигающей иногда двух десятков километров. В указанной складчатой зоне гипербазиты размещены исключительно в пределах двух крупных структурных единиц - Сарыбабинского и Тоурогачайского синклинорияв.

Сарыбабинский синклинорий в пределах Азербайджана начинается с верховьев р.Ишханчай на юго-востоке и протягивается до верховьев р.Дзегамчай на Шахдагском хребте. Выполнен он эффузивно-радиоляритовой серией мела (коньяк-сантон), терригенно-карбонатными породами альб-сеномана, а также верхнесенонскими карбонатными осадками и эоценовыми терригенно-карбонатными и вулканогенно-осадочными образованиями. Общая мощность всех указанных отложений превышает 6 км.

Как отмечает Э.Ш.Шихалибеги (1966), гипербазиты в пределах этого синклинория образуют ряд параллельных и кулисообразно рас-

положенных полос, простирающихся в северо-западном направлении вдоль Карабахского глубинного разлома.

Первая полоса прослеживается с верховьев р. Дзегамчай на Шах-дагском хребте до р. Тертер. Приурочена она к осевой полосе Левчайской антиклинали. Вторая полоса приурочена к осевой зоне Алмалык-Гейдаринской антиклинали, протягивающейся от Зодского перевала до верховьев р. Хачинчай. Третью линию составляют выходы ультраосновных пород, приуроченных к ядру и крыльям Чильгязской антиклинали, протягивающейся с левобережья р. Тутхун (Агятагский массив) до верховьев р. Фаррашчай. Четвертую полосу составляют выходы ультраосновных интрузивов, которые приурочены к антиклинальной структуре, прослеживаемой от сел. Башлыбель до сел. Ипяк. На юго-востоке все указанные полосы гипербазитов срезаются Карабахским разломом.

В дальнейшем для удобства указанные гипербазитовые полосы нами будут называться соответственно: Шахдагская, Гейдаринская, Агятагская и Ипякская группа массивов.

Тоурогачайский синклиниорий является наиболее северным структурным элементом Севано-Карабахской складчатой зоны, простираясь от нижнего течения р. Тертер до Башкендского перевала. В пределах синклинория гипербазиты распространены сравнительно мало и образуют ряд продольно расположенных групп массивов, общей протяженностью 100 км при ширине до 8 км.

Интенсивная дислокация всего офиолитового комплекса и сложное взаимоотношение магматических пород с вмещающими отложениями, отсутствие достаточных данных абсолютного возраста гипербазитов, их слабая петрохимическая изученность - все это привело исследователей к весьма противоречивым мнениям по вопросу генезиса и возраста ультраосновных пород Малого Кавказа.

Перечень источников, содержащих обширные сведения о геологическом положении, происхождении и формировании гипербазитов исследуемого региона, хотя и большой, мы остановимся на некоторых из них.

В свое время М.А. Кашкай (1947) определил, что интрузивные породы офиолитового комплекса являются продуктом глубинной перидотитовой магмы и формировались в результате трех последовательных фаз. В первой фазе образовались перидотиты и дуниты шпировых выделений, во второй - дуниты самостоятельных массивов и, наконец, в заключительной - габброиды. В.М. Баба-Заде (1974) считает необходимым добавить к указанным еще "самостоятельную" пироксенитовую фазу.

Несколько иное представление у Э.Ш. Шихалибеги (1966), прово-

дившего фундаментальные работы по геологическому строению и тектоническому развитию восточной части Малого Кавказа. По его данным внедрение перидотитовой магмы происходило в две последовательные стадии одной фазы. Причем в начальную стадию внедрились перидотиты и дуниты, а в последующую — пироксениты и с некоторым опозданием — габброиды. Возраст гипербазитовых интрузий им на основании многочисленных фактических материалов определяется как докампанский.

Оригинальные данные о времени формирования гипербазитовых интрузивов получены Т.Н.Насибовым и др. (1979, 1983). Им на основании сопоставления распространения некоторых характерных для гипербазитов элементов в карбонатных породах нижнего мела и верхнего сенона, а также сеноманских и палеогеновых песчано-глинистых отложениях также установлен докампанский возраст гипербазитов.

На основании геолого-структурных и петрохимических характеристик горных пород гипербазитовой формации некоторые исследователи (Ахундов и др., 1970) выделяют две субформации: габбро-перидотитовую и пироксенит-габбровую. Породы габбро-перидотитовой субформации в виде линзовидных тел или пластообразных массивов имеют широкое распространение и составляют главную часть этой формации. Здесь наблюдается резкое преобладание гарцбургитов над лерцолитами и верлитами, причем последние обычно пространственно связаны с габброидами, которые в количественном отношении намного уступают ультраосновным породам. Пироксениты этой субформации представлены, в основном, энстатититами и, что характерно, никогда не встречаются в виде даек, а образуют мелкие массивы (Ипьянский и др.). Дуниты встречаются в виде широких выделений среди перидотитов. По форме — линзовидные, выклинивающиеся по простиранию и глубине. По возрасту линзовидные дуниты не отличаются от вмещающих их перидотитов, и по времени образования несколько запаздывают. Такие линзы дунитов максимально протягиваются до 400 м, обычно же — на несколько десятков метров. Ширина составляет от 5-10 до 40 метров.

Породы пироксенит-габбровой субформации в геолого-структурном отношении занимают близкое положение к интрузивам габбро-перидотитовой субформации, а по времени являются более поздними. Они в отличие от линзовидных тел габбро-перидотитовой субформации встречаются в виде небольших обособленных массивов. Одной из характерных черт является их дифференцированность. В пределах этой субформации породы основного состава обычно преобладают над ультраосновными. Последние представлены небольшими массивами дунитов и дайками пи-

роксенитов. Перидотиты же представлены верлитами, пространственно связанными с габброидными интрузиями.

Подобное мнение высказано С.А.Паламджян (1971) для гипербазитов армянской части Малого Кавказа. На основании петрохимического анализа большого фактического материала он пришел к заключению, что минеральный состав горных пород большинства массивов Севанского (Шахдагского) хребта отвечает гарцбургиту. Кроме того приводятся факты, отрицающие комагматичность гипербазитов и базитов, причем с последними генетически связаны все негарцбургитовые разновидности (лерцолиты и верлиты) перидотитов. На основании сказанного им выделяется два комплекса интрузивных пород сфиолитовой серии Севанского хребта Малого Кавказа - гипербазитовый и габброидный.

На основании детальных геолого-структурных, петрографических, петрохимических, геохимических, а также металлогенических особенностей пород Севанского пояса С.Б.Абовян (1981) выделяет габбро-перидотитовый и габбро-диоритовый интрузивные комплексы с явным преобладанием первого.

Как известно, при установлении формационной принадлежности гипербазитов прежде всего учитываются количественные соотношения габброидов и ультраосновных пород, их комагматичность. Для азербайджанской части Малого Кавказа эти отношения составляют приблизительно один к шести. Наряду с этим, принимая во внимание преимущественно гарцбургитовый состав и некоторые другие особенности гипербазитов, о чем детально будет идти речь ниже, мы вполне согласны с мнениями предыдущих авторов (Кашкай, 1947; Шихалибебли, 1966) о перидотитовом составе родоначальной магмы и принадлежности их к гипербазитовой формации.

Одним из дискуссионных вопросов гипербазитов является контактное взаимоотношение их с вмещающими отложениями. Как известно, в отличие от других интрузивных (кислых, основных и др.) пород, гипербазиты не дают такого широкого развития контактово-термальных изменений, что явилось причиной многочисленных дискуссий.

Контактовое воздействие гипербазитов на вмещающие породы ранее отмечалось в работах М.А.Кашкай (1947), Э.Ш.Шихалибебли (1966), В.М.Баба-Заде (1974) и др. В последние годы в связи с появлением иного взгляда на генезис гипербазитов Малого Кавказа этому вопросу было уделено специальное внимание (Шихалибебли и др., 1981; Азадалиев и др., 1981). Ими в пределах Сарыбабинского синклинория в некоторых пунктах обнаружены и детально описаны активные термально-

контактные воздействия, выражающиеся в ороговивании вмещающих пород. Как справедливо отмечается авторами, зафиксированное небольшое число примеров горячих контактов говорит больше всего о слабой изученности их, нежели об их малой распространенности.

Относительно генезиса гипербазитов Малого Кавказа существуют мнения и о протрузивном характере их внедрения. В этом отношении заслуживает внимания более поздняя работа М.А. Кашкая и Ш.И. Аллахвердиева (1973), посвященная геолого-структурному положению Аджарисского брахиантиклиналя - одному из наиболее характерных участков в пределах Севано-Карабахской складчатой зоны. На основании детального и всестороннего исследования авторы пришли к относительно приемлемому мнению на фоне возникшей вокруг вопроса генезиса и возраста дискуссии. По их убеждению гипербазитовая ассоциация Альпийских складчатых систем является формацией магматического происхождения. Механизм формирования гипербазитовых массивов ими объясняется следующим образом: в юре происходило внедрение перидотитовой магмы, а в более позднее время, а именно сеномане, сеноне и, иногда, эоцене уже образовавшиеся интрузивные тела в виде протрузии поднимались в более верхние горизонты. При таком подходе к данному вопросу намного яснее становится большинство дискуссионных моментов - таких как "холодный" (тектонический) контакт с вмещающими породами, совместное нахождение в современном эрозионном срезе с наиболее древними вулканогенно-осадочными породами и многое другое.

В свое время о протрузивном характере внедрения гипербазитов северо-восточного побережья оз. Севан высказывались А.Л. Книппер, Ю.Л. Костянич (1964). О преимущественном протрузивном характере внедрения гипербазитов других регионов высказывались многие исследователи (Пинус, 1958; Морковкина, 1967; Варлаков, 1978 и др.). И.А. Малаховым (1983) амплитуда перемещений протрузивных тел определяется от сотен метров до одного километра.

Поддерживая идеи о происхождении гипербазитов, выдвинутую академиком А.В. Пейве (1969) о том, что офиолиты складчатых зон являются реликтами древней океанической коры в современных континентах, некоторые исследователи (Книппер, 1971, 1975; Соколов, 1977; Т.Аб. Гасанов, 1974) подтверждают, что так называемый офиолитовый шов Малого Кавказа представляет собой меланжевую зону в его современной структуре. Причем становление меланжа произошло в течение нижнего мела - четвертичного периода в результате нескольких фаз складчатостей (между ранним и поздним мелом, позднем сантоне, между позд-

ним мелом и палеоценом, в среднем эоцене, позднем эоцене и т.д.).

Подытоживая все сказанное о становлении офиолитовой ассоциации Малого Кавказа, можно выделить три направления:

1. Магматическое, сторонники которого считают гипербазиты продуктом перидотитовой магмы, интрузивное внедрение которой происходило в нескольких последовательных фазах, или же в нескольких стадиях единой фазы.

2. Метасоматическое, сторонники которого считают гипербазиты продуктом метасоматического преобразования гипотетического субстрата (Морковкина, 1974), хотя и не нашедшего широкого признания.

3. Сторонники тектонического направления считают, что гипербазиты образовались в глубоких горизонтах земной коры и в дальнейшем в твердом виде внедрялись в более верхние горизонты. При этом одни исследователями предпочтение отдается вертикальному, а другими - горизонтальному движению.

Каждое вышеизложенное направление подкреплено достаточными фактическими материалами и научно аргументировано, и потому для окончательного заключения необходимо проведение всесторонних исследовательских работ.

Как справедливо отмечается в работах (Баба-Заде, 1974; Шейнманн, 1976), при решении генетического вопроса гипербазитов петрологический фактор, который мог бы пролить свет на разрешение этого сложного дискуссионного вопроса, не учитывался, на что обращено внимание в настоящей работе.

1.2: Петрографическая характеристика пород

Как известно, альпинотипные гипербазиты характеризуются простым минеральным составом. Их главными породообразующими минералами являются оливин и пироксены, индивидуально образующие мономинеральные породы - дуниты и пироксениты. А при различном количественном сочетании этих минералов появляются перидотиты и переходные виды - оливиновые пироксениты и пироксеновые дуниты. В пределах Севано-Карабахской складчатой зоны указанными главными видами ультраосновных горных пород, вернее их серпентинитами или серпентинизированными ра.ностями сложены различного размера гипербазитовые массивы, что осложняет представление о первоначальном их вещественном составе. Слабоизмененные или неизмененные горные породы встречаются реже и слагают обычно центральную часть крупных массивов.

Изучением петрографического состава исследуемых пород занима-

лись лишь немногие исследователи. Первые сведения имеются в работах А.Н.Соловкина (1937), Ш.А.Азизбекова и др. (1947, 1950), М.А.Кашкая (1947), Ш.И.Аллахвердиева (1967), С.М.Сулейманова и В.М.Бабазаде (1967), Р.С.Малютина (1967). Ф.А.Ахундовым (1961) детально исследованы серпентиниты. Все эти авторы отмечают, что в пределах азербайджанской части Малого Кавказа ультраосновные породы представлены дунитами, перидотитами и пироксенитами. Однако ввиду их повсеместной недостаточной петрографической изученности определить детальную площадную распространенность главных видов представляет определенную трудность. Но нет сомнения, что подавляющее большинство выходов массивов сложены перидотитами. По условным подсчетам, учитывая и основные породы, их распространенность оценивается следующими цифрами: перидотиты - 70 %, дуниты - 10 %, пироксениты - 5 % и габброиды - 15 %. Все перечисленные виды гипербазитов в той или иной мере серпентинизированы. Наблюдается гидротермальные изменения, выражающиеся в образовании лиственитов, карбонатизации и отальковании гипербазитов (Ахундов, Азадалиев, 1972).

В основу выделения отдельных видов и разновидностей гипербазитов наряду с микроскопическими определениями положен их количественно-минеральный состав, подсчитанный по методу Н.Д.Соболева (1959). Такие подсчеты проводились для всех образцов, но в расчетах использованы результаты анализов тех, которые не затронуты названными процессами.

Д У Н И Т Ы. По условиям образования, формам залегания, минеральному и химическому составам и другим признакам в пределах офиолитового пояса Азербайджана выделяются три вида дунитов: самостоятельные массивы, широкие выделения среди перидотитов и фациальный переход от перидотитов - пироксеновые дуниты.

С а м о с т о я т е л ь н ы е д у н и т о в ы е массивы широко распространены в пределах бассейна среднего течения р.Тертер (Ванк, Баглы-пая, Черекдар и др. массивы), а по данным М.А.Кашкая (1947) также на Шахдаге. Форма дунитовых массивов изометричная, иногда слегка удлинённая. Повсеместно прорывает вмещающие породы. Размеры отдельных дунитовых тел обычно не превышают 1-1,5 км². Как правило, сильно претерпели процесс серпентинизации. Дуниты, составляющие самостоятельные массивы, отличаются от дунитов широких выделений интенсивным подвержением постмагматическим процессам. При микроскопическом изучении редко наблюдается мономинеральная порода. Обычно в них присутствует до 10 % примеси ромбического пи-

роксена. Моноклинный пироксен - редок. Из вторичных минералов постоянно присутствуют серпентины; из аксессуарных - хромшипелиды и магнетит. Магнетит чаще всего является постмагматическим и образуется в результате серпентинизации оливина и спорадически рассеян по площади шлифа или заполняет трещины и в виде шнурков образует скопления во всевозможных направлениях.

Относительно ограниченным распространением пользуются дуниты ш л и р о в н ы х в ы д е л е н и й. Они в виде линз и неправильных тел, обычно вытягиваются согласно простиранию вмещающих их перидотитов и наклоняются по длине и глубине. Нередко их длина достигает нескольких сот метров, при различной ширине от одного до 30 м. Скважины, пробуренные на наиболее крупном Гейдаринском массиве показывают, что глубина таких дунитовых линз не превышает 40-50 м. На основании некоторых признаков Ф.А. Ахундов и др. (1972) считают, что по времени дуниты кристаллизовались позже, чем перидотиты и являются одновозрастными.

В обнажениях взаимоотношения дунитовых тел с вмещающими их перидотитами не всегда прослеживаются. Между ними не наблюдаются переходные разновидности - пироксеновые дуниты. Обычно дуниты нацело серпентинизированы и редко в них встречаются реликты оливина. От окружающих перидотитов макроскопически отличаются более темным цветом и отсутствием блестящих пластинок бастита. Наиболее крупные тела шпировых дунитов обнажаются на территории Гейдара, Левчай, Кязимбина, Ипак и других перидотитовых массивов. Обычно с ними генетически связаны большинство хромитовых рудопоявлений. Чисто минеральная оливиновая порода встречается очень редко и обычно в них присутствует до 5 % ромбический и крайне редко моноклинный пироксен.

Третий вид дунитов - пироксеновые встречаются, в основном, в пределах Шахдагского хребта. Главной составной частью является оливин (75-90 %). На долю ромбического пироксена приходится 10 - 25 %. В некоторых случаях присутствует моноклинный пироксен (до 25 %). Нередко зерна оливина включены в позднеобразовавшиеся пироксены. Для пироксеновых дунитов характерны постепенные переходы только лишь к перидотитам.

Кроме указанных видов в непосредственной близости от Баглыпанского массива среди перидотитов встречены ж и л ь н ы е д у н и т ы. Отсутствие хромшипелидов и присутствие первичного магнетита позволяют назвать породу оливинитом. От вышеописанных видов

дунитов они отличаются более свежей сохранностью. Порода серпентинизирована лишь на 10-15 % по объему. Поскольку мы имеем единственный образец, то его не выделяем как самостоятельный вид дунитов.

П Е Р И Д О Т И Т Ы, как уже было отмечено, являются наиболее распространенными среди главных видов гипербазитов. По количественному соотношению главных породообразующих минералов выделяются следующие разновидности: гарцбургиты, лерцолиты и верлиты. Преобладающими являются гарцбургиты. Им в количественном отношении подчинены лерцолиты и имеющие весьма ограниченное распространение верлиты. Первые два слагают большую часть площади массивов гипербазитов.

Макроскопически **г а р ц б у р г и т ы** представляют собой плотные породы темно-зеленого, почти черного цвета. Характерным является их порфириовидный облик, который обуславливается наличием сравнительно крупных зерен ромбического пироксена на фоне мелкозернистой оливиновой массы. Главными породообразующими минералами в гарцбургитах является оливин и ромбический пироксен. В незначительном количестве отмечается моноклиновый пироксен. Постоянно присутствует серпентин. Количественные соотношения породообразующих минералов следующие: оливин 40-74 %, ромбический пироксен 20-53 %, моноклиновый пироксен 0-10 %; до 3-5 % присутствует магнетит, в незначительном количестве - хромит. Структура гарцбургитов гипидиоморфнозернистая, зерна ромбического пироксена ксеноморфны по отношению к оливину.

Пространственно гарцбургиты встречаются в составе почти всех крупных гипербазитовых массивов (Коджадагский, Шамхорчайский, Сеидлярский, Ипякский и др.), причем наблюдается постепенный фациальный переход - с увеличением оливина в пироксеновые дуниты (Шахдагская группа массивов) и с увеличением моноклинового пироксена в лерцолиты (Сеидлярский и др. массивы). Несмотря на то, что гарцбургиты являются наиболее распространенной разновидностью, слабо серпентинизированные разности их встречаются не так часто. Наиболее свежие разности встречены на Сеидлярском массиве.

Л е р ц о л и т ы распространены в значительно меньшей степени, чем гарцбургиты. Обычно встречаются в отдаленных от центральных частей крупных гарцбургитовых массивов и образуют с ними постепенные переходы. На Агягаском массиве они являются как бы связующим звеном между гарцбургитами и верлитами. По внешнему виду лерцолиты мало отличаются от гарцбургитов. Они также обладают тем-

ной окраской и порфириблестным строением. Структура пород гипидиоморфнозернистая.

Главными породообразующими минералами являются оливин, моноклиный и ромбический пироксен. Количество оливина варьирует в широких пределах от 43 до 74 %. Пределы содержания пироксенов также большие (ромбический пироксен 10-46 %, моноклиный пироксен - 10-28 %). Обычно ромбический пироксен превалирует над моноклиным, но иногда наблюдается обратное соотношение.

В отличие от гарцбургитов они меньше подверглись влиянию процесса серпентинизации, вследствие чего часто встречаются в более свежем виде. В породе чаще всего больше серпентинизирован оливин. Иногда встречаются неизменные оливины, заключенные в кристаллы ромбического пироксена, который в свою очередь изменился больше, чем моноклиный. Последние нередко встречаются среди полностью серпентинизированных минералов в совершенно свежем виде.

В е р л и т ы в составе массивов имеют очень ограниченное распространение. Нами они встречены только на Агятагском массиве. Подобно лерцолитам верлиты тяготеют к возвышенным частям массивов и через лерцолиты имеют постепенные переходы с гарцбургитами. Внешне верлиты отличаются от гарцбургитов и лерцолитов отсутствием ярко выраженной порфиривидной структуры. Структура верлитов гипидиоморфнозернистая, которая обуславливается резким ксеноморфизмом зерен моноклиного пироксена по отношению к оливину. Главными породообразующими минералами верлитов являются оливин (41-70 %) и моноклиный пироксен (29-50 %). В незначительном количестве присутствует ромбический пироксен (до 10 %). Среди акцессорных минералов верлитов присутствуют хромшпинелид и магнетит.

В верлитах наиболее четко выражен процесс избирательной серпентинизации, где часто оливин и ромбический пироксен полностью серпентинизированы, а моноклиный пироксен почти не затронут этим процессом. При их серпентинизации наблюдается образование по краям зерен идингсита, отличающегося коричневатым цветом. Для верлитов характерно выделение обильного количества магнетита.

Кроме указанных разновидностей нами описан **п л а г и о к л а з о в ы й** перидотит (Агятагский массив), в составе которого присутствует до 10-15 % полевых шпатов. Последние часто прениитизированы.

О Л И В И Н О В Ы Е П И Р О К С Е Н И Т Ы. В виде небольших тел, прожилков и жил они, как правило, встречаются в пределах массивов, слагаемых из лерцолитов и верлитов. Постепенный переход

от оливиновых пироксенитов к перидотитам и пироксенитам не наблюдается. Главными составляющими компонентами являются ромбический и моноклинный пироксены, по соотношению которых определяются следующие разновидности: оливиновый энстатитит, оливиновый вебстерит и оливиновый диопсидит. Оливиновые энстатититы встречаются относительно редко. Главным образом состоят из ромбического пироксена, составляющего 64-82 % объема породы. Оливин содержится в пределах 16-30 %. В качестве второстепенного минерала до 10 % встречается моноклинный пироксен. Среди оливиновых вебстеритов встречаются разновидности, содержащие в основном моноклинный пироксен. Количество его изменяется в пределах от 46 до 66 %, содержание ромбического пироксена находится в пределах 10-36 %, а оливина - 18-30 %. Оливиновые диопсидиты содержат в своем составе до 10 % ромбического пироксена, а моноклинный пироксен, изменяясь в пределах 70-82 %, является главной составной частью разновидности. Оливин содержится от 18 до 25 %.

П И Р О К С Е Н И Т Ы крупных массивов не образуют, а присутствуют в виде секущих неправильных тел, которые часто прорезывают массивы перидотитов. Среди горных пород ультраосновного комплекса они занимают резко подчиненное положение. Макроскопически пироксениты представляют собой средне- и крупнозернистые плотные породы, состоящие целиком из зерен пироксенов. Пироксениты характеризуются гипидиоморфнозернистой структурой. По минеральному составу выделяются энстатититы, вебстериты и диопсидиты. В их состав помимо пироксенов иногда входит некоторое количество оливина (до 5 %), как правило серпентинизированного. Наиболее свежими сохранились диопсидиты. А в вебстеритах процесс серпентинизации больше всего претерпели энстатиты.

В том случае, когда пироксениты (в большинстве случаев энстатититы) встречаются в виде малых тел, они подвергаются интенсивному процессу серпентинизации, и под микроскопом наблюдается мономинеральная баститовая порода.

С Е Р П Е Н Т И Н И Т Ы. Как уже неоднократно отмечалось, в пределах Севано-Карабахской складчатой зоны гипербазиты в значительной степени подверглись процессу серпентинизации и почти повсеместно нацело превращены в серпентиниты. Их минеральный состав, классификация и условия образования наиболее подробно изложены в работах Ф.А.Ахундова (1972), Ш.И.Аллахвердиева (1967), З.Б.Абдуллаева и др. (1981). Представлены они всеми разновидностями, отли-

чающимися как по внешнему виду, так и по минеральному составу. Минеральный состав представлен, в основном, лизардитом, антигоритом, хризотилом. В меньших количествах присутствуют магнетит, хромшпинелиды, хлорит, магнезит, тальк и карбонаты. В тех случаях, когда порода полностью не превращена в серпентиниты, присутствуют также реликты оливина и пироксенов. Наиболее часто встречающаяся разновидность серпентинитов представляет собой зеленовато-черную, плотную породу, содержащую в том или ином количестве пластинки антигоритового бастита металлического блеска.

Реже встречаются светлые, зеленовато-серые, довольно плотные серпентиниты, состоящие из лизардита и антигорита. Хромшпинелиды в них встречаются довольно часто в виде мелкой вкрапленности. По внешнему виду и минеральному составу серпентиниты первого типа относятся к апоперидотитовым, а второго - к аподунитовым разновидностям. Структура их в зависимости от соотношения серпентиновых минералов различна. Для аподунитовых характерна петельчатая, ячеистая, решетчатая, реже ленточная структуры. В апоперидотитовых серпентинитах преобладает порфиробластовая или панидиоморфная структуры.

В общей сложности среди серпентинитов исследуемого региона по преобладанию в их составе того или иного серпентинового минерала выделяются следующие разновидности: лизардитовые, антигоритовые, хризотилонные и переходные между ними разновидности. Преобладающими среди них являются лизардит-антигоритовые серпентиниты, отличающиеся обильными просечками магнетита (Велинский, 1979). Все указанные разновидности серпентинитов либо образуют самостоятельные массивы, либо встречаются в пределах одного и того же массива.

Нередко вдоль тектонических зон серпентиниты превращены в рыхлую серую массу, оталькованы и карбонатизированы, либо нацело превращены в листвениты, встречающиеся только лишь в пределах гипербазитовых массивов.

Для уточнения пространственного размещения главных видов гипербазитов нами проведено опробование по вертикальным профилям в некоторых крупных массивах - Коджадагском, Шамхорчайском, Сеидлярском и Агятагском.

Детальным петрографическим исследованием с использованием петрохимических данных выявлена зональность в строении указанных массивов, заключающаяся в том, что более магнезиальные разновидности ультраосновных пород слагают их основания, тогда как выше по разрезу они сменяются менее основными разновидностями. Так, например,

на Куджадагском массиве (Шахдагская группа массивов) нижелжащие пироксеновые дуниты в вертикальном направлении постепенно сменяются гарцбургитами, а в Сеидлярском массиве (Гейдаринская группа) хорошо наблюдается переход от гарцбургитов к лерцолитам. Такая зональность в строении наблюдается и на Агятагском массиве (Агятагская группа), где вертикальный разрез представлен от гарцбургитов до оливиновых пироксенитов.

Количественное соотношение петрографического состава указанных массивов схематически показано в следующем виде:

Порода Массив	Пироксено- вый дунит	Гарцбургит	Лерцолит	Верлит	Оливиновый пироксенит
Агятаг	нет	мало	преобладает	много	есть
Сеидляр	нет	преобладает	много	нет	нет
Шамхорчай	преобладает	много	мало	нет	нет
Кс. жадаг	преобладает	много	нет	нет	нет

Однако, указанная закономерность трудно прослеживается во всех массивах ввиду их сложного тектонического строения, а также воздействия последующих процессов, особенно их повсеместной серпентинизации.

Анализ зональности гипербазитовых массивов показывает, что переходы между зонами являются постепенными. Это выражается в том, что вверх по разрезу происходит увеличение количества ромбического, а потом и моноклинного пироксенов. Однако, такое обобщение вовсе не указывает на отсутствие лерцолитовых участков в гарцбургитовых массивах или наоборот.

В вышеуказанной схеме массивы расположены последовательно с юго-востока на северо-запад и в этом же направлении наблюдается закономерное изменение в вещественном составе пород, слагающих отдельные массивы - оливин преобладает над пироксенами.

Таким образом, в пределах Сарыбабинского синклинория наблюдается вертикальная и латеральная зональность в строении отдельных групп массивов.

На зональное строение гипербазитовых массивов обратил внимание Д.С. Штейнберг и др. (1969) и особое значение придает ему Г.В. Дикое и др. (1973), по мнению которого установление зональности в отро-



1976

нии гипербазитовых массивов наряду с другими параметрами (приуроченность к глубинным разломам, высокотемпературные контактные явления и др.) может служить доказательством их интрузивного становления.

Причина образования зональности в строении гипербазитовых массивов объясняется дифференцированностью магматического расплава, т.е. в процессе движения гетерогенной магмы частично раскристаллизованная масса концентрируется в нижних частях, тогда как более жидкий расплав стремится к краевым частям (Bhattacharyi, 1967). В силу близости химических составов и термохимических свойств оливина и энстатита, чисто монсминеральное фракционирование не всегда наблюдается и как обычно проявляется порода промежуточного состава - широкосенный дунит.

Подытоживая приведенные материалы о петрографическом составе гипербазитов Малого Кавказа, прежде всего хочется отметить, что в отличие от других характерных альпийских гипербазитов, они представлены всей гаммой разновидностей ультраосновных пород и тем самым опровергает мнение об их слабой дифференцированности.

Вместе с тем, надо отметить, что в работе В.В.Велинского (1979) зональное строение объясняется как следствие дальнейшего метасоматического изменения перидотитов под воздействием габброидных пород. Это требует специальных исследований.

ГЛАВА II. ПЕТРОЛОГИЯ ГИПЕРБАЗИТОВ

2.1. Петрохимия гипербазитов

2.1.1. Химизм главных видов и разновидностей гипербазитов

В настоящей главе рассматриваются особенности химизма главных петрографических видов и разновидностей гипербазитов Малого Кавказа, установленные на основе пересчетов результатов 330 полных химических анализов. Средние химические составы отдельных видов сведены в табл. I, где также приводятся числовые характеристики и ряд коэффициентов, отражающих железистость (f), известковистость (c), глиноземистость (A), магнизиальность (M/F), степень окисления (h), а также насыщенность кремнеземом (s).

Виртуальный минеральный состав гипербазитов Малого Кавказа по данным пересчета химических анализов позволяет выделить пять главных видов, соответствующих дуниту, пироксеновому дуниту, перидотитам (гарцбургит, лерцолит, верлит), оливиновым пироксенитам и пироксенитам (энстатитит, вебстерит, диопсидит).

Первый вид характеризуется средними значениями величин $t = 64,4$ и $s = 34,1$ при незначительном колебании ($63,6-66,0$) и ($32,2-35,2$) соответственно. Средний состав исходных для этой группы горных пород по соотношению нормативных оливина и пироксенов ($x = 90,3$; $t = 3,5$; $y = 6,2$) отвечает дуниту. Дуниты слагают отдельные шпиронные выделения среди перидотитовых массивов и в большинстве случаев сопровождаются хромитовыми проявлениями. Кроме того, встречаются и дуниты самостоятельных массивов. Они повсеместно подверглись процессу карбонатизации и по этой причине не представлялась возможным обработка данных по этим массивам.

Отношение окиси магния к сумме окислов железа в молекулярном выражении (M/F) колеблется в пределах $9,1 - 12,6$, составляя в среднем $10,7$. Железистость этих горных пород составляет в среднем $0,09$. Отношение оснований к кремнезему колеблется в пределах $1,85-2,00$, в среднем составляя $1,93$.

Второй вид характеризуется средними значениями величин $t = 61,6$ ($59,2-63,0$) и $s = 36,3$ ($34,8-37,5$). По соотношению нормативных оливина, ромбического и моноклинного пироксенов ($x = 83,9$; $t = 5,1$ и $y = 10,9$) состав исходных пород отвечает пироксеновому дуниту. Этот вид горных пород является фаціальным переходом от дунитов к перидотитам, в основном распределены в пределах Шахдагского

Т а б л и ц а I

Средний химический состав гипербазитов
Малого Кавказа в вес.%

Порода Окислы	Дуниты (8)	Пироксеновые дуниты (19)	Перидотиты			Оливиновые пироксены (6)	Пироксениты		
			Гарцбургиты (29)	Лерцолиты (25)	Верлиты (15)		Энстатиты (5)	Вебстериты (6)	Диопсидиты (2)
SiO ₂	34,53	37,52	39,91	40,97	43,26	48,09	51,48	49,10	48,59
TiO ₂	0,005	0,024	0,033	0,043	0,087	0,086	0,054	0,169	0,175
Al ₂ O ₃	0,75	1,82	2,15	1,84	2,59	1,76	3,52	4,48	6,88
Cr ₂ O ₃	0,42	0,26	0,28	0,25	0,27	0,30	0,25	0,42	0,48
Fe ₂ O ₃	4,36	4,46	4,92	4,14	5,29	4,26	3,85	3,77	4,10
FeO	3,04	3,51	3,31	3,70	3,57	4,41	5,62	5,77	4,64
MnO	0,10	0,13	0,13	0,11	0,17	0,16	0,15	0,16	0,13
MgO	41,25	40,33	35,74	33,72	29,34	23,96	28,28	21,88	16,31
CaO	0,56	1,24	0,98	4,27	9,86	13,37	2,89	10,64	15,89
NiO	0,37	0,28	0,25	0,24	0,10	0,10	0,11	0,08	0,05
CoO	0,028	0,022	0,019	0,018	0,012	0,014	0,021	0,014	0,013
Na ₂ O	0,06	0,09	0,09	0,15	0,23	0,27	0,09	0,19	0,09
K ₂ O	0,06	0,06	0,06	0,06	0,09	0,06	0,06	0,06	0,05
V ₂ O ₅	-	0,027	0,031	0,037	0,082	0,073	0,055	0,073	0,085
P ₂ O ₅	0,033	0,033	0,038	0,034	0,034	0,031	0,023	0,024	0,022
SO ₃	0,083	0,059	0,067	0,068	0,025	0,026	0,013	0,018	0,018
F	0,017	0,016	0,019	0,019	0,011	0,017	0,022	0,017	0,026
H ₂ O ⁻	1,02	0,60	0,81	0,64	0,47	0,45	0,51	0,40	-
H ₂ O ⁺	12,70	9,21	10,89	9,45	5,07	2,47	2,93	2,55	2,11
Сумма	99,39	99,69	99,73	99,76	100,0	99,91	99,93	100,02	99,66

продолж. табл. I

Числовые характеристики и константы

Zc	1,2	2,2	2,6	2,3	3,3	1,9	4,1	5,1	7,7
b	64,4	61,5	58,7	58,5	53,3	48,8	48,8	48,8	46,8
s	34,1	36,3	38,8	39,2	39,8	47,1	47,1	46,1	45,0
z	90,3	83,9	57,3	56,3	47,7	22,5	5,3	4,7	3,1
x	3,5	5,1	4,1	18,1	41,1	55,6	11,9	45,5	75,4
y	6,2	10,9	35,2	25,7	11,2	22,2	82,8	46,0	21,5
h	40,2	37,4	41,2	35,6	40,5	23,4	23,4	22,5	28,2
M/F	10,5	9,7	8,3	8,3	6,8	5,4	5,6	4,5	4,0
f	0,09	0,09	0,10	0,11	0,14	0,16	0,15	0,18	0,20
c	0,95	2,02	1,94	7,9	19,2	25,1	4,99	26,1	41,05
M	0,98	0,95	0,96	0,93	0,77	0,67	0,89	0,69	0,53
S	0,56	0,62	0,74	0,81	0,94	1,35	1,21	1,50	2,02
A	1,30	2,66	2,70	2,40	3,60	2,17	4,20	4,80	7,50

хребта. Среднее значение M/F составляет 9,7. По железистости этот вид близок к дунитам и в среднем она равна 0,09. Отношение оснований к кремнезему уменьшается, составляя в среднем $RO : SiO_2 = 1,76$ при колебании ее значений от 1,68 до 1,82. Необходимо отметить, что в большинстве работ пироксеновые дуниты описываются как перидотиты, богатые оливином.

Третий вид характеризуется средними значениями $b = 58,1$ и $s = 39,2$ при пределах (53,5-60,3) и (38,0-42,6) соответственно. Состав исходных для этого вида горных пород по соотношению нормативных оливина и пироксенов отвечает перидотиту, который представлен гарпбургитами ($z = 57,3$; $x = 4,05$; $y = 35,2$), лерцолитами ($z = 56,3$; $x = 18,1$; $y = 25,7$) и верлитами ($z = 47,7$; $x = 41,1$ и $y = 11,2$). Гарпбургиты среди перидотитов пользуются наибольшим распространением и встречаются во всех опробованных нами массивах. Они повсеместно подверглись процессу серпентинизации и почти полностью превращены в серпентиниты. Железистость гарпбургитов в среднем равна 0,10. Среднее значение M/F составляет 8,5. Отношение оснований к кремнезему составляет 1,49 при пределах от 1,36 до 1,62. Лерцолиты распространены в меньшей степени, чем гарпбургиты и образуют с гарпбургитами постепенные переходы. Они в отличие от гарпбургитов меньше подверглись влиянию вторичных процессов. Обладают немного большей железистостью, чем гарпбургиты. Среднее значение железистости равно 0,11, при пределах колебания от

0,08 до 0,14. Отношение M/F равно 8,3. Верлиты имеют еще более ограниченное распространение. По сравнению с другими разновидностями верлиты более железисты, среднее значение равно 0,14 при широком диапазоне колебания от 0,10 до 0,21. Отношение M/F равно 6,8. Отношение оснований к кремнезему уменьшается, составляя в среднем 1,07 при пределах от 0,92 до 1,35. Верлиты в отличие от гарцбургитов менее подвергнуты процессу серпентинизации.

Четвертый вид характеризуется средними значениями величин $b = 53,2$ и $s = 44,9$ при пределах (52,3-54,2) и (43,6-46,2). Состав исходных для этого вида горных пород соответствует оливиновым пироксенитам ($x = 22,5$; $z = 55,6$ и $y = 22,2$). Этот вид горных пород не является фаціальным переходом от перидотитов к пироксенитам.

И, наконец, пятый вид характеризуется средними значениями $b = 48,1$ и $s = 46,1$. Состав исходных для этой группы горных пород по отношению нормативных оливина и пироксенов отвечает пироксенитам и они, в свою очередь, представлены энстатититами ($x = 5,3$; $z = 11,9$; $y = 82,8$), вебстеритами ($x = 4,7$; $z = 45,5$; $y = 46,0$) и диопсидитами ($x = 3,1$; $z = 76,4$ и $y = 21,5$). Пироксениты по распространенности занимают резко подчиненное положение. Встречаются они в виде жил и дайкообразных тел как в дунитовых, так и перидотитовых массивах. Пироксениты относятся к породам с повышенной железистостью, средняя величина f составляет 0,17. Резко понижается также величина отношения оснований к кремнезему, равное в среднем 0,85.

Для выявления петрохимических особенностей гипербазитов нами был взят за основу метод пересчета химических анализов по Н.Д.Соболеву (1959) и составления диаграммы по А.Н.Заварицкому (1950). Близость химического состава большинства разновидностей гипербазитов не дает возможности изобразить все имеющиеся анализы на векторной диаграмме. Фигуративные точки векторов в этом случае располагаются настолько кучно, что пользование такой диаграммой, как справедливо отмечает Г.В.Пинус (1966) становится практически невозможным. По этой причине мы сочли возможным использовать данные наиболее характерных анализов отдельных видов и разновидностей. Векторная диаграмма средних составов гипербазитов Малого Кавказа (рис.1) построена с учетом изменений, применительно для гипербазитов, которые были внесены Н.Д.Соболевым (1952,1959). Сохранены основные числовые характеристики - ξ (относительное число атомов кремния и титана) и b (относительное число всех металлических атомов, кроме щелочей, кальция). Две другие характеристики a и c , выражающие

относительное число щелочных металлов и кальция, входящих в алумосиликаты, ввиду отсутствия последних в гипербазитах заменены характеристиками M/F - отношение окиси магния к окислам железа и $2c$ - удвоенное молекулярное количество сумм окислов алюминия и хрома.

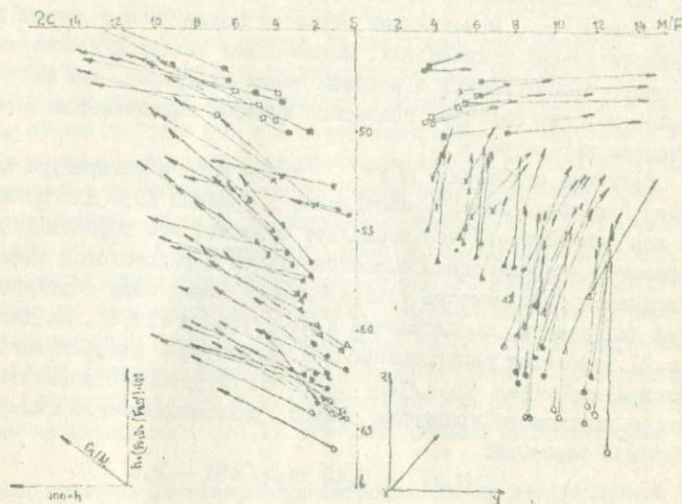


Рис. I Диаграмма химического состава гипербазитов Малого Кавказа (по средним данным): \circ - дуниты; \bullet - пироксеновые дуниты; Δ - гарцбургиты; \blacktriangle - лерцолиты; \triangle - верлиты; \times - оливиновые пироксениты; ∇ - энстатиты; \blacksquare - вебстериты; \square - диопсидиты.
*) В последующих рисунках употреблены такие же обозначения.

Дополнительные числовые характеристики $f : m' : c'$ заменены характеристиками $x : y : z$, выражающими виртуальный минеральный состав гипербазитов, т.е. соотношения между моноклинным (x), ромбическим (y) пироксенами и оливином (z).

При рассмотрении диаграммы наблюдается обособленное расположение векторов как в правой, так и в левой частях диаграммы. В правой ее части обращает на себя внимание более или менее одинаковая длина и наклон векторов отдельных полей. Эти особенности свидетельствуют о достаточно однородном составе анализируемых пород по отдельным видам.

По величине дополнительных характеристик правой части диаграммы выявляется высокое значение параметра x по сравнению с величиной параметра y . Это свидетельствует о том, что в подавляющем большинстве случаев в составе анализированных проб оливины преобладают над широксенами. А среди широксенов, судя по небольшой величине параметра x , моноклинный широксен содержится в горных породах в незначительных количествах. Исключением является небольшое число векторов, расположенных в верхней части диаграммы, где расположены длинные пологие векторы, положение которых определяется высоким значением параметра x .

Величина отношения M/F , известного в литературе под названием "критерия Хесса", составляет в среднем 10,6 для дунитов и 8,3 для перидотитов, что позволяет относить эти образования к гипербазитам - производным самостоятельной перидотитовой магмы. Формационная принадлежность ультраосновных пород была подтверждена также диаграммой, предложенной А.Н.Сутуриным (1978). На диаграмму (рис.2) наносятся одновременно два параметра - коэффициент M/F и величина отношения Cr_2O_3/TiO_2 . Для более удобного использования автором предложено уравнение прямой, разграничивающей гипербазиты различных формаций:

$$M/F + 0,43 Cr_2O_3/TiO_2 - 9,6 = 0.$$

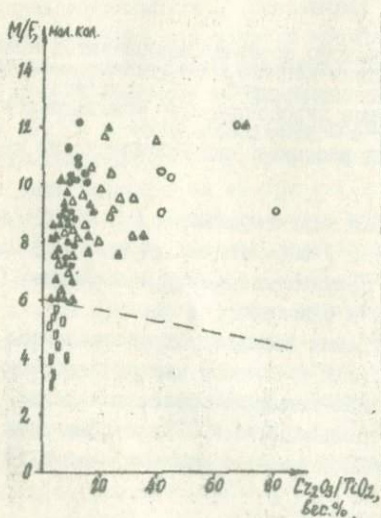


Рис.2 Распределение анализов пород гипербазитов Малого Кавказа в координатах $M/F - Cr_2O_3/TiO_2$.

При положительном значении уравнения породы следует отнести гипербазитовой формации, а при отрицательном - к габбро-пироксенитовой. По указанному критерию все проанализированные нами породы относятся к гипербазитовой формации за исключением пироксенитов.

Значения коэффициента Z_c оказываются почти одинаковыми, понижаясь до 1,2 в дунитах и возрастая до 3,3 в верлитах. Что касается других, не получивших отражения на диаграмме особенностей химизма гипербазитов, то они вытекают непосредственно из данных химических анализов (см. табл. I) и заключаются в высоком содержании в них $Mg+Fe$, малом количестве CaO и в ничтожном щелочей, глинозема и титана.

Пироксениты в отличие от рассмотренных видов гипербазитов характеризуются значительным возрастанием содержания кремнезема, о чем можно судить также и по величине параметра b . По значению отношения $M/F < 5$ пироксениты занимают особое положение и отличаются от производных гипербазитовой магмы, что не противоречит предположению об их магматической природе образования. Что же касается других параметров состава пироксенитов, то они хорошо подчеркивают особенности химизма, выражающиеся для диопсидитов в обогащении кальцием (короткий вектор) и незначительной его роли в энстатититах, которым на диаграмме (рис. I) отвечает длинный горизонтальный вектор.

Для проверки достоверности петрохимических коэффициентов рассчитаны связи между коэффициентами Н.Д. Соболева и содержанием элементов. Как видно, устанавливается отрицательная связь между M/F и Fe_2O_3 , FeO и положительная связь этого параметра с MgO . В серпентинитах эта связь становится незначимой, по-видимому, коэффициент M/F зависит от поведения железа. Существенна связь между M/F и концентрацией хрома, она указывает на большую перопективность в отношении хромитносности наиболее магнезиальных массивов ультрабазитов. Величина h положительно связана с полуторными оксидами и отрицательно - с FeO . Показатель Z_c имеет положительную связь с Al_2O_3 и Fe_2O_3 и характеризуется отрицательной связью с FeO . Большая величина $R_{Zc-Al_2O_3}$ указывает на то, что коэффициент Z_c зависит, главным образом, от Al , а не от Ca . Поскольку Al входит в состав ортопироксена, а также наблюдается в оливине, то очевидно, что показатель Z_c не отвечает своей сущности, как характеристике шпинели.

Количество моноклинного пироксена положительно коррелируется с SiO_2 , CaO . Установлена отрицательная связь параметра x с MgO . Коэффициент z , показывающий долю оливиновой составляющей в гор-

ной породе, отрицательно связан с x и соответственно с SiO_2 и CaO . Отмечается положительная связь x с MgO и M/F .

По химическому составу дуниты, гарцбургиты и лерцолиты состоят на 80–85 % из кремнезема и окиси магния, которые находятся между собой в отношении близком к единице (0,9–1,1).

Химический состав гипербазитов Малого Кавказа характеризуется высоким содержанием окиси магния, максимальное количество которого относится к дунитам – 40–42,5, при среднем 41,3 %, несколько ниже его в пироксеновых дунитах 37,3–43,7, при среднем 40,3 % и снижается через гарцбургиты – 33,5–39,3, при среднем 35,8 % к лерцолитам – 30,1–37,8, при среднем 33,7 % и верлитам 24,0–34,3, при среднем 29,3 %.

С другой стороны, гипербазиты характеризуются низким содержанием кремнезема. И если содержание окиси магния убывает от дунитов к верлиту, то минимальное содержание кремнезема приходится на долю дунита. В дунитах содержится 34,3 % SiO_2 , при пределах колебания от 33,9 до 34,80 %. От дунитов к верлитам идет закономерное увеличение содержания кремнезема. Начиная с пироксеновых дунитов обнаруживается широкий диапазон колебаний содержаний SiO_2 , т.к. темные минералы гипербазитов содержат больше SiO_2 , чем оливин. В пироксеновых дунитах содержится SiO_2 37,5 %, при пределах 34,9–40,3 %; в гарцбургитах – 39,9 % при пределах 37,5–44,0 %; в лерцолитах – 40,9 % при пределах 37,0–44,7 % и в верлитах 43,3 % при пределах 41,3–44,9 % соответственно.

Железо в малокавказских гипербазитах находится в более или менее стабильных количествах. Среднее содержание железа составляет в дунитах 6,96 %, в пироксеновых дунитах – 7,52 %, гарцбургитах – 7,74 %, лерцолитах – 7,43 %. Средняя железистость вышеуказанных горных пород колеблется около 10 % (умноженное на 100).

Содержание окиси кальция находится в большой зависимости от минерального состава гипербазитов. Поскольку в состав оливина и ромбического пироксена кальций входит в незначительных количествах, а в моноклинном пироксене содержится его максимальное количество, то наблюдается широкий предел колебаний содержания его в гипербазитах.

В дунитах содержание окиси кальция колеблется от 0,25 до 0,98%, в среднем составляя 0,56 %. Так как дуниты существенно состоят из оливина, то количество кальция в них может служить критерием допустимых пределов содержания. Так, в дунитах может быть до 0,8 % CaO

(Малахов, 1966). В пироксеновых дунитах установлено 1,24 % CaO , при колебаниях от 0,26 до 2,98 %. В гарцбургитах колеблется от 0,21 до 1,78 % при среднем 0,98 %. Содержание CaO в лерцолитах колеблется от 2,65 до 6,54 % и в среднем составляет 4,27 %.

Количество Al_2O_3 в гипербазитах является незначительным по сравнению с другими магматическими породами и находится в пределах от следов до 8 %. Крайне мало его в дунитах. Содержание Al_2O_3 в дунитах колеблется от 0,06 до 1,67 % при среднем значении 0,75 %. В пироксеновых дунитах содержится в среднем 1,67 % при пределах от 0,27 до 2,88 %. В гарцбургитах и лерцолитах наблюдается увеличение содержания Al_2O_3 . В гарцбургитах и лерцолитах Al_2O_3 содержится в среднем 2,15 и 1,84 %, при пределах колебаний 0,10–5,51 и 0,66–4,08 соответственно.

Такие компоненты, как окислы титана, серы, фосфора, щелочей составляют доли процента. Относительно повышенным содержанием характеризуется трехокись хрома, наиболее высокие концентрации которой обнаруживаются в дунитах. Содержание в горных породах окиси натрия составляет в среднем 0,14 %, а концентрации окиси титана, калия и пятиоксида фосфора представлены в еще меньших количествах.

Химизм верлитов и пироксенитов значительно отличается от упоминающихся разновидностей гипербазитов. В составе верлитов и пироксенитов увеличено содержание кремнезема и резко уменьшено содержание окиси магния. Данные окислы в этих горных породах находятся между собой в отношениях 1,7–2,6.

Увеличение в составе пород содержания темнопетных минералов – ромбического и моноклинного пироксенов, и соответствующее уменьшение содержания оливина, как уже говорилось выше, приводит к возрастанию содержания SiO_2 от верлитов к пироксенитам, и соответственно снижению количества MgO . В оливиновых пироксенитах и пироксенитах содержится в среднем 48,1 и 50 % SiO_2 при колебаниях от 46,7 до 50,8 % и 46,2–52,6 % соответственно.

Содержание MgO в оливиновых пироксенитах и пироксенитах колеблется в пределах от 20,5 и 26,8 % и 15,0–29,1 % при среднем их значении 24 и 23,5 % соответственно.

В ряду верлит–пироксенит по отношению к первой группе пород резко возрастает содержание окиси кальция и Al_2O_3 , распределение которых в горных породах крайне неравномерное. В верлитах количество CaO колеблется в пределах 7,3–11,9 % при среднем содержании 9,9 %. Среднее содержание CaO в оливиновых пироксенитах 13,4 %

при колебании от 11,3 до 15,7 %. В пироксенитах количество CaO колеблется в большом диапазоне - 1,21-17,4 % и целиком определяется соотношением между слагающими их минералами. Минимальное количество CaO обнаружено в энстатититах в среднем 2,89 %, а максимальное в диопсидитах - 15,9 %. Вебстериты со средним содержанием CaO , равным 10,8 %, занимают промежуточное положение.

Содержание Al_2O_3 также увеличивается от верлитов к пироксенитам. В верлитах содержится в среднем 2,6 % Al_2O_3 , в оливиновых пироксенитах - 1,8 % и в пироксенитах - 4,5 %, при колебаниях от 0,6 до 2,6 %, от 0,1 до 3,5 % и от 1,7 до 8,1 % соответственно.

Кроме того, в этих породах несколько увеличивается содержание суммарного железа, составляя в среднем в верлитах - 8,3 %, в оливиновых пироксенитах - 8,2 % и пироксенитах - 9 %, что при уменьшении в составе горных пород окиси магния приводит к увеличению их общей железистости (около 18 %). Показательным для этой группы пород является поведение в них щелочей. Содержание окисей натрия и калия в них по сравнению с дунит-лерцолитами возрастает в 2-3 раза, тогда как окислы титана, фосфора, серы присутствуют в сопоставимых количествах.

Отмеченные выше особенности химизма гипербазитов обусловлены, в основном, количественным соотношением в них оливина и пироксенов. Именно эти минералы определяют поведение и содержание в различных видах горных пород окислов Mg , Si , Fe и Ca .

Элементы, которые в гипербазитах встречаются в небольших или примесных количествах, в минералах распределены следующим образом: основным концентратором Al , Sc , Ti являются акцессорные хромшпинеллиды и моноклинные пироксены; Na_2O - моноклинные пироксены; Ni - оливин, K , R , Co , Mn являются сквозными элементами, которые более или менее в равных количествах встречаются во всех пороодообразующих силикатных минералах гипербазитов.

Минеральный баланс гипербазитов Малого Кавказа подтверждает данные химического анализа. С увеличением содержания в породе моноклинового пироксена увеличивается содержание CaO в ряду дунит-верлит. Если в дунитах содержание CaO незначительно (0,56 %), то в верлитах его содержание достигает 9,9 %. В такой же последовательности увеличивается содержание окиси натрия, и наоборот в ряду верлит-дунит идет увеличение содержания никеля от 0,09 до 0,37% соответственно.

По общим особенностям химизма, вытекающим из приведенных ха-

рактических, гипербазиты Малого Кавказа при сопоставлении с гипербазитами Урала и Алтайского края (табл.2) несколько отличаются от них.

Т а б л и ц а 2
Сравнительный химический состав дунитов и перидотитов Малого Кавказа с другими регионами

Окислы	Д у н и т ы			П е р и д о т и т ы		
	Волохов, 1965, Алтай	Малахов, 1966, Урал	З.Абдул- лаев,1967, М.Кавказ	Волохов, 1965, Алтай	Малахов, 1966, Урал	З.Абдул- лаев,1967, М.Кавказ
SiO ₂	38,77	35,06	34,53	39,18	39,80	40,43
TiO ₂	0,15	нет	0,005	0,23	нет	0,038
Al ₂ O ₃	1,22	0,65	0,75	2,37	1,39	1,99
Cr ₂ O ₃	н/о	0,48	0,42	н/о	0,25	0,26
Fe ₂ O ₃	3,40	6,86	4,36	5,01	9,69	4,53
FeO	12,09		3,03	8,29		3,50
MnO	0,15	0,13	0,10	0,17	0,16	0,12
MgO	38,11	44,93	41,35	35,89	36,41	34,73
CaO	0,73	нет	0,56	1,80	нет	2,58
NiO	н/о	0,27	0,37	н/о	0,41	0,24
Na ₂ O	0,33	-	0,06	0,28	-	0,12
K ₂ O	0,08	-	0,06	0,11	-	0,06
П.п.п.	-	12,03	12,70	-	12,24	10,20
Сумма	95,08	100,52	98,39	93,33	100,38	98,79

Для выяснения зависимости между породообразующими окислами гипербазитов рассчитаны коэффициенты корреляции, позволившие установить некоторые изменения корреляционных связей в зависимости от степени серпентинизации гипербазитов. Статистической обработке подвергнуты перидотиты и их серпентиниты. Рассчитанные коэффициенты корреляции приведены в табл.3.

Положительная связь FeO с MgO и отрицательная связь MgO с SiO₂ легко объясняется минеральным составом горных пород: увеличение содержания ромбического пироксена в гардбургитах ведет к возрастанию в них роли SiO₂ с одновременным уменьшением содержания MgO и FeO. Коэффициент корреляции между SiO₂ и FeO является незначимым ($R_{SiO_2/FeO} = 0,09$).

В серпентинитах связь FeO с MgO становится отрицательной, что

Т а б л и ц а 3

Парные коэффициенты корреляции между
породообразующими окислами

Перидотиты						
SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	
	-0,09	0,37	-0,46	-0,66	-0,67	
		0,05	-0,30	0,52	0,40	
			0,09	0,32	-0,70	
				0,35	-0,50	
					-0,37	
Серпентиниты						
SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	
	-0,28	0,62	-0,53	0,21	-0,39	
		-0,22	0,24	0,09	-0,18	
			0,30	0,06	-0,15	
				0,65	-0,36	
					0,53	

обусловлено различием в поведении магния и железа в процессе серпентинизации. По мере возрастания интенсивности этого процесса, магний оказывается более подвижным по отношению к железу, что находит отражение в положительной корреляционной связи между MgO и SiO₂.

Отрицательная корреляционная связь FeO с Fe₂O₃ объясняется не столько их соотношением в перидотитовых породах, а является отражением общего хода процесса серпентинизации. Наличие подобной связи свидетельствует о том, что закисное железо, связанное в олигине и пироксене, является главным источником Fe₂O₃ в серпентинитах. Высокое значение этой связи в серпентинитах наряду с положительной корреляцией FeO с SiO₂ обуславливает отрицательную связь Fe₂O₃ и SiO₂.

В неизмененных гипербазитах устанавливается отрицательная корреляционная связь MgO с Al₂O₃. Это объясняется, с одной стороны, выходением алюминия в состав хромшпинелидов, с другой - его ролью

в составе главных породообразующих минералов - оливина и ромбического пироксена. По данным Росса (Ross, 1954), содержание глинозема в энстатите дунитов составляет 0,09 %. В энстатитах из перидотитов содержится 1,75 % глинозема (Deer и др., 1963). Согласно нашим данным (табл.4) количество глинозема в гарцбургитах выше, чем в дунитах.

Таким образом, отрицательная связь Al_2O_3 с MgO по своему характеру является не только геохимической, но и, по-видимому, она еще отражает особенности дифференциации гипербазитовой магмы, вытекающие из реального соотношения главных породообразующих минералов - оливина и ромбического пироксена в породе, и поэтому имеет петрологическое значение.

Установление отрицательной связи H_2O с основными породообразующими окислами MgO , SiO_2 , FeO имеет важное значение в связи с проблемой серпентинизации гипербазитов. Указанные связи отражают общие особенности химизма этого процесса, заключающиеся в том, что с увеличением содержания воды в породах отмечается соответствующее уменьшение количества главных породообразующих окислов.

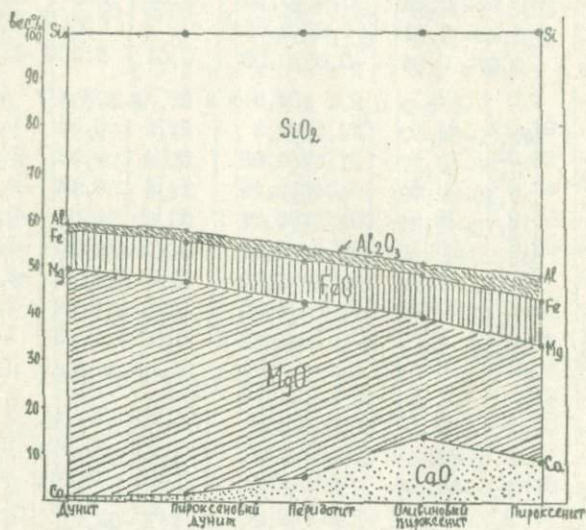


Рис.3 Диаграмма изменения химического состава гипербазитов

По вопросу о характере распределения главных породообразующих окислов в изученных гипербазитах нами получены следующие данные (табл.4 и рис.3). Как следует из таблицы, распределение большинства элементов подчиняется нормальному закону.

Т а б л и ц а 4
 Параметры распределения главных породообразующих окислов в разновидностях гипербазитов

Параметры Окислы	$X_{\max} - X_{\min}$	$\bar{X} \pm \lambda$	s	A/\sqrt{N}	$E/2\sqrt{N}$	V, %
1	2	3	4	5	6	7
Д у н и т (8)						
SiO ₂	34,80-33,90	34,33±0,23	0,33	3,46	2,13	1
Al ₂ O ₃	1,67- 0,06	0,75±0,35	0,52	1,16	-0,41	69
Fe ₂ O ₃	6,26- 3,36	4,36±0,68	0,99	0,60	0,08	23
FeO	3,72- 2,14	3,03±0,37	0,54	0,41	-0,90	18
MgO	42,50-40,00	41,26±0,68	0,99	0,15	-1,5	2
CaO	0,92- 0,25	0,56±0,13	0,20	0,29	0,29	36
Na ₂ O	0,08- 0,04	0,06±0,01	0,02	0,04	-1,66	25
K ₂ O	0,07- 0,04	0,05±0,00	0,01	0,004	-1,74	18
П и р о к с е н о в ы й д у н и т (19)						
SiO ₂	40,30-34,90	37,52±0,8	1,79	0,85	-1,46	5
Al ₂ O ₃	2,88- 0,27	1,67±0,28	0,64	0,52	-1,63	38
Fe ₂ O ₃	7,19- 2,79	4,46±0,49	1,11	0,14	-0,81	25
FeO	5,78- 1,90	3,51±0,52	1,18	0,30	-0,62	34
MgO	43,70-37,30	40,35±0,81	1,83	-0,90	-1,64	5
CaO	2,98- 0,26	1,24±0,42	0,95	0,20	-2,07	77
Na ₂ O	0,16- 0,04	0,09±0,02	0,04	0,42	-2,0	39
K ₂ O	0,11- 0,04	0,06±0,01	0,02	2,23	1,79	32
Г а р ц б у р г и т (29)						
SiO ₂	44,90-37,50	39,91±0,6	1,90	0,74	2,33	5
Al ₂ O ₃	5,51- 0,10	2,15±0,4	1,33	-2,04	2,09	62
Fe ₂ O ₃	7,69- 2,93	4,92±0,3	1,13	-0,08	0,29	23
FeO	3,71- 1,79	2,84±0,2	0,60	0,39	-1,21	21
MgO	39,30-33,50	35,76±0,4	1,35	-0,26	1,14	4
CaO	1,78- 0,21	0,98±0,15	0,43	1,18	0,02	45
Na ₂ O	0,14- 0,05	0,09±0,00	0,02	-2,22	1,29	29
K ₂ O	0,12- 0,03	0,06±0,00	0,03	1,33	0,98	42

I	2	3	4	5	6	7
Д е р ц о л и т (25)						
SiO ₂	44,70-37,00	40,00± 0,3	2,26	2,14	0,50	6
Al ₂ O ₃	4,08- 0,66	1,84± 0,25	0,83	-0,72	2,32	45
Fe ₂ O ₃	6,06- 2,44	4,14± 0,35	1,09	1,81	0,03	26
FeO	6,94- 1,80	3,70± 0,5	1,48	0,51	1,44	40
MgO	37,80-30,10	33,74± 0,75	2,25	0,04	0,29	7
CaO	6,54- 2,65	4,27± 0,4	1,18	0,24	1,60	28
Na ₂ O	0,19- 0,05	0,11± 0,0	0,04	-0,27	1,84	36
K ₂ O	0,12- 0,04	0,07± 0,0	0,02	-2,30	2,94	30
В е р л и т (15)						
SiO ₂	44,90-41,30	43,27± 0,5	1,18	-0,70	-1,11	3
Al ₂ O ₃	4,78- 0,25	2,59± 0,6	1,42	0,19	-1,71	55
Fe ₂ O ₃	8,31- 3,02	5,29± 0,6	1,43	2,65	0,64	27
FeO	4,47- 2,74	3,44± 0,25	0,50	0,63	-0,73	14
MgO	34,30-24,00	29,37± 1,05	3,38	-0,29	-1,86	11
CaO	11,90- 7,30	9,88± 0,8	1,77	-0,41	-1,99	18
Na ₂ O	0,50- 0,05	0,23± 0,05	0,14	0,53	-2,18	59
K ₂ O	0,12- 0,05	0,07± 0,00	0,02	2,11	-2,37	26
О л и в и н о в ы й п и р о к с е н и т (6)						
SiO ₂	50,80-46,70	48,10± 1,2	1,49	0,0	-0,45	3
Al ₂ O ₃	3,49- 0,13	1,75± 1,25	1,48	0,19	-1,04	84
Fe ₂ O ₃	6,92- 2,24	4,26± 1,6	1,99	-0,02	-1,15	47
FeO	5,70- 3,24	4,41± 0,8	1,00	0,54	-0,89	23
MgO	26,80-20,50	23,97± 2,05	2,51	0,02	-1,15	10
CaO	15,70-11,30	13,38± 1,55	1,89	0,00	-1,07	14
Na ₂ O	0,43- 0,12	0,27± 0,1	0,11	0,75	-0,67	41
K ₂ O	0,08- 0,06	0,06± 0,0	0,01	3,30	0,59	16
П и р о к с е н и т (13)						
SiO ₂	52,60-46,20	49,95± 0,9	1,82	0,51	-0,91	4
Al ₂ O ₃	8,11- 1,72	4,48± 0,85	1,75	0,43	-1,17	39
Fe ₂ O ₃	5,77- 1,76	3,85± 0,65	1,36	-1,20	-0,88	35
FeO	6,45- 4,40	5,54± 0,35	0,68	0,0	-0,04	12
MgO	29,10-15,90	23,5 ± 1,7	4,48	-0,18	-1,29	19
CaO	17,40- 1,21	8,57± 2,55	5,20	0,04	-1,74	61
Na ₂ O	0,15- 0,05	0,10± 0,0	0,03	1,24	-0,94	35
K ₂ O	0,08- 0,04	0,06± 0,0	0,01	0,29	-1,64	24

2.1.2. Химизм породообразующих минералов

Выявление химизма породообразующих минералов - оливина, ромбического и моноклиного пироксенов - позволяет судить о петролого-геохимических аспектах эволюции ультраосновной магмы. Подобная работа для Малого Каяказа не проводилась. Нами получены 54 мономинеральные фракции из 22 образцов различных видов ультрабазитов (17 оливинов, 17 ромбических пироксенов, 12 моноклиных пироксенов, 8 серпентинов), в которых выполнены полные химические анализы.

О л и в и н является главным породообразующим минералом ультрабазитов. Им почти полностью сложены дуниты, составляет существенную часть объема перидотитов, встречается в оливиновых пироксенитах и реже в пироксенитах. Количественные соотношения оливина с другими минералами, его состав в значительной мере определяют химический состав пород, т.е. их петрогенетическую принадлежность.

Оливин в дунитах в свежем виде встречается редко, первоначальное количество его колеблется от 90 до 100 %. Судя по сохранившимся остаткам, он образует зерна овальной формы величиной до 1,5 мм в поперечнике. Оптические свойства оливина из дунитов самостоятельных массивов и дунитов шпировых выделений более или менее одинаковы. Почти всегда зерна оливина разбиты трещинами, вдоль которых развивается серпентин с включениями мелких зерен магнетита. В оливинах, как правило, присутствуют зерна хромшпинелидов.

Количество оливина в пироксеновых дунитах колеблется от 75 до 90 %, в гарцбургитах - от 32 до 77 %, в лерцолитах - от 37 до 79 % и в верлитах - от 31 до 70 %. Оливины из указанных разновидностей по своим морфологическим особенностям между собой почти ничем не отличаются.

Оливин в пироксеновых дунитах и гарцбургитах встречается в виде округленных зерен размером от 0,3 до 2 мм, идиоморфных по отношению к ромбическому пироксену. Часто зерна оливина разбиты многочисленными мелкими жилками серпентинита на отдельные участки. Оптические константы $N_o - N_p = 0,029-0,031$ и $0,030-0,035$ и $2v =$ от 87 до 89° и от 86 до 89° соответственно, позволяют отнести их к магнезильным разностям, в составе которых присутствует 6,7-10,9 и 6,7-7,4 % фаялитовой молекулы. В слабо измененных разностях пород наблюдается появление по трещинкам шпурочков серпентина, количество которого в сильно измененных разностях повышается и приводит к полному замещению оливина серпентином.

Зерна оливина в лерцолитах чаще всего мельче зерен пироксенов,

имеют округленную форму. Размеры зерен составляют от десятых долей мм до 1,2 мм в поперечнике, идиоморфны по отношению к ромбическому и моноклинному пироксенам. $N_g - N_p = 0,030-0,034$, $2v$ от 87 до 89° , что соответствует магнезиальной разности с содержанием 7,4-12,1 % фаялитовой молекулы.

Оптические константы и железистость породообразующих минералов сведены в таблице 5. Данные замеров углов $2v$ оливина указывают на принадлежность исследованных оливинов к форстериту (рис.4).

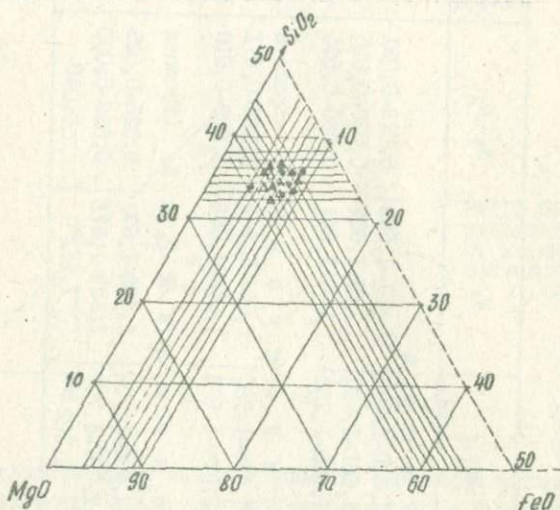


Рис.4 Диаграмма состава оливинов из равновидностей гипербазитов

Наиболее полные и достоверные представления о составе оливинов из ультрабазитов дают результаты химических анализов (табл.6). Как показывают исследования, оливины из различных видов ультрабазитов близки по химическому составу. Обращает на себя внимание равномерное распределение в минералах SiO_2 от 40 до 42 %, повышенное содержание MgO от 43 до 49 %, а также присутствие в анализах незначительного количества CaO от "следов" до 1,3 %. Содержание FeO изменяется от 6,2 до 11,4 %. В некоторых анализах присутствие Fe_2O_3 и H_2O^+ объясняется наличием в мономинеральных фракциях примесей серпентиновых минералов.

Т а б л и ц а 5

Оптические свойства и железистость породообразующих минералов
гипербазитов Малого Кавказа

Порода	$2v$	N_g	N_p	$N_g - N_p$	Кол-во замеров	f_a , %
		О л и в и н				
Пироксеновый дунит	87 - 89	1,680-1,688	1,651-1,659	0,029-0,031	2	6,7-10,9
Гарцбургит	86 - 89	1,681-1,690	1,646-1,662	0,030-0,035	4	6,7- 7,4
Лерцолит	87 - 89	1,680-1,688	1,650-1,654	0,030-0,034	3	7,4-12,1
		Р о м б и ч е с к и й пироксен				
Гарцбургит	75 - 80	1,676-1,680	1,664-1,669	0,009-0,011	7	7,6- 9,7
Лерцолит	76 - 79	1,674-1,673	1,664-1,668	0,009-0,010	4	5,9-10,3
		М о н о к л и н н ы й пироксен				
Лерцолит	56 - 60	1,695-1,700	1,668-1,673	0,025-0,029	2	4,3-11,0
Верлит	52 - 60	1,697-1,703	1,669-1,678	0,028-0,030	4	5,3- 8,5
Пироксенит	56	1,702	1,662	0,040	1	11,0-17,7

Поскольку в ультрабазитах преобладающим порообразующим минералом является оливин, то, как обычно, железистость породы всегда зависит от железистости последних. В серпентинизированных разностях железистость пород зависит также от степени и стадии серпентинизации. Как было сказано выше, в начальной стадии серпентинизации все железо входит в состав серпентиновых минералов, который в дальнейшем высвобождается в виде вторичных магнетитов, тем самым снижается железистость пород (рис.5).

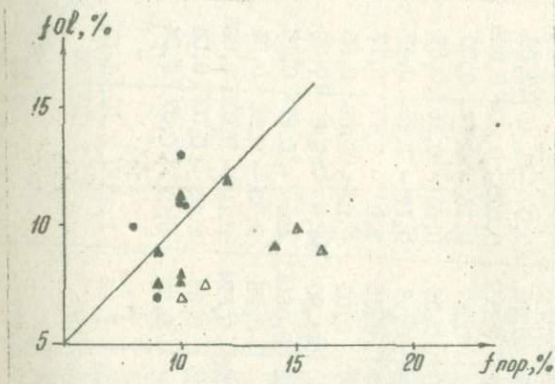


Рис.5 Зависимость железистости пород от железистости оливинов

В последнее время большое внимание уделяется метаморфическому преобразованию альпинотипных гипербазитов, в том числе превращению серпентинитов во "вторичные" лерцолиты и верлиты. Возможность такого преобразования ультраосновных пород подтверждается также экспериментальными исследованиями (Пинус и др., 1973).

Характерной особенностью вторичных оливинов является высокое содержание кальция, повышенная железистость, что не обнаружено нами в оливинах гипербазитов М.Кавказа. Это подтверждается графически (рис.6), где оливины занимают область высокомагнезиальных разновидностей.

После оливина пироксен является ведущими порообразующими минералами ультрабазитов, количественные соотношения которых колеблются в широких пределах в различных разновидностях. Они представлены ромбическими и моноклинными разностями. Содержание их в ультрабазитах варьирует от 10 до 100%. Пироксен в незначительных количествах (до 10%) встречается в дунитах как второстепенные

Т а б л и ц а 6

Средний химический состав оливинов из разновидностей гипербазитов

Окислы	Пироксеновый дунит n=5		Гарпбургит n=2		Лерцолит n=7		Верлит n=3	
	пределы	среднее	пределы	среднее	пределы	среднее	пределы	среднее
SiO ₂	40,0 - 41,20	40,72	40,0 - 41,55	40,78	40,0 - 41,40	40,86	40,0 - 40,7	40,35
TiO ₂	0,004 - 0,011	0,006	0,004 - 0,010	0,007	0,005 - 0,007	0,006	0,036 - 0,09	0,065
Al ₂ O ₃	0,13 - 0,91	0,38	0,10 - 0,33	0,22	0,15 - 0,79	0,50	0,10 - 0,73	0,36
Cr ₂ O ₃	0,04 - 0,10	0,06	0,06 - 0,10	0,08	0,06 - 0,15	0,09	0,14 - 0,23	0,18
Fe ₂ O ₃	сл. - 1,21	0,60(3)	0,50 - 1,42	0,96	0,18 - 1,05	0,49	0,35	0,35
FeO	6,20 - 10,50	8,13	6,22 - 6,87	6,55	7,0 - 8,17	8,17	8,1 - 9,15	8,42
MnO	0,08 - 0,11	0,10	0,07 - 0,09	0,03	0,02 - 0,09	0,05	0,09 - 0,14	0,12
MgO	46,80 - 49,10	47,97	48,20 - 49,0	48,60	44,6 - 49,6	47,72	47,10 - 48,0	47,52
CaO	сл. - 0,40	0,25(2)	сл. - 0,38	0,38(1)	сл. - 0,27	0,10(6)	0,7 - 1,33	1,01
NiO	0,28 - 0,39	0,35	0,28	0,28	0,33 - 0,40	0,36	0,16 - 0,21	0,18
CoO	0,022 - 0,033	0,027	0,023 - 0,025	0,024	0,020 - 0,035	0,026	0,017 - 0,02	0,018
Na ₂ O	0,05 - 0,10	0,07	0,08 - 0,09	0,09	0,03 - 0,07	0,04	0,10 - 0,16	0,13
K ₂ O	0,05 - 0,10	0,07	0,08	0,08	0,03 - 0,07	0,04	0,06 - 0,10	0,07
H ₂ O ⁻	-	-	-	-	-	-	-	-
H ₂ O ⁺	1,10 - 2,10	1,61	0,90 - 1,20	1,05	1,25 - 2,10	1,58	1,35 - 1,80	1,52
Сумма	100,34			99,43		100,04		100,39
Fe, %		11,5		7,8		9,9		9,4
C, %		0,39		0,56		0,23		1,50

минералы. В гарцбургитах и лерцолитах преобладает ромбический, а в верлитах - моноклинный пироксены.

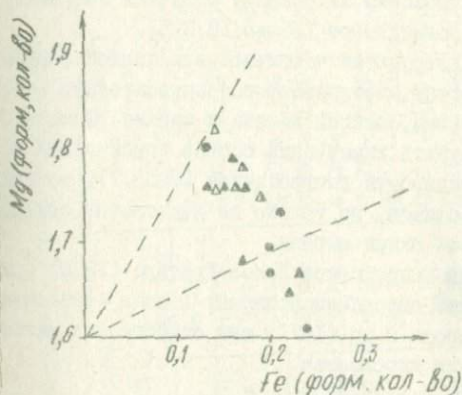


Рис.6 Соотношение количества магния и железа в оливинах из разновидностей гипербазитов

Ромбический пироксен присутствует в дунитах не всегда и в незначительных количествах до 10 %, в среднем до 5 %. Он наблюдается обычно в виде мелких зерен неправильной формы размером до 2-3 мм в поперечнике. В пироксеновых дунитах его количество возрастает до 25 %, в среднем составляя около 15 %. Ромбические пироксены входят в состав разновидностей перидотитов - гарцбургитов (от 25 до 60 %), лерцолитов (от 10 до 50 %) и верлитов (от 0 до 10 %).

В гарцбургитах ромбический пироксен встречается в виде крупных до 5-8 мм призматических кристаллов. Нередко обнаруживается деформация зерен, вследствие чего трещины спайности бывают искривлены, пироксен при этом приобретает волнистое угасание. Часто в крупных зернах пироксена наблюдаются вросстки округленных зерен оливина, и вообще, пироксен является ксеноморфным по отношению к оливину. В шлифах пироксен почти бесцветен, угасание прямое. Пироксены имеют $N_d = 1,675-1,680$; $N_p = 1,664-1,669$; $2v$ равный $75-80^\circ$.

В лерцолитах также ромбический пироксен обнаруживается в виде призматических кристаллов. Размер зерен от 2 до 6 мм. Хорошо заметна спайность, в шлифах он бесцветен. Двупреломление $N_d - N_p = 0,009-0,010$, угол оптических осей $2v = 76-79^\circ$. Ромбический пироксен часто замещен серпентином.

В верлитах ромбический пироксен присутствует как второстепенный минерал и представлен таблитчатыми зёрнами энстатита.

Согласно оптическим данным (табл.5) и результатам анализа (табл.7), ромбические пироксены по составу отвечают энстатиту с содержанием фаялитовой молекулы от 7,6 до 10,3 %.

Энстатиты легко подвергаются частичной или полной серпентинизации. Их химический состав характеризуется относительно выдержанным содержанием кремнезема, окисей железа и магния. Содержание CaO незначительно. Если сравнить химический состав ромбических пироксенов из различных разновидностей гипербазитов (табл.7), то можно увидеть, что состав их близок, но только из лерцолитов содержится больше глинозема и меньше окиси магния.

На диаграмме состава пироксенов Хесса-Трегера (1968) (рис.7) исследованные ромбические пироксены попадают в поле энстатита. По классификации Н.Д.Добрецова и др.(1971) они относятся к магнезиально-железистым ромбическим пироксенам.

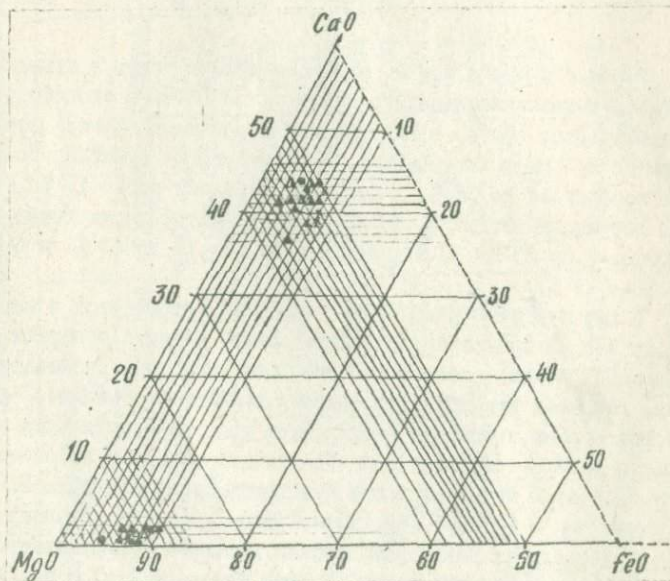


Рис.7 Диаграмма состава пироксенов из разновидностей гипербазитов

Таблица 7

Средний химический состав энстатитов из разновидностей гипербазитов

Оксиды	Пироксеновый дунит n=3		Гарцбургит n=2		Лерцолит n=7	
	пределы	среднее	пределы	среднее	пределы	среднее
SiO ₂	53,95 - 54,8	54,28	53,8 - 54,7	54,25	52,88 - 53,7	53,28
TiO ₂	0,005 - 0,064	0,059	0,068 - 0,070	0,071	0,06 - 0,097	0,079
Al ₂ O ₃	1,78 - 2,16	1,98	1,70 - 1,85	1,78	2,2 - 3,8	3,14
Cr ₂ O ₃	0,18 - 0,50	0,38	0,24 - 0,32	0,28	0,07 - 0,32	0,18
Fe ₂ O ₃	0,75 - 2,00	1,28	0,9 - 1,03	0,97	0,87 - 2,10	1,22
FeO	3,70 - 6,00	4,80	5,0 - 6,35	5,68	4,05 - 6,7	5,57
MnO	0,4 - 0,44	0,38	0,22 - 0,32	0,27	0,07 - 0,16	0,12
MgO	32,7 - 33,50	33,07	33,75 - 34,6	34,19	32,0 - 34,19	32,80
CaO	0,35 - 0,75	0,53	0,75 - 0,9	0,83	0,2 - 1,0	0,69
NiO	0,18 - 0,24	0,21	0,19 - 0,24	0,22	0,16 - 0,22	0,19
CoO	0,007 - 0,024	0,014	0,014 - 0,020	0,017	0,012 - 0,02	0,017
Na ₂ O	0,04 - 0,07	0,05	0,08 - 0,10	0,09	0,04 - 0,08	0,06
K ₂ O	0,04 - 0,07	0,05	0,05 - 0,06	0,05	0,04 - 0,05	0,05
V ₂ O ₅	0,124 - 0,138	0,133	0,088 - 0,121	0,105	0,019 - 0,038	0,030
H ₂ O ⁻		-		-		-
H ₂ O ⁺	2,00 - 2,70	2,37	1,0 - 1,2	1,10	1,18 - 3,40	2,16
Сумма		99,71		99,90		99,52
fa, %		8,7		9,6		10,0
c, %		1,75		1,72		1,60

Таблица 8

Средний химический состав моноклиновых пироксенов из разновидностей гипербазитов

Оксиды	Пироксеновый дунит n = 2		Лерцолит n = 7		Верлит n = 3		Оливиновый пироксенит n = 5		
	пределы	среднее	пределы	среднее	пределы	среднее	пределы	среднее	
SiO ₂	49,35 - 50,2	49,78	48,9 - 51,1	50,02	51,1 - 51,6	50,99	50,16 - 51,44	51,31	
TiO ₂	0,06 - 0,08	0,070	0,09 - 0,124	0,106	0,125 - 0,153	0,138	0,102 - 0,134	0,123	
Al ₂ O ₃	1,95 - 2,03	1,99	1,5 - 4,2	3,33	1,09 - 1,5	1,24	2,0 - 3,1	2,66	
Cr ₂ O ₃	0,34 - 0,37	0,36	0,17 - 0,57	0,32	0,34 - 0,53	0,44	0,32 - 0,5	0,38	
Fe ₂ O ₃	0,62 - 0,70	0,66	0,3 - 1,5	1,88	1,0 - 1,35	1,22	0,10 - 1,03	0,52	
FeO	2,5 - 3,01	2,75	1,7 - 3,8	3,16	2,0 - 3,3	2,76	3,85 - 5,01	4,33	
MnO	0,46 - 0,54	0,50	0,13 - 0,34	0,27	0,27 - 0,36	0,32	0,16 - 0,27	0,23	
MgO	15,3 - 16,65	15,98	16,7 - 18,5	17,35	17,0 - 17,5	17,22	16,0 - 17,2	16,65	
CaO	23,93 - 24,7	24,31	20,0 - 23,2	22,02	22,1 - 23,4	22,87	21,0 - 22,4	21,63	
NiO	0,11 - 0,13	0,12	0,09 - 0,15	0,11	0,06 - 0,07	0,06	0,03 - 0,05	0,04	
CoO	0,009 - 0,013	0,011	0,007 - 0,011	0,009	0,005	0,005	0,006 - 0,010	0,008	
Na ₂ O	0,15 - 0,21	0,18	0,15 - 0,30	0,22	0,15 - 0,20	0,17	0,10 - 0,20	0,15	
K ₂ O	0,07 - 0,09	0,08	0,06 - 0,10	0,09	0,07 - 0,10	0,09	0,05 - 0,07	0,06	
V ₂ O ₅	0,120	0,120	0,107 - 0,160	0,133	0,106 - 0,121	0,118	0,080 - 0,128	0,104	
H ₂ O ⁻	-	-	-	-	-	-	-	-	
H ₂ O ⁺	2,1 - 2,8	2,43	1,05 - 2,7	1,76	1,60 - 2,01	1,80	1,0 - 2,35	1,59	
Сумма	99,35		100,78		99,43		99,78		

Моноклининый пироксен входит в состав лерцолитов, верлитов, оливиновых пироксенитов и пироксенитов. Как второстепенный минерал встречается в гардбургитах, дунитах. Количество его колеблется в широких пределах: от 10 до 50 % в лерцолитах, от 25 до 60 % в верлитах, от 10 до 80 % и от 0 до 100 % в оливиновых пироксенитах и пироксенитах.

В лерцолитах моноклининый пироксен представлен округлыми кристаллами, размер зерен которых варьирует до 2-3 мм. Форма зерен неправильная. Зерна моноклининого пироксена ксеноморфны по отношению к ромбическому пироксену и олигину. Оптические константы следующие: $N_g = 1,695-1,700$; $N_p = 1,668-1,673$; $N_g - N_p = 0,025-0,029$; $2v = 56-60^\circ$. По сравнению с оливином и ромбическим пироксеном моноклининый пироксен является наиболее свежим. Железистость моноклининых пироксенов изменяется в пределах от 4,3-II %.

В верлитах моноклининый пироксен, как и в лерцолитах представлен мелкими (до 2 мм) бесцветными зернами таблитчатой формы. Часто в зернах моноклининого пироксена наблюдаются мелкие включения оливины, редко - ромбического пироксена. Показатели преломления составляют: $N_g = 1,697-1,703$; $N_p = 1,669-1,678$; $N_g - N_p = 0,028 - 0,030$ и $2v = 52-60^\circ$. Железистость равна от 5,3 до 8,5 %.

Моноклининый пироксен является составной частью вебстеритов и диопсидитов. Он образует обычно длиннопризматические крупные кристаллы размером 3-5 мм в поперечнике. Оптические его свойства следующие: $2v = 56^\circ$; $N_g = 1,702$; $N_p = 1,662$; $N_g - N_p = 0,040$. Железистость их меняется в пределе от II до 17,7 %. Характерной особенностью моноклининых пироксенов является их свежесть, в отличие от оливина и ромбического пироксена они в незначительной степени затронуты процессом серпентинизации. По своим оптическим свойствам (табл.5) и химическому составу (табл.8) моноклинные пироксены ложатся в поле диопсида на диаграмме Хесса-Трегера (рис.7). Сравнительная химическая состав моноклининых пироксенов можно увидеть, что от лерцолитов к пироксенитам увеличивается содержание SiO_2 , Al_2O_3 , FeO и уменьшение содержаний Fe_2O_3 , MgO и CaO .

Сравнение средних химических составов моноклининых пироксенов лерцолитов и верлитов указывает на то, что моноклинные пироксены лерцолитов имеют меньший коэффициент железистости, содержат меньше CaO и больше Al_2O_3 .

2.1.3. Классификация и номенклатура гипербазитов

Во все растущем уровне геологических работ немаловажную роль приобретают петрологические исследования. Именно этим и объясняется возникший в течение последних 20 лет интерес советских и зарубежных исследователей к созданию унифицированной классификации горных пород.

Достаточно твердо установлено, что концентрирование тех или иных элементов в ультраосновных породах связано с определенными их видами и иногда разновидностями. С этой точки зрения уточнение классификации на основе вещественного состава ультрабазитов отдельных регионов также приобретает прикладной характер. Однако, специфическая черта ультраосновных пород, заключающаяся в повсеместном их превращении в серпентиниты, осложняет эту задачу и делает и без того сложное микроскопическое определение малоэффективным - точный подсчет количественно-минералогического состава пород становится невозможным.

По этой причине при составлении номенклатуры и классификации ультраосновных пород большинство исследователей (Усенко, 1960; Чернышов и др., 1975; Фомин и др., 1973; Эдельштейн, 1968; Малахов, 1966) пользуются методом пересчета химического на модулярный (нормативный) состав, предложенный Н.Д.Соболевым (1959), тем более, что химические анализы общедоступны и имеются в большом количестве. Здесь хотелось бы обратить внимание на то обстоятельство, что так как при пересчете весь кальций, содержащийся в породе как исходный элемент, приходится на долю моноклинного пироксена, особое внимание должно быть обращено на точность химического анализа, что в противном случае приводит к искусственному завышению количества этого минерала. Кроме того, при отборе анализов для пересчета желательно иметь микроскопическое описание их или частные определения CO_2 , т.к. карбонатизация пород также приводит к завышению количества кальция.

Классификационная схема, основанная на количественно-минералогическом подсчете одним из первых дана Б.М.Кузнецким (1936), где статистически выделяются пять видов, отличающихся между собой по соотношению оливина и пироксенов.

Приняв за основу указанную схему и обобщив большой химико-аналитический материал, И.А.Малахов (1962, 1966, 1983) дал номенклатуру ультраосновных пород Урала, где кроме главных видов указываются также границы разновидностей по соотношению ромбического и

моноклинного широксенов.

И.М.Волохов (1969) предложил классификацию, где выделяет условные границы отдельных петрографических видов горных пород. Своеобразием отличается классификация К.К.Золоева (1969), где границы между разновидностями определяются на основе равновесных содержания химических элементов. Недостатком указанных классификаций является то, что они слишком дробны и не совсем удобны для использования. Классификация И.М.Волохова содержит 24, а К.К.Золоева 41 название для разновидностей ультраосновных пород.

Из зарубежных исследователей можно указать классификацию, предложенную Штрейкзенем (Streckeisen, 1967), который по количеству оливина выделяет три главных вида: дунит (90-100%), перидотит (30-90%) и широксенит (0-30%).

Для малокавказских гипербазитов классификация, основанная на количественно-минеральном составе, впервые предложена Г.И.Керимовым (1959), оставшаяся, к сожалению, без внимания исследователей. Однако, на сегодняшний день данная классификационная схема не отвечает уровню современных требований, ввиду того, что не охвачены все разновидности гипербазитов, распространенных в пределах Малого Кавказа.

Для составления номенклатуры и классификации ультрабазитов Малого Кавказа нами были использованы данные 115 полных химических анализов (Абдуллаев и др., 1981). В настоящее время собрано и обработано более 330 анализов гипербазитов. Для проверки правильности полученных нами результатов по методу Н.Д.Соболева (1959), пересчет проводился еще и методом, предложенным К.К.Золоевым (1969) в 22-х слабоизмененных образцах гипербазитов, минеральный состав которых был предварительно подсчитан на полуавтоматическом Пушинтеграторе (табл.9, рис.8)

Как следует из этой таблицы, результаты пересчета по обоим методам вполне сопоставимы, а что касается микроскопических данных, то при прибавлении количества серпентина к какому-либо из перечисленных породообразующих минералов, главным образом, к оливину также получаются соизмеримые данные. Кроме того, подобное сопоставление дает возможность определить, какой из породообразующих минералов наиболее подвержен процессу серпентинизации.

Исходя из того, что ультрабазиты сложены исключительно из трех породообразующих минералов (оливин, ромбический и моноклинный широксени), нормативный количественно-минеральный состав каж-

Т а б л и ц а 9

Минеральный состав гипербазитов Малого Кавказа

# образца	Порода	Минеральный состав пород, в вес. %													
		По микроскопическим данным						Пересчет химического состава по методам							
		олив.	р. пир.	м. пир.	серп.	магн.	хромш.	Соболева Н.Д.				Золоева К.К.			
								олив.	р. пир.	м. пир.	олив.	р. пир.	м. пир.	магн.	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	
I44	Пироксеновые	43,5	16,4	-	35,3	3,0	1,8	83,3	15,6	1,1	80,0	14,5	1,0	4,5	
I49	дуниты	53,9	13,5	3,7	23,7	4,5	0,7	79,3	19,6	1,1	75,0	16,5	1,0	7,5	
I60		48,4	2,3	15,7	23,2	8,8	1,6	84,4	3,7	11,9	77,0	5,0	12,0	5,0	
I61		49,0	1,5	12,4	25,6	10,1	1,4	83,0	6,2	10,8	75,0	8,0	12,0	5,0	
I73		47,4	15,9	-	30,5	4,9	1,3	83,3	14,8	1,9	80,0	10,5	2,0	7,5	
II0	Гарцбургиты	45,4	25,7	2,6	22,2	2,9	1,2	60,5	36,8	2,7	60,0	32,5	3,0	4,5	
III		47,6	21,1	5,3	21,4	3,3	1,3	65,3	29,9	4,8	65,0	25,5	5,0	4,5	
II3	Лерцолиты	30,8	22,2	19,7	22,4	2,3	1,4	67,3	25,7	17,0	55,0	22,5	18,0	4,5	
II4		45,6	19,1	21,3	6,2	3,4	1,4	66,7	20,8	22,5	55,0	18,0	24,0	3,0	
II8		33,5	23,5	11,6	21,3	7,1	1,2	63,4	24,7	11,9	60,0	23,5	12,0	4,5	
I63		29,1	24,8	25,6	15,9	3,8	0,8	51,7	22,2	26,1	45,0	24,0	26,0	5,0	
I70		28,8	16,3	21,3	29,1	4,0	0,5	65,6	16,3	18,1	60,0	14,0	20,0	6,0	

Продолж. табл. 9

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
574	Верлиты	24,5	9,9	46,9	12,8	5,9	-	40,4	13,5	40,4	33,0	17,0	44,0	6,0
576		27,4	8,0	46,8	14,5	5,3	-	51,3	7,7	41,0	40,0	10,0	40,0	10,0
579		27,2	5,1	40,8	21,8	5,1	-	43,7	8,0	48,3	35,0	9,0	44,0	12,0
127	Оливиновые пироксены	16,3	22,2	47,4	11,0	3,1	-	26,2	25,1	48,7	20,0	29,0	48,0	3,0
143		12,5	32,3	42,8	10,9	1,5	-	20,0	33,0	47,0	17,0	33,0	48,0	2,0
575		17,3	7,4	60,3	12,8	2,2	-	28,4	6,9	64,7	20,0	7,0	64,0	9,0
577		18,7	15,0	52,7	10,2	3,3	-	27,5	15,2	57,3	22,0	16,0	56,0	6,0
578		13,3	10,0	63,9	9,4	3,4	-	25,1	10,0	64,0	18,0	11,0	62,0	9,0

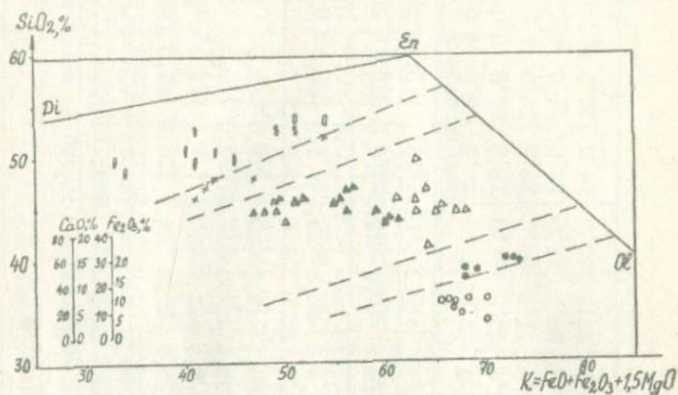


Рис. 8 Количественно-минеральный состав гипербазитов Малого Кавказа (по методу К.К.Золова, 1969)

лого образца нами, по известному принципу, нанесен на равносторонний треугольник (как это сделано в работах Палаццьян, 1971; Фомина, 1979; Малахова, 1983), где точки группируются в отдельные поля, приблизительно соответствующие главным видам и разновидностям гипербазитов (рис.9а).

При этом по соотношению олигина и суммы пироксенов определяются пять главных видов (у Малахова групп) с нижеследующим нормативным количеством олигина: дуниты (90-100%), пироксеновые дуниты (75-90%), перидотиты (40-75%), оливиновые пироксениты (10-40%) и пироксениты (0-10%).

По соотношению орто- и клинопироксенов, исходя из твердо утвердившегося деления А.Н.Заварицкого (1950) о том, что крайние члены совокупностей должны содержать более 2/3 части того минерала, который и определяет название данной разновидности, нами (Абдуллаев и др., 1981) ранее были выделены разновидности главных видов гипербазитов - гардбургит, лерцолит, верлит для перидотитов; энстатитит, вебстерит, диоксидит для пироксенитов. Соответствующее дробное деление было получено и для оливиновых пироксенитов, названия разновидностей которых определялись наличием преобладающего пироксена (оливиновый диоксидит + 10).

Однако, фактический материал по количественно-минеральному составу (табл.10) показывает, что это условие не соблюдается в

построенном треугольнике, то есть крайние разновидности перидотитов — гарцбургиты и верлиты содержат в своем составе менее 10 % орто- или клинопироксена соответственно. Это условие распространяется также на оливиновые пироксениты и пироксениты.

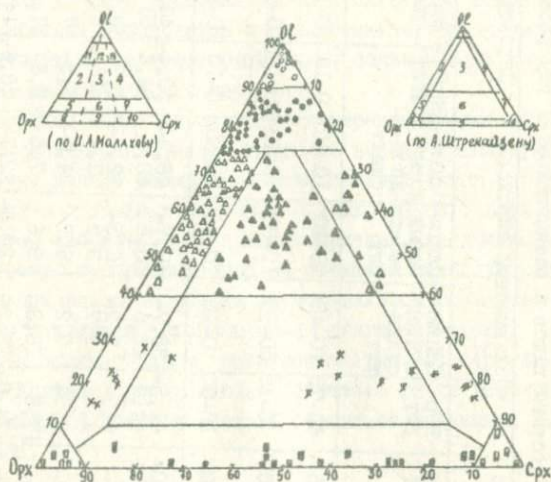


Рис.9 а Классификация гипербазитов Малого Кавказа

Исходя из того, что в пироксеновых дунитах Малого Кавказа клинопироксеносодержащие разновидности не имеют широкого распространения в отличие от И.А.Малахова (1983) считаем, что нет надобности в выделении разновидностей и более целесообразно объединить их под общим названием пироксеновые дуниты.

Таким образом, получены 11 названий, охватывающие все виды и разновидности гипербазитов и четко отражающие химико-минералогический состав исследуемых горных пород. Помимо установления количественно-минеральных соотношений составов различных видов гипербазитов построением подобного треугольника можно установить следующие факты:

- основная масса точек попадает в поле дунит-гарцбургит-энстатитовой линии, что говорит о принадлежности исследуемых пород к гипербазитовой формации;

Т а б л и ц а 10
Граничные минеральные и химические составы видов и разновидностей гипербазитов

Виды ультрабазитов		Дунит	Пироксеновый дунит	Перидотит			Оливиновый пироксенит			Пироксенит		
				Гарцбургит	Лерполит	Верлит	Оливиновый энстатит	Оливиновый вебстерит	Оливиновый диопсидит	Энстатит	Вебстерит	Диопсидит
Разновидности ультрабазитов												
Гипоморфные минералы	Оливин	90-100	75-90	40-75	40-75	40-75	10-40	10-40	10-40	0-10	0-10	0-10
	Ромбический пироксен	0-10	10-25	15-60	10-50	0-10	50-90	10-90	0-10	90-100	10-90	0-10
	Моноклинный пироксен	0-10	10-25	0-10	10-50	15-60	0-10	10-90	50-90	0-10	10-90	90-100
Главные окислы	SiO ₂	33,9-36,0	34,9-40,3	37,5-44,9	37,0-44,7	41,3-44,9	38,7-42,6	46,7-50,5	48,2-48,3	52,4-54,4	46,2-51,3	42,6-52,9
	Al ₂ O ₃	0,1-1,7	0,3-4,4	0,2-3,5	0,7-4,1	0,3-4,8	2,2-9,7	0,5-3,5	2,6-3,1	1,9-5,6	3,0-8,1	2,6-19,0
	FeO'	5,9-7,9	5,6-9,1	5,3-10,3	4,9-10,5	6,5-11,6	7,2-16,3	6,9-9,6	4,5-7,5	6,3-9,6	7,4-11,2	4,7-4,9
	MgO	40,0-42,5	37,3-42,3	33,6-39,3	30,3-37,8	24,0-34,3	23,2-29,1	20,5-26,8	22,1-22,5	28,6-32,1	14,4-28,6	9,9-18,4
	CaO	0,2-0,9	0,3-2,9	0,2-1,8	2,7-6,5	7,4-11,9	0,6-1,0	11,3-15,7	17,4-17,5	1,2-2,4	2,9-17,4	16,9-21,6

- ультрабазиты Малого Кавказа нельзя считать слабо дифференцированными, так как, хотя и неравномерно, точки минерального состава разбросаны по всей площади треугольника;

- четко наблюдается постепенный переход между дунит-перидотитами через пироксеновые дуниты;

- отсутствие точек в пределах 30-40 % оливина (отсутствие постепенного перехода перидотитов к пироксенитам) объясняется перерывом в выделении из перидотитовой магмы более кислых дериватов, образующих преимущественно жильные тела;

- взаимопереход между лерцолитами и верлитами слабо выражен.

Для определения границ между главными видами используются также статистические данные распространения главных видов (по нормативному оливину) в отдельных регионах (Малахов, 1983). Хотя при этом не всегда удается избежать субъективные причины, заключающиеся в том, что количество отобранных проб не отражает истинную распространенность отдельных видов, и все же представляется возможным полученные минимумы считать за границы между главными видами.

Построенная таким образом гистограмма (рис. 96) состава гипербазитов Малого Кавказа приблизительно отражает те же вышеприведенные граничные цифры и почти полностью совпадают с данными И.А. Малахова для Урала.

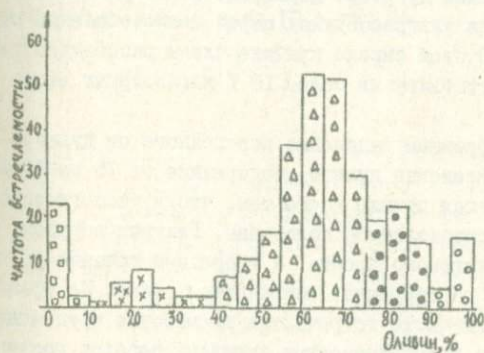


Рис. 96 Содержание нормативного оливина в главных видах гипербазитов Малого Кавказа (по данным 330 анализов)

Г.В. Пинус и др. (1973) считают, что название главных видов ультраосновных пород определяется присутствием в них более 95 % главных компонентов (породообразующих минералов или минерала).

Как следует из вышеизложенного, в составлении классификацион-

ной схемы существуют немало разногласий. Возникла необходимость в упорядочении терминологии и классификации изверженных пород и поэтому Терминологической комиссией Петрографического комитета АН СССР было опубликовано несколько рекомендаций (Коптев-Дворников и др., 1972; Воробьева и др., 1973а). В дальнейшем эти рекомендации были учтены при составлении руководства "Классификация и номенклатура plutонических (интрузивных) горных пород", разработанной подкомиссией по систематике изверженных пород Международного Союза геологических наук (Классификация, 1975). Окончательный дополненный вариант рекомендаций Терминологической комиссией опубликован в 1981 г. ("Классификация и номенклатура магматических горных пород").

Таким образом, хотя составленная нами номенклатура и классификация гипербазитов Малого Кавказа почти совпадает с вышеуказанной рекомендацией (Классификация, 1981), считаем необходимым сделать нижеследующие коррективы:

1. Авторы при выделении групп строго придерживаются химической основы (содержание SiO_2), а в дальнейшем, определяя семейство, виды и разновидности, не используют ни графические, ни статистические материалы, точнее граничные количества минералов ничем не обоснованы.

2. Поскольку в геологической литературе термин "семейство" как выражение подразделений дунитов, перидотитов и пироксенитов не употребляется, однако для ультраосновных пород целесообразнее объединить их с "видом". В этом смысле крайние члены разновидностей будут определяться присутствием не более 10 % характерных второстепенных минералов.

3. Считаем целесообразным выделение переходного от дунитов к перидотитам вида - пироксеновые дуниты, содержащие от 75 до 90 % оливина. Это обосновывается прежде всего тем, что в геологическом отношении они занимают определенное положение. Главным образом, ими сложены массивы Шахдагского хребта, а в среднем течении р. Тертер, где широко развиты гарцбургиты, встречаются редко. По сравнению с гарцбургитами в них часто встречаются хромитовые оруденения. Хотя между гарцбургитами и пироксеновыми дунитами переход постепенный, как следует из вышеуказанной гистограммы, между ними наблюдается перепад в содержании оливина. Предложенное И.А. Малаховым (1983) название оливиновые гарцбургиты не приемлемо, поскольку ведущим минералом в них является оливин.

Указанный вид гипербазитов с некоторым различием в граничных

содержаниях оливина (80-93 %) назван гарцбургитом III типа С.А.Паланджян (1981), на основе обобщения большого количества анализов различных регионов.

4. В отличие от своих первых работ и рекомендации Подкомиссии по систематике изверженных горных пород Международного Союза геологических наук, авторы оливиновые пироксениты и пироксениты относят к группе основных пород по содержанию в них SiO_2 .

Однако, как переходный вид от перидотитов к пироксенитам, оливиновые пироксениты чаще встречаются в ассоциации ультраосновных пород, нежели габброидов, поэтому они должны быть отнесены к группе ультраосновных пород. Кроме того, объединение под одним видом пироксенитов и оливиновых пироксенитов не обосновано, поскольку пироксениты, содержащие 0-10 % оливина, как самостоятельные мономинеральные крайние члены гипербазитов приняты большинством исследователей. Минимальное граничное содержание 5 % оливина в пироксенитах также неверно, так как подавляющее количество пироксенитов содержат в своем составе до 10 % оливина.

Анализ имеющегося литературного материала и фактические данные по Малому Кавказу показывают, что решение вопроса классификации и номенклатуры гипербазитов требует обработки и обобщения более обширного материала по различным регионам. Тем не менее нами предварительно предлагается классификация гипербазитов Малого Кавказа, указанная в табл.10 и рис.9а.

2.2. НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА ГИПЕРБАЗИТОВ

2.2.1. Сравнительный анализ составов гипербазитов различных регионов

В связи с новой гипотезой о происхождении офиолитовой ассоциации складчатых поясов, в основе которой лежат данные о предположительном сходстве разреза коры океана и геосинклиналией, сравнение гипербазитов Малого Кавказа с такими срединно-океаническими хребтами представляет немаловажный интерес. Обычно при выполнении подобных работ использовались лишь геологические (стратиграфические, тектонические) данные (Пейве, 1969; Пейве и др., 1971; Книппер, 1970).

Однако, как справедливо отметил Ю.М.Шейнманн (1976), наиболее информативным в этом отношении является вещественный состав пород. Метод вещественного сопоставления был впервые предложен Л.В.Дмитриевым и др., (1973), а в дальнейшем усовершенствован самим Ю.М.Шейнманном (1976).

Для петрохимического сравнения гипербазитов Малого Кавказа и срединно-океанических хребтов составы пород были совмещены на диаграмме $A - S$ (Дмитриев и др., 1973), для которых методом наименьших квадратов было изучено их распределение в пространстве этих координат, причем из расчетов были исключены верлиты и широксениты, имеющие относительно кислый состав (рис.10, табл.II).

$$S = SiO_2 - (Mg, Fe)O,$$

где $FeO^I = 0,9Fe_2O_3 + FeO + MgO + TiO_2 + Ca_2O_3 + NiO$

$$A = Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O.$$

Выбор этих координат основан на том, что гипербазиты и базальты характеризуются в основном набором четырех минеральных фаз: оливином, ортопироксеном, клинопироксеном и плагиоклазом. Параметр A суммирует компоненты, входящие в состав только клинопироксена или плагиоклаза, а параметр S — компоненты оливина и ортопироксена.

В табл.II показано уравнение прямой, описывающей закон распределения составов гипербазитов в пространстве координат $A - S$, которое по коэффициентам не совпадает с уравнением океанических гипербазитов и близко к уравнению гипербазитов альпийского типа формирования Урала.

Сравнивая эти уравнения и линии на рис.10, можно видеть, что гипербазиты складчатых областей заметно отличаются от океанических гипербазитов благодаря их повышенной основности и значительно бо-

льшей дисперсией составов.

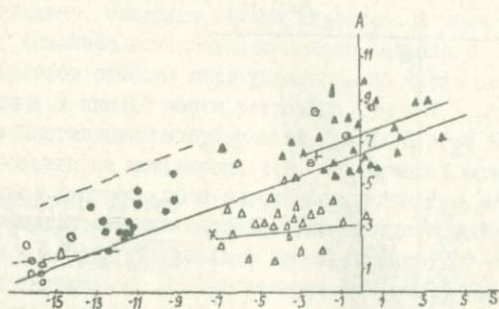


Рис.10 Положение составов гипербазитов Малого Кавказа в координатах А - S

Т а б л и ц а II

Результаты статистического анализа распределения составов гипербазитов Малого Кавказа и гипербазитов срединных океанических хребтов

Порода	Кол-во проб	\bar{A}	\bar{S}	Уравнение прямой	Доля линейности $R_2 \cdot 100\%$
Гипербазиты М.Кавказа	80	4,5	-5,7	$A=0,37 S + 6,1$	44,0
Альцинотипные перидотиты	37	5,0	-8,2	$A=0,50 S + 9,1$	66,1
Океанические гипербазиты	137	4,3	-5,5	$A=0,65 S + 8,7$	47,0

Для более детального петрохимического сравнения составов силикатные анализы (за вычетом воды и примесей) были пересчитаны на атомные проценты и нанесены на диаграмму с вершинами: $Si - (Al + Ga + Ti) - (Ca + Na + K) - (Mg + Fe)$. Выбор этих координат определялся породообразующими компонентами в гипербазитах (рис.11,12). На диаграмму нанесены поля гипербазитов срединных океанических хребтов (точечная линия), данные заимствованы у Л.В.Дмитриева (1973) и поле образцов гипербазитов альцинотипной формации Урала (пунктирная

линия) по данным И.А.Малахова (1966)..

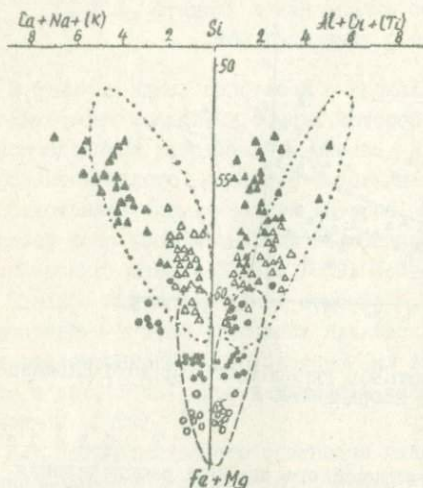


Рис. II Петрохимическая диаграмма гипербазитов в координатах $Si - (Al + Cr + Ti) - (Ca + Na + K) - (Mg + Fe)$

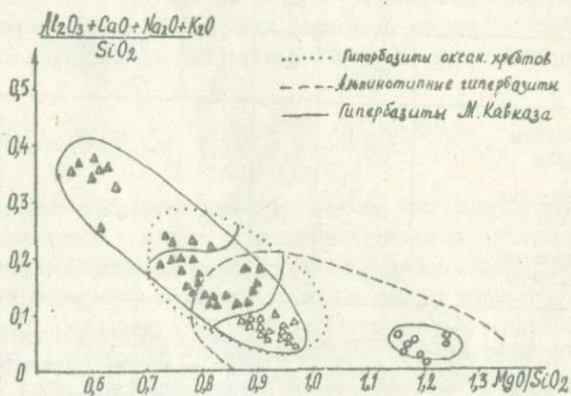


Рис. I2 Диаграмма соотношения составов различных гипербазитов

Сравнивая полученные ареалы, нетрудно заметить, что перидоти - ты дна океана богаче кремнекислотой, чем альпинотипные гипербазиты и, следовательно, содержат больше пироксена и меньше оливина. Поли химических анализов гипербазитов Малого Кавказа и срединных океанических хребтов отчасти перекрываются, но часть анализов гипербазитов смещена к нижней части тетраэдра ($Mg + Fe$), где они совмещаются с альпинотипными гипербазитами Урала. В этой области океанические гипербазиты не встречены, т.е. среди пород океанического дна нет не только дунитов, но и пироксеновых дунитов, которые так характерны для ультраосновных массивов складчатых областей. В области перекрытия анализов гипербазиты по содержанию Ca не различаются, что нельзя сказать об Al . В отличие от океанических гипербазитов Малого Кавказа содержат меньше Al , но поскольку содержание этих элементов во всех ультраосновных породах растет с увеличением кислотности и уменьшением основности, океанические гипербазиты богаче этими пороодообразующими элементами, что выражается в более высоком содержании в них моноклинного пироксена и отнесения их состава к лерцолитам. По содержанию моноклинного пироксена гипербазиты Малого Кавказа мало отличаются от океанических, но в отличие от океанических пироксенов пироксены из гипербазитов Малого Кавказа малоглиноземисты, чем и объясняется различие химического состава их в области лерцолитов.

По отношению железа к сумме железа и магния рассматриваемые группы не различаются. Средняя величина отношения 0,09-0,12. Часть альпинотипных дунитов и пироксеновых дунитов оказывается менее железистой (отношение 0,07-0,09).

Таким образом, альпинотипные гипербазиты отличаются от океанических благодаря значительно более высокой основности.

Следует различать две группы гипербазитовых комплексов. Одна из них характеризуется преобладанием дунитов и гарцбургитов, как правило обогащенных оливином. Лерцолиты представлены в ней в малой степени. Развита эта группа в складчатых областях.

Вторая группа представлена лерцолито-гарцбургитами и мало встречается в геосинклиналиях. Этот состав характерен для океанических гипербазитов, хорошо известных на срединных хребтах.

Если гипербазиты древней океанической коры до начала геосинклинального процесса имели состав, близкий к современным океаническим гипербазитам, то из этого вытекает вывод о том, что процесс становления древних океанических гипербазитов должен быть сопряжен

с процессом освобождения силикатической составляющей. Возможно, что эти процессы были совмещены в ходе развития метаморфического и метасоматического преобразования древней океанической коры в современную офиолитовую ассоциацию.

Таким образом, сравнение вещественного состава гипербазитов Малого Кавказа с океаническими показало, что они различаются между собой как петрографически, так и по химическому составу.

2.2.2. О температуре образования сосуществующих минералов

На основе изучения распределения элементов между сосуществующими минералами как функции температуры и давления известны ряд геотермометров. Так, располагая результатами анализов оливинов, клинопироксенов и ортопироксенов из одного и того же образца, можно с большей или меньшей точностью судить о температуре кристаллизации пород ультраосновного состава. В частности, на выяснение закономерностей распределения Mg и Fe в сосуществующих оливин и ортопироксенах с целью оценки температуры их кристаллизации было обращено внимание многих исследователей (Ramberg, De Vore, 1951; Bartholome, 1960, 1962; Добрецов и др., 1971; Маракушев, 1968; Сутурин, 1978).

Нами произведен расчет температур по коэффициентам распределения магния и железа между сосуществующими оливинами и пироксенами из разновидностей гипербазитов (рис. 13, табл. 12).

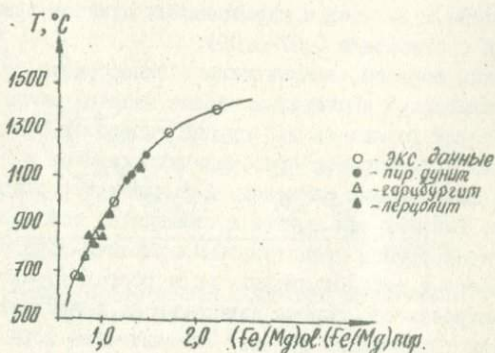


Рис. 13 Диаграмма зависимости распределения Fe : Mg между оливином и пироксеном от температуры

Т а б л и ц а 12

Расчет температур по коэффициентам распределения
Mg и Fe в сосуществующих оливинах и ортопироксенах

№ обр.	П о р о д а	Место взятия	$(Fe^{2+}/Mg)\alpha$	$(Fe^{2+}/Mg)_{орх}$	K	T, °C
I44	Пироксеновый дунит	Шахдаг	0,19	0,13	1,46	1500
I49	- " -	-"	0,18	0,14	1,28	1279
I73	- " -	-"	0,21	0,16	1,31	1314
II0	Гарцбургит	Сейидляр	0,13	0,17	0,76	766
III	- " -	-"	0,13	0,19	0,70	715
III	Лерполит	-"	0,14	0,16	0,88	873
II4	- " -	-"	0,14	0,16	0,88	873
II8	- " -	-"	0,13	0,19	0,70	715
I62	- " -	Шахдаг	0,16	0,17	0,94	928
I63	- " -	-"	0,16	0,17	0,94	928

Как видно из табл.12, максимальные температуры равновесия минералов наблюдаются в пироксеновых дунитах, а минимальные - в гарцбургитах и лерполитах.

На возможность использования химического состава сосуществующих орто- и клинопироксенов для оценки условий кристаллизации указано в работах Р.Бартоломе (Bartholome, 1962), К.Кретца (Kretz, 1961, 1963), Л.Л.Перчука (1969, 1972, 1977) и др.

На основании химических анализов сосуществующих орто- и клинопироксенов из лерполитов произведены расчеты K_d (по Кретцу), $K_p(T)$ (по Бартоломе) и K (по Перчуку), результаты которых сведены в табл. 13, 14, 15.

Р.Бартоломе, считая распределение элементов между пироксенами идеальным и зависящим только от температуры, выводит следующую зависимость константы равновесия от температуры:

$$K_p(T) = \frac{Fe^{2+}_{орх}}{Mg_{орх}} : \frac{Fe^{2+}}{Mg}$$

В последние годы в литературе большое место уделяется метасоматическому преобразованию некоторых видов гиперозитов (оливинизация, пироксенизация). Этот вопрос рассмотрен, учитывая расчеты Р.Бартоломе для метаморфических пород $K_p = 1,8$ при $T = 600^\circ$, а для магматических - $K_p = 1,4$ при $T = 1400^\circ$.

Произведенные нами расчеты для сосуществующих орто- и клинопироксенов (табл. I3) показали, что $K_p(T)$ находятся в пределах от 0,69 до 1,39, что указывает на магматическое происхождение указанных минералов.

Т а б л и ц а I3
Кoeffициенты распределения Mg и Fe сосуществующих орто- и клинопироксенов

№ обр.	П о р о д а	$(Fe^{2+}/Mg)_{орх}$	$(Fe^{2+}/Mg)_{срх}$	$K_p(T)$
I13	Дерзолит	0,18	0,13	1,39
I14	-"-	0,19	0,21	0,87
I18	-"-	0,23	0,18	1,30
I62	-"-	0,20	0,19	1,05
I63	-"-	0,20	0,26	0,79
I70	-"-	0,17	0,24	0,69
I29	-"-	0,21	0,24	0,90

К.Кретц на основании соотношений Mg и Fe в сосуществующих пироксенах вычислил коэффициент K_d , величина которого зависит, главным образом, от температуры, и в меньшей степени - от давления и имеет следующие значения: для метаморфических пород K_d не превышает 0,60, а для магматических - не ниже 0,69.

Выполненные нами расчеты (табл. I4) показали изменение значений K_d в пределах 0,72-1,44, что дает нам основание отнести их к магматическим образованиям.

Л.Л.Перчук (1972) вывел диаграмму зависимости T от состава $\bar{K}(FeO)_{срх}/(FeO)_{орх}$ сосуществующих орто- и клинопироксенов с учетом коэффициента распределения $\bar{X} = 1/2 (X_{Mg}^{срх} + X_{Mg}^{орх})$. На разных уровнях \bar{X} намечается своя зависимость (табл. I5). Характерно, что в природных парагенезисах значения \bar{K} всегда ниже экспериментальных. Это свидетельствует о том, что температура равновесия в нижней части коры не превышает 900°, а в верхней мантии 900-1200°.

На диаграмму (рис. I4) нанесены результаты расчета температур кристаллизации сосуществующих пироксенов из гипербазитов Малого Кавказа, а также данные ассоциирующих пироксенов из ультраосновных и основных пород различных регионов, сопоставление которых указывает, что исследуемые пироксены являются высокотемпературными -

Т а б л и ц а 14
Коэффициенты распределения Mg и Fe²⁺ в орто-
и клинопироксенах

№ обр.	П о р о д а	Место взятия	Mg/(Mg+Fe ²⁺) _{срх}	Mg/(Mg+Fe ²⁺) _{кpx}	Kd
II3	Лерцолит	Сейидляр	0,88	0,84	0,72
II4	"-	"-	0,82	0,84	1,15
II8	"-	"-	0,85	0,81	0,75
I62	"-	Шахдаг	0,84	0,83	0,93
I63	"-	"-	0,80	0,83	1,22
I70	"-	"-	0,81	0,86	1,44
I29	"-	Агятаг	0,81	0,82	1,07

Т а б л и ц а 15
Определение температуры образования гипербазитов
на основании пересчета Fe/Mg отношения в со-
существующих пироксенах (по Л.Л.Перчуку, 1969)

№ обр.	Порода	Место взятия	K = $\frac{(FeO)_{кpx}}{(FeO)_{срх}}$ вес. %	X _{Mg} = Mg/Mg+Fe+Mn		$\bar{X} = \frac{1}{2} (X_{Mg}^{срх} + X_{Mg}^{кpx})$	T, °C.
				X _{Mg} ^{срх}	X _{Mg} ^{кpx}		
II3	Лерцолит	Сейидляр	0,41	0,87	0,84	0,86	930
II4	"-	"-	0,62	0,81	0,84	0,83	1060
II8	"-	"-	0,44	0,84	0,81	0,82	910
I62	"-	Шахдаг	0,55	0,83	0,83	0,83	1010
I63	"-	"-	0,69	0,79	0,83	0,81	1100
I70	"-	"-	0,83	0,80	0,86	0,83	1220
I29	"-	Агятаг	0,59	0,80	0,82	0,81	1020

1000-1200° (за исключением двух образцов) образованиями.

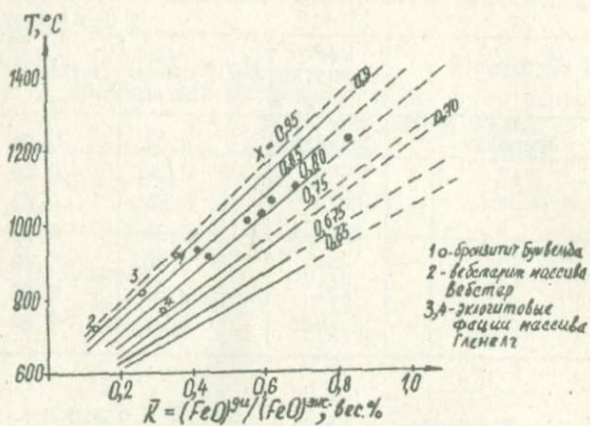


Рис.14 Диаграмма зависимости коэффициента распределения \bar{K} от температуры

В работе В.Вуда и С.Банно (Wood, Vallo, 1973) для оценки температуры кристаллизации учитываются распределение магния и железа и их позиция в решетке пироксенов, а также другие компоненты в составе минералов. Результаты, полученные по этому геотермометру, близки к значениям температур, полученных по геотермометру Перчука.

Для гарцбургитов армянской части Малого Кавказа С.Б.Абовяном получена температура в пределах 1240-1300°С, соответствующая глубине 90-120 км. Эти данные автором относятся к условиям зарождения перидотитовой магмы, полная кристаллизация которой происходит в близповерхностных условиях, разумеется при более низких температурах.

Учитывая это, полученные нами результаты по температурам кристаллизации гипербазитов можно считать вполне приемлемыми.

ГЛАВА III. ПРОЦЕСС СЕРПЕНТИНИЗАЦИИ ГИПЕРБАЗИТОВ

3.1. Физические свойства гипербазитов

В последние годы для выявления глубокозалегающих магматических тел и определения глубины и формы их залегания, а также рудоносности этих массивов широко применяются геофизические методы, при геологической интерпретации которых необходимо определение физических констант и связи их с химическим составом горных пород.

В настоящей работе данные о физических свойствах, в частности удельных и объемных весах и пористости гипербазитов и по ним образовавшихся серпентинитов наряду с их химическими анализами использованы при расчетах привноса-выноса отдельных компонентов с целью характеристики процесса серпентинизации. Плотность породы может служить также вспомогательным критерием определения степени серпентинизации.

3.1.1. Плотность

Плотность ультраосновных пород характеризуется количественным соотношением породообразующих минералов - оливина, ромбического и моноклинного пироксенов. В серпентинизированных разностях основным определяющим фактором является степень их серпентинизации, поскольку последняя сопровождается привносом воды. При прочих равных условиях гарцбургитовые перидотиты серпентинизируются сильнее, чем перидотиты лерцолитового или вермитового состава. Средняя плотность перидотитов различного минерального состава $2,98-3,04$ г/см³ (табл. 16). Эти данные по плотности не отражают значений плотности неизмененных пород. По данным С.В. Москалевой (1974) плотность неизмененных дунитов равна $3,2-3,4$ г/см³, а гарцбургитов - $3,2-3,3$ г/см³.

Вариации в плотности пироксенитов $2,97-3,15$ г/см³ также отражают колебания в их составе. Наиболее распространены пироксениты с плотностью $3,01-3,15$ г/см³. Максимальное среднее значение плотности ($3,08$ г/см³) относится к диопсидитам, а минимальное ($3,04$ г/см³) - к энстатититам.

При серпентинизации этих горных пород плотность их понижается и в полностью серпентинизированных разностях варьирует в пределах от $2,43$ до $2,70$ г/см³.

Резкое уменьшение плотности серпентинитов по сравнению с неизмененными гипербазитами обусловлено образованием по первичным минералам водного силиката магния - серпентина и, по-видимому, уве-

Т а б л и ц а 16

Плотность главных видов и разновидностей гипер-
базитов Малого Кавказа

Название горной породы	Число проб	Плотность, г/см ³	
		пределы	среднее
Гардбургиты	14	2,93 - 3,01	2,97
Лерцолиты	10	2,91 - 3,06	2,98
Верлиты	9	2,95 - 3,02	2,98
Среднее по перидотитам	33	2,91 - 3,06	2,97
Оливиновые пироксениты	6	2,90 - 3,07	3,01
Энстатиты	5	2,97 - 3,10	3,04
Вебстериты	6	3,01 - 3,15	3,06
Диопсидиты	2	3,05 - 3,12	3,08
Среднее по пироксенитам	13	2,97 - 3,15	3,06
Аподунитовые серпентиниты	8	2,52 - 2,64	2,56
Апоперидотитовые серпентиниты	34	2,43 - 2,70	2,60

личением пористости этих новообразований. Как известно, при этом происходит частичный вынос железа и вместо орто- и метасиликатов с повышенной плотностью образуется гидросиликат, отличающийся меньшей плотностью (2,6 г/см³) (табл.17).

Но вполне возможно, что наряду с пористостью и водой на колебание плотности этих пород влияют и другие факторы, в частности переменные содержания окислов SiO_2 , MgO , Fe_2O_3 и FeO . Для уточнения сказанного вычислены коэффициенты корреляции между главными компонентами, плотностью и пористостью (табл.18) в перидотитах и серпентинитах по ним.

Как видно из табл.18, между плотностью гипербазитов и входящей в их состав водой существует четкая обратная связь. Поэтому плотность можно рассматривать как дополнительный показатель степени серпентинизации гипербазитов.

По корреляции между основными химическими компонентами и плотностью этих горных пород можно судить о поведении этих компонентов.

Т а б л и ц а 17
Зависимость плотности перидотитов от степени серпентинизации

Порода	Число проб	Степень серпентинизации	Плотность, г/см ³	
			пределы	среднее
Гарцбургит	2	до 25 %	2,98 - 3,01	2,99
Гарцбургит	4	от 25% до 75%	2,79 - 2,94	2,87
Гарцбургит	10	более 75 %	2,43 - 2,55	2,51
Лерцолит	5	до 25 %	3,02 - 3,06	3,04
Лерцолит	4	от 25% до 75%	2,85 - 2,93	2,89
Лерцолит	14	более 75 %	2,48 - 2,65	2,55
Верлит	8	до 25 %	2,95 - 3,02	2,98
Верлит	5	от 25% до 75%	2,82 - 2,90	2,86

Т а б л и ц а 18
Коэффициенты корреляции между физическими свойствами и главными компонентами перидотитов и серпентинитов

перидотиты ($n = 30$; $R_{2\beta} = 0,36$)

	Плотность	Пористость	SiO ₂	MgO	FeO	Fe ₂ O ₃	H ₂ O
Плотность		-0,57	0,40	0,36	0,36	-0,30	-0,94
Пористость	-0,77		-0,44	-0,18	-0,41	0,18	0,62
SiO ₂	0,53	-0,31		-0,28	0,62	-0,39	-0,52
MgO	0,11	-0,39	-0,27		0,30	-0,33	-0,36
FeO	0,46	-0,36	0,09	0,04		-0,50	-0,32
Fe ₂ O ₃	0,27	-0,33	0,31	-0,20	-0,43		0,32
H ₂ O ⁺	-0,97	0,59	-0,55	0,06	-0,46	-0,29	

серпентиниты ($n = 28$; $R_{2\beta} = 0,37$)

в процессе серпентинизации. Незначимые оценки коэффициентов корреляции в перидотитах и их серпентинитах указывают на то, что в процессе серпентинизации заметного изменения в содержании главных компонентов не происходит.

На рис.15 показаны графики зависимости плотности перидотитов и серпентинитов от содержания в них H_2O , SiO_2 , MgO , Fe_2O_3 и FeO . Как правило, при этом перидотиты (частично серпентинизированные) располагаются в верхней части рисунка, а серпентиниты - в нижней. Это разделение четко видно из рисунка и соответствует аутометаморфической (верхние) и аллометаморфической фазам серпентинизации. Как видно из рисунка 15 (б, в, г), уменьшение количества Mg , Si , Fe от перидотитов к серпентинитам сопровождается уменьшением плотности пород. Такая синхронность объясняется пропорциональным количественным увеличением воды в породе, которая обратно пропорциональна плотности (рис.15а).

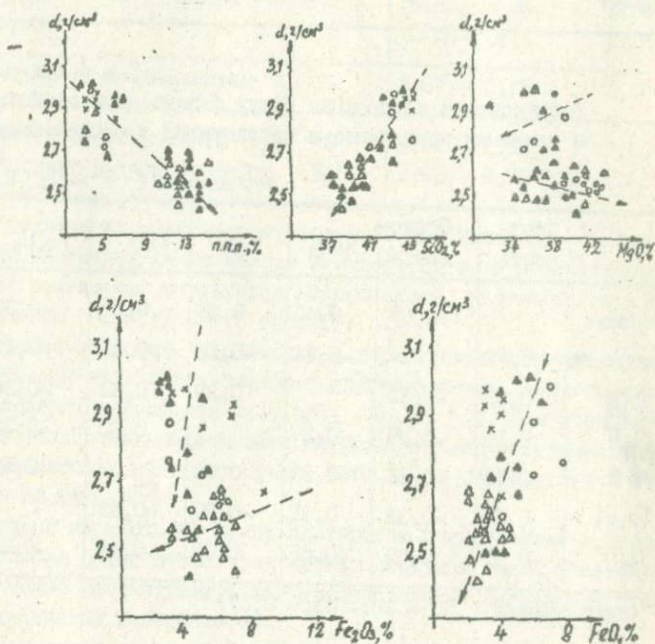


Рис.15 Зависимость плотности гипербазитов от содержания H_2O , SiO_2 , MgO , Fe_2O_3 и FeO

В процессе серпентинизации увеличивается количество окиси железа, что приводит к обратной корреляционной зависимости между окисью и закисью железа ($R_{Fe^{2+}/Fe^{3+}} = - 0,50$).

Таким образом, плотность гипербазитов наряду с химическим составом зависит также от последующих метаморфических процессов.

3.1.2. Пористость

К одному из важнейших физических свойств горных пород, с которыми связаны механизм движения рудообразующих растворов, взаимодействие между растворами и окружающей средой, химизм метасоматического процесса и др., относится их пористость.

Изучение пористости ультраосновных пород особенно интересно и важно потому, что серпентинизация (главная причина изменения значений пористости) является довольно широко распространенным процессом. А интенсивность и направленность последующих, накладывающихся на серпентинизацию процессов, таких как оталькование, карбонатизация, уже связаны с пористостью серпентинитов.

Изучение пористости гипербазитов Малого Кавказа показало, что неизменные перидотиты имеют низкую пористость, среднее значение 1,27 % при пределах 0,1-4,6 %. С увеличением серпентинизации перидотитов пористость их увеличивается - 2,17 % и при значительном развитии этого процесса пористость в сильно серпентинизированных перидотитах увеличивается, приближаясь к пористости типичных серпентинитов - 2,64 %. Несмотря на однородность серпентинитов, их пористость непостоянная и колеблется в широких пределах от 0,1 до 11,9 %, что объясняется увеличением объема, связанного с гидратацией.

3.1.3. Магнитная восприимчивость

В магниторазведке наиболее широко применяется магнитная восприимчивость горных пород - χ . Она связана с присутствием ферромагнитных минералов, из которых наиболее широко распространенным является магнетит. В гипербазитах магнетит встречается, в основном, как вторичный аксессуарный минерал. Поскольку из породообразующих минералов ни оливин, ни пироксен не являются магнитными, свежая ультраосновная порода практически немагнитна. Среди неизменных разновидностей магнитную восприимчивость в пределах $0-700 \cdot 10^{-6}$ ед. СИСМ имеют широксениты и перидотиты.

По мнению многих авторов (Тимофеев, Тимофеева, 1960; Таврин, Родионов, 1963; Штейнберг, Малахов, 1964 и др.) магнитная восприимчивость гипербазитов переменна и изменяется от нуля до $10000 \cdot 10^{-6}$ ед. СГСМ. С.В.Москалева и др. (1965) утверждают, что магнитная восприимчивость гипербазитов определяется составом исходной ультраосновной породы, а также характером и степенью вторичных изменений. Д.С. Штейнберг, И.С.Чадухин (1977) установили, что при ранней серпентинизации железо полностью входит в серпентиновые минералы и магнетит не образуется. Поэтому серпентиниты также различаются по степени магнитной восприимчивости. Существуют различные объяснения причин пониженной и повышенной магнитной восприимчивости серпентинитов. Д.С.Штейнберг и И.А.Малахов (1964) установили, что среди автометаморфических хризотиловых серпентинитов, возникших на месте дунитов и гарцбургитов, широко распространены разности, не содержащие магнетит. Железо, независимо от степени окисления, целиком входит в состав серпентина. А по мнению И.А.Малахова и И.Ф.Таврина (1970) при аналогичных условиях, если магнитная восприимчивость аподунитовых серпентинитов остается неизменной, то для апоперидотитовых она меняется более чем в два раза.

При автометаморфической серпентинизации основная масса железа, содержащегося в оливине и пироксенах, переходит в серпентин независимо от того, какой тип его при этом образуется. Иначе, ивентильные гидротермальные растворы ультраосновной магмы имеют более низкую активность кислорода, чем серпентинизирующие растворы фреатического происхождения.

Известно, что аллометаморфические процессы могут происходить лишь с привнесением-выносом вещества, а зоны тектонических нарушений являются хорошими проводниками различных растворов. Это создает условия для повышенного давления кислорода, что способствует образованию магнетита и высокой магнитной восприимчивости серпентинитов.

Эти положения подтверждаются данными, полученными нами по определению магнитных свойств гипербазитов Малого Кавказа. По магнитной восприимчивости среди серпентинитов выделяются слабо- $\alpha = 200 \cdot 10^{-6}$ ед.СГСМ и сильномагнитные разности $\alpha = 4720 \cdot 10^{-6}$ ед.СГСМ.

По справедливому замечанию С.В.Москалевой (1974) при магнитометрических съемках обнаруживается не весь гипербазитовый массив, а их серпентинизированная область. По этой причине основываясь только лишь на данные магнитометрии, нельзя судить о величине, строении

гипербазитовых массивов.

Для сравнения изменения магнитной восприимчивости с изменением вещественного состава построены графики зависимости (рис. 16, 17). Чтобы проверить, как сказывается серпентинизация на магнитной восприимчивости, дана зависимость, где для характеристики серпентинизации использована пропорциональная ей величина содержания воды.

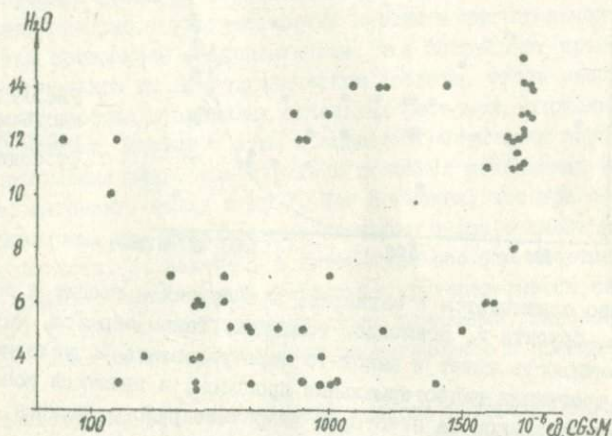


Рис. 16 Зависимость магнитной восприимчивости от степени серпентинизации

Как видно из рисунка 16, в гипербазитах Малого Кавказа не наблюдается прямой зависимости магнитной восприимчивости от степени серпентинизации.

Для установления влияния железистости горных пород на магнитные свойства дана зависимость магнитной восприимчивости от суммарного количества железа. Магнитная восприимчивость почти не зависит от содержания железа.

Сравнение магнитной восприимчивости с содержанием в них Fe_2O_3 (рис. 17) показывает, что между этими величинами существует прямая пропорциональная зависимость только для части проб, остальные же, несмотря на высокое содержание в них окиси железа, обладают низкой магнитной восприимчивостью (табл. 19). Таким образом, количество магнетита и характер выделений в гипербазитах определяется не степенью серпентинизации горной породы и содержанием в них железа, а характером гидротермальных процессов, при которых в одних случаях

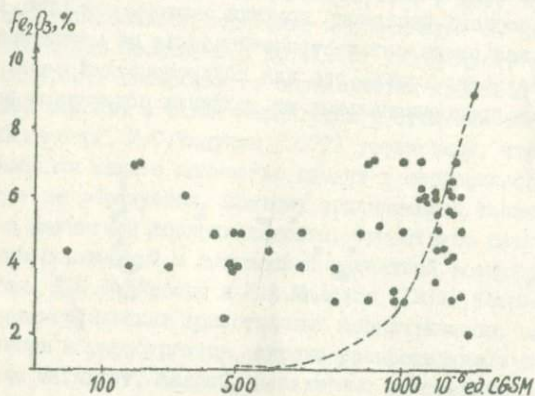


Рис.17: Зависимость магнитной восприимчивости от содержания Fe_2O_3

железо связывается в магнетит, а в других - входит в состав серпентина, брусита и, возможно, гематита. Таким образом, магнитная восприимчивость может в какой-то мере указывать на условия, при которых протекали гидротермальные процессы, и являться косвенным поисковым признаком на некоторые вторичные рудопроявления.

Т а б л и ц а 19

Среднее содержание окислов железа и магнитной восприимчивости в гипербазитах Малого Кавказа

Горная порода	Кол-во проб	Содержание, %			$\alpha \cdot 10^{-6}$ ед. СГСМ
		FeO	Fe ₂ O ₃	FeO'	
Пироксенит	15	5,7	4,0	9,3	100
Перидотиты и апонеридотитовые серпентиниты	45	4,7	4,4	8,7	650
Аподунитовые серпентиниты	18	5,1	8,1	8,1	1500

3.2. Серпентинизация гипербазитов

Исследователи, изучающие различные аспекты альцинотипных гипербазитов, непременно сталкиваются с проблемой серпентинизации, вокруг которой возникла столь оживленная и продолжительная дискуссия, начатая еще в начале столетия и продолжающаяся до настоящего времени.

Изучение процесса серпентинизации вызвано прежде всего тем, что, как известно, ультраосновные породы в значительной степени и полностью превращены в серпентиниты, что затрудняет представление о первоначальном их петрографическом составе, столь необходимом при поисковых работах в пределах отдельных регионов, сложенных различными их видами. Именно с этим процессом генетически неразрывно связаны проявления некоторых нерудных полезных ископаемых (хризотил-асбест, магнезит, тальк и др.). Нет сомнения, что при становлении гипербазитовых тел немаловажное значение имела степень их серпентинизованности. И, наконец, в литературе все еще имеются противоречивые данные о наличии или отсутствии привноса-выноса петрогенных и редких элементов при процессе серпентинизации. Выяснение этого вопроса также имеет немаловажное теоретическое и прикладное значение.

Несмотря на различные методы подхода к решению задач этой проблемы, они остаются почти постоянными и объединяются в трех примерных группах. Это источник серпентинизирующих растворов, постоянство или изменение объема вновь образовавшихся горных пород и связанное с ним отношение содержания порообразующих окислов.

3.2.1. Источник серпентинизирующих растворов

Обсуждая генезис серпентинизирующих растворов, исследователи расходятся во мнении, заключаемся в том, что если одними исследователями большое значение придается растворам, связанным с самой ультраосновной магмой, считая их достаточными для полной серпентинизации, то другие, утверждая недостаточность магматических растворов, отдают предпочтение растворам извне.

По мнению Левинсон-Лессинга (1928) процесс серпентинизации происходит на конечном этапе кристаллизации дунитовой магмы и является ее составной частью. Такого же мнения придерживается В.Н. Лодчиков (1936), считающий, что весь процесс серпентинизации, а также образование жильных серпентиновых минералов не требует допол-

нительной воды из окружающей среды.

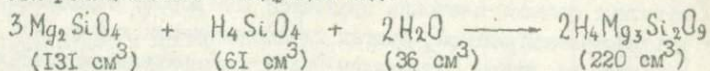
Учитывая постоянную степень серпентинизации ультраосновных пород по количеству летучих компонентов, И.А.Малахов (1973) предполагает в ультраосновной магме наличие до 3-4 % воды. Существование такого же количества воды предполагает и М.Куширо (1969).

Г.В.Пинус и др. (1958) считают, что имеющаяся в перидотитовой магме вся вода в дальнейшем расходуется на частичную серпентинизацию, вследствие чего мы наряду с сильно серпентинизированными встречаем и слабо серпентинизированные массивы. Поэтому им большое значение придается аутометаморфической стадии серпентинизации.

Б.Я.Меренков (1960) свои критические соображения по этому вопросу обосновывает на том, что при наличии достаточного количества гидротермальных растворов в самих ультрабазитах наблюдалось бы метасоматическое изменение вмещающих горных пород в значительном объеме.

Учитывая обеднение ультрабазитовой магмы летучими компонентами, Г.Г.Хесс (1933) считает, что вода, необходимая для серпентинизации, абсорбировалась из богатых ею окружающих осадочных пород. При этом в силу повышения гидростатического давления в окружающих породах, по сравнению с магмой, последняя абсорбирует воду до тех пор, пока не образуется равновесие между ними. В результате ультраосновная магма представляет собой насыщенный водой магнезиальный расплав, состав которого приближается к серпентину. Из такого же раствора кристаллизуется сначала оливин, а потом идет реакция между оливином, остаточным кремнекислым водным раствором и водой с образованием серпентиновых минералов. Обратное направление из окружающих пород в сторону перидотитовой магмы серпентинизирующих растворов является одной из причин "холодного" контакта гипербазитов с вмещающими породами.

Эта реакция имеет следующий вид:



Как следует, при таком ходе реакции объем вновь образованной породы даже уменьшается.

Однако, Н.Л.Боуэн и О.Ф.Таттл (1950) экспериментальным путем доказали, что ниже 1000°C не может существовать серпентиновая магма. Магнезиальный оливиновый расплав, содержащий воду, ниже указанной температуры будет представлять собой скопление оливиновых кри-

сталлов, насыщенных водой. Такая масса остается без каких-либо изменений при снижении температуры до 400°C , где оливин начинает замещаться серпентином и бруситом. Указанный процесс продолжается до тех пор, пока в системе имеется свободная вода.

Н.И.Хитаровым и др.(1967) в результате проведенных многолетних экспериментальных работ также показано, что верхний предел температуры образования серпентина значительно ниже и составляет 410°C .

Сопоставляя серпентиниты различных регионов, А.А.Маракушев (1973) придает большое значение метаморфизму окружающих их пород. Так, гипербазиты, встречающиеся в отложениях, прошедших зеленокаменные и глаукофановые стадии метаморфизма, более серпентинизированные, т.е. в процессе серпентинизации участвуют те же воды, поступающие по глубинным разломам и метаморфизирующие вмещающие отложения.

Другая группа исследователей (Кротов,1915; Бетехтин,1937; Коржинский,1942; Татаринов,1948) считает, что источником серпентинизирующих растворов служат богатые летучими и водой более молодые кислые интрузии, прорывающие гипербазитовые тела.

Проблеме источника серпентинизирующих растворов Н.Д.Соболев обратил особое внимание. Результатом многолетних исследований является его статья (Соболев,1946), посвященная специально этому вопросу, где обобщая и развивая до него существующие идеи заключает, что данная задача требует всестороннего подхода. Процесс серпентинизации нельзя представить без многообразия источников растворов и их можно объединить в двух группах и соответственно выделить две фазы серпентинизации: аутометаморфическую и аллометаморфическую, т.е. процесс серпентинизации является многофазным. Аутометаморфическая фаза состоит из двух подфаз, одна из которых обусловлена водой, содержащейся в самой ультрасосновной магме, а другая - водой, абсорбированной из вмещающих осечочных пород, после полной кристаллизации магмы. Эта идея в дальнейшем развивалась и нашла широкое признание исследователей. К определению источника серпентинизирующих растворов исследователи подходят различными путями.

Сопоставив изотопные составы водорода и кислорода из серпентинитовых вод с метеорно-грунтовыми водами, Виннер и Тейлор (Ферхуген и др.,1974) обнаружили, что их значения варьируют в одних и тех же пределах, что подтверждает широкое участие этих вод при серпентинизации. Помимо того, специфическое соотношение тяжелого водорода и легкого кислорода в океанических серпентинитах указывает

на участие морской воды в серпентинизации.

Р.В.Колбанцев (1971), учитывая тот факт, что лизардитизация первой генерации развивается от периферии к центру массивов, считает источником серпентинизирующих растворов внешние.

Некоторые исследователи при определении источника серпентинизирующих растворов в качестве доказательства приводят в пример обогащение серпентинитов какими-либо элементами, отсутствующими (или не обогащенными) в исходных породах. К примеру, Дж.Ферхуген и др. (1974) считают, что обогащение серпентинитов бором по сравнению с перидотитами указывает на широкое участие богатых бором морских вод в процессе серпентинизации.

Нами в IOB пробах неизмененных пород и их серпентинитов из различных массивов выполнены анализы на бор, результаты которых сведены в табл.20. Как следует из табл.20, из проанализированных 31 пробы исходной породы бор обнаружен в 23, а из 77 серпентинитов - только в 26, т.е. в 1/3 проб. Данные анализов показывают, что увеличение содержания, т.е. привнос бора в процессе серпентинизации не происходит. Содержание бора зависит от минерального состава исходной породы, а в серпентинитах от его содержания в исходной породе.

Т а б л и ц а 20
Содержание бора в неизмененных породах и их серпентинитах из различных массивов

Массив и порода	Колжадагский (пироксеновый дунит, гарцбургит)	Сейдлярский (гарцбургит, лерцолит)	Верховья р.Шамхорчай (гарцбургит, лерцолит)	Агятатский (лерцолит, верлит)
Содержание бора в г/т				
В исходной породе	на обн.	$\frac{16-25}{19}$ (3)	$\frac{34-74}{54}$ (2)	$\frac{44-300}{130}$ (18)
В серпентините по ней	$\frac{5-12}{8}$ (4)	$\frac{5-54}{17}$ (9)	$\frac{9-50}{25}$ (6)	$\frac{31-65}{60}$ (7)

Таким образом, доказательство участия морских вод, якобы наблюдаемому повышенным содержанием бора в серпентинитах по сравнению с исходными породами, не обосновано. Участие морских вод в процессе серпентинизации гипербазитов Малого Кавказа доказывается М.А. Кашкай (1976). При этом им предполагается, что из морских вод при

носятся магний, а кремний выносится и способствует развитию жизнедеятельности радиоляритов.

Из всей изложенной дискуссии об источнике серпентинизирующих растворов следует, что этот вопрос различными исследователями интерпретируется по-разному. Если в одном случае предпочтение отдается аутометаморфической фазе серпентинизации, то в другом случае аллометаморфическая фаза считается решающей. Такое несогласие возникает прежде всего в результате отнесения абсорбированных вод из окружающих отложений к той или другой стадии. Как известно Н.Д. Соболевым (1946) определено, что аутометаморфическая фаза состоит из двух подфаз, происходящих в результате воздействия вод, имеющих в самой магме, и абсорбированной из окружающих отложений, а в аллометаморфической фазе главным действующим фактором являются гидротермы, поступающие из более молодых гранитоидных (иногда основных) интрузий. В другом же варианте к аутометаморфической фазе относится серпентинизация с только лишь собственно магматической водой, а в аллометаморфической фазе серпентинизация, происходящая под воздействием вод, поступающих извне независимо от происхождения. При этом Г.В. Пинус и др. (1976) подразделяет аллометаморфизм на два этапа. Фреатический, связанный с водой, поступающей из окружающей среды, является региональным и происходит изохимически, протекая в условиях дефицита кислорода. А гидротермально-метасоматический этап, являющийся по времени поздним, связан с водными флюидами более молодых габброидных и гранитных интрузий, носит локальный характер и характеризуется привнесением-выносом главных компонентов.

Резюмируя имеющиеся в литературе сведения об источниках серпентинизирующих растворов можно заключить, что данный вопрос еще не нашел своего окончательного решения, поскольку мнения исследователей во многом расходятся. Так, одни исследователи считают, что при серпентинизации гипербазитов вода абсорбируется преимущественно из пород вмещающей рамы, либо предпочтение отдается участию океанических вод, другие допускают широкое участие гидротермальных растворов поздних интрузий, а третьи связывают эти процессы с постмагматической деятельностью самого ультраосновного магматизма.

Наши исследования по изучению процессов серпентинизации гипербазитов Малого Кавказа позволяют не отрицая роли воды самой ультраосновной магмы, отдать предпочтение водам, абсорбированным из вмещающих пород непосредственно вслед внедрения ультраосновной

магмы и становления интрузивных массивов, что не позволило широкому развитию горячих контактовых перекристаллизаций вмещающих пород.

3.2.2. Объемный эффект и принос-вынос компонентов

Особое место в истории изучения процесса серпентинизации занимает проблема объема и тесно связанные с ней изо- и аллохимизм. Этот вопрос еще не нашел своего окончательного решения. Группа исследователей (Горецкая, 1956; Меренков, 1957; Тернер, Ферхуген, 1961; Боголепов, 1969) считают, что при серпентинизации объем вновь образованной породы не изменяется. Это положение, в основном, обосновывается петрографическими наблюдениями признаков сохранения очертаний зерен первичных минералов при их переходе в серпентины.

Часто встречающиеся рассланцованные и будицированные разновидности серпентинитов А.Г.Бетехтин (1937) принимает как доказательство объемного увеличения. Однако, К.К.Золов (1962), Г.В.Пинус и др. (1958) показывают, что рассланцованность является наложенным процессом и поэтому не может служить доказательством изменения в объеме пород.

Другие исследователи, сопоставляя правые и левые части уравнения химической реакции серпентинизации (Лодочников, 1936), приходят к аналогичному выводу, т.е. к увеличению объема. Однако, как считает В.Г.Боголепов (1969) "... уравнения химических реакций превращения одних минералов в другие, можно составлять как разно-, так и равнозначные".

Во многих работах, посвященных изучению процесса серпентинизации, приводятся различные реакции образования серпентинитов. Не представляет особого труда составить их в открытой или закрытой системах, как это сделано Дж.Ферхугеном и другими (1974).

В случае осуществления реакции в закрытой системе объем вновь образованной горной породы значительно увеличивается (до 70 %). В открытой системе в силу удаления в раствор большого количества компонентов объем остается неизменным.

Кроме указанных, реакцию серпентинизации можно написать еще в более различных комбинациях. Однако, нет уверенности, что какая-то из них может полностью отразить реально протекающий процесс. Поэтому считаем, что нет необходимости приводить их в работе, тем более, что им в литературе выделено обширное место.

На изохимичность процесса серпентинизации на Урале впервые

обратил внимание Н.В.Бутырин (1941), установивший, что в пересчете на безводную часть химический состав дунитов в ходе серпентинизации остается постоянным.

Д.С.Штейнберг (1960) сопоставлением большого количества химических анализов различной степени серпентинизированных горных пород убедился в изохимичности процесса серпентинизации. Образование трехминеральных брусит-магнетит-серпентиновых пород, соответствующих трем главным компонентам (Si - Fe - Mg), он приводит как доказательство изохимичности процесса метаморфизма ультрабазитов. Детальные исследования показали, что наряду с изохимический серпентинизацией в условиях постоянства объема вдоль путей циркуляции водных растворов может происходить и незначительная аллохимическая серпентинизация, вызывающая вынос значительного количества вещества, в том числе полное выщелачивание брусита.

Л.Д.Булыкин (1963) при пересчете серпентинитов Урала на первичный минеральный состав установил, что в большинстве из них нормативный энстатит увеличивается до 10 %, что означает принос SiO_2 на 2-4 % или же вынос такого количества оснований. Таким образом, он допускает, хотя и в незначительном количестве, нарушения в соотношении главных компонентов при серпентинизации гипербазитов.

Некоторые исследователи считают увеличение объема или изохимичность реакции серпентинизации связанными с фазами этого процесса (Артемов, Кузнецова, 1966). Они считают, что объемные эффекты при серпентинизации могут быть самыми различными по времени и месту. При аутометаморфической серпентинизации объем продукта не изменяется, так как серпентинизирующий раствор является составной частью эдукта. В случае же аллометаморфизма, когда серпентинизирующие растворы поступают извне, из более молодых интрузий, этот процесс происходит, несомненно, с увеличением объема конечного продукта, в условиях ослабленных тектонических зон. Замена серпентиновых минералов друг другом происходит также при постоянстве объемного эффекта.

По данным Д.С.Штейнберга и его сотрудников (1970, 1977) в условиях аутометаморфизма серпентинизация ультрабазитов происходит изохимически, т.е. кроме воды никаких других добавлений не бывает и происходит увеличение объема до 4 %. При этом образуется до 17% тонкодисперсного брусита, не наблюдаемого под микроскопом, а магнетит не образуется, хотя основная часть (до 70 %) закисного железа окисляется и входит в состав α -хризотила. Разрыв и растяже-

ние первичных жиллок α -хризотила с более поздними указывает на увеличение объема. Появление магнетита начинается и при перекристаллизации (аллометаморфизме) α -хризотила с уменьшением в них суммы железа, вследствие чего наблюдается осветление вокруг магнетита.

Такого же мнения придерживается А.С.Варлаков (1966), считающий, что при появлении магнетита количество брусита уменьшается в соответствии со стехиометрическими соотношениями в условиях изохимического течения процесса. При замещении lizardитом ядра оливина, не охваченным α -хризотилизацией, происходит выделение и перестроение главной части магнетита. В наиболее поздних стадиях серпентинизации Fe/Mg уменьшается, т.е. порода очищается от железа.

С.Б.Абовян и Л.Ф.Борисенко (1971), проводившие специальные исследования магнетитов армянской части Малого Кавказа, определили прямую связь между количественным содержанием магнетита и степенью серпентинизации горной породы. Кроме того, количество магнетита контролируется также первичным минеральным составом гипербазитов. Оливиновые породы более обогащены ими. В большинстве гипербазитовых массивов при изохимическом ходе процесса серпентинизации вторичный магнетит образуется за счет железа, содержащегося в олигине и пироксене. Содержащиеся во вторичном магнетите редкие и малые элементы полностью унаследуются из породообразующих минералов и поэтому зависят от состава материнских пород. Это подтверждается почти одинаковым уровнем значимости содержаний малых элементов, за исключением цинка, в породах и магнетитах.

В.Г.Боголепов (1969), резюмируя все литературные данные, приходит к заключению, что процесс серпентинизации происходит в два этапа: региональный - с увеличением объема и сохранением соотношения компонентов и локальный - с сохранением объема и увеличением пористости, сопровождающейся выносом компонентов. Эти два этапа серпентинизации совпадают с теорией авто- и аллосерпентинизации других авторов. Источником серпентинизирующих растворов при региональной серпентинизации являются подземные воды глубокой циркуляции, а при локальной - гранитная магма.

Р.В.Колбанцев (1971), исследовавший гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области, определил, что процесс серпентинизации начинается с lizardитизации и, причем в двух стадиях, соответствующих двум генерациям lizardита. Первая генерация lizardита характеризуется своей неравномерной распространенностью, что является результатом воздействия на гипербазиты серпентинизирующих раство-

ров от периферии к центру. Первая стадия протекает без существенных количественных изменений главных компонентов, с некоторым увеличением объема породы. Вторая же стадия соответствует мегасоматическому выщелачиванию, где при постоянстве объема эдукта и продукта наблюдается изменение определенного количества главных компонентов.

Г.Н. Судиловский (1969) считает, что при аутометаморфизме Si и Mg выносятся, тогда как при аллометаморфизме наблюдается обратная картина, т.е. элементы привносятся, окисление закисного железа идет интенсивнее и выделяется магнетит, не наблюдающийся при аутомета-морфизме.

К.К. Золов (1969) характер серпентинизации связывает, в основном, с составом исходных пород. Для дунитов и обогащенных оливином перidotитовых пород при серпентинизации характерно постоянно соотношение главных компонентов. В породах, обогащенных пироксенами, особенно моноклинным, при их метаморфизме наблюдается существенное различие в соотношении главных компонентов. Отрицательный баланс при серпентинизации гипербазитов компенсируется увеличением пористости конечного продукта - серпентина до 7-8%. При серпентинизации оливиновых пород объемный эффект остается неизменным. Присутствие энстатита способствует образованию микрожилок и уменьшению объема породы.

Роль химического состава исходных горных пород при образовании различных серпентиновых минералов оценивается экспериментальными работами Э.Н. Корытковой и др. (1972). Исследованием физико-химических условий образования серпентиновых минералов установили, что если антигорит и хризотил кристаллизуются в щелочных условиях, то для lizardита необходимо нейтральное или кислое условие. Кроме того, если при образовании lizardита нет необходимости присутствия каких-либо других компонентов, кроме воды, то без привноса SiO_2 антигорит никак не может образоваться.

Т.П. Тейер (1966), посвятивший всю свою жизнь изучению альпийских гипербазитов, свое мнение об этом процессе сформулировал так: "серпентинизация - это процесс, происходящий при почти постоянстве объема с сопровождением выноса компонентов до 30 вес.%".

Как известно, при серпентинизации ультраосновных пород возникает относительно простой набор минералов, включающий собственно серпентин - $3MgO \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$, брусит - $MgO \cdot H_2O$ и магнетит - Fe_3O_4 . Остальные петрогенные элементы Al_2O_3 , CaO , щелочи при серпентинизации самостоятельных минералов не образуют. К другим минералам, встреча-

ящимся в серпентинитах, могут быть отнесены тальк, хлорит, карбонаты. Однако, обычно, эти минералы возникают при более низкотемпературном изменении гипербазитов, являющимся по существу процессом другого характера.

Возможные реакции серпентинизации могут быть описаны с помощью системы, изображенной на рис.18. Расположение группы точек, отвечающих составам гипербазитов, серпентинизированных в разной степени в координатах этой диаграммы, может дать качественное представление о характере реакции: точки, сгруппированные от чистого серпентина в направлении талька, должны указывать на привнос SiO_2 или вынос $(Mg, Fe)O$, направление этих точек в сторону брусита - на вынос SiO_2 или привнос $(Mg, Fe)O$.

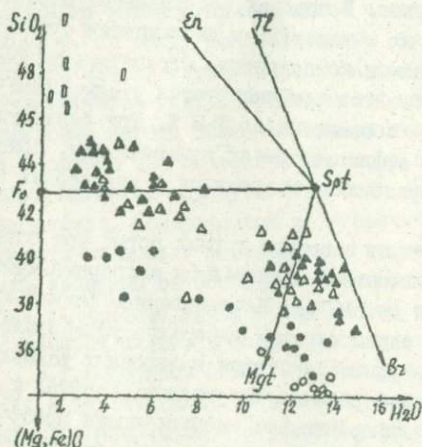


Рис.18 Состав гипербазитов Малого Кавказа в координатах $SiO_2 - (Mg, Fe)O - H_2O$

На диаграмму (рис.18) нанесены составы гипербазитов Малого Кавказа, которые разместились под углом к оси $(Mg, Fe)O - SiO_2$. При этом сильно серпентинизированные ультраосновные породы и серпентиниты (содержание воды более 8%) группируются вокруг линии серпентин-магнетит. Это свидетельствует о том, что серпентинизация исследуемых пород происходит при постоянном количественном соотношении компонентов (без привноса-выноса кремнекислоты и оснований), происходит окисление железа с образованием магнетита.

В начальной стадии серпентинизации (H_2O^+ меньше 8%), выделение магнетита незначительно или вовсе не наблюдается, точки располагаются вокруг оси форстерит-серпентин.

Другая, предложенная Л.В.Дмитриевым, А.В.Гараниным (1971) методика качественного определения изохимичности серпентинизации, заключается в том, что общее количество SiO_2 в серпентинизированной породе состоит из ее доли, которая связана в серпентине, и той, которая сохраняется в неизмененных первичных минералах. Отношение этих двух долей при серпентинизации, идущей с привнесом одной воды или с привнесом-выносом петрогенных элементов должно быть различным. Это различие может быть определено следующим образом.

Исходя из того, что увеличение содержания H_2O^+ (степени серпентинизации) в породе ведет к пропорциональному уменьшению кремнекислоты в первичных минералах, можно легко рассчитать ту часть SiO_2 , которая связывается в серпентине, и определяется формулой этого минерала: $3MgO \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$. Эта величина может быть выражена через атомное количество водорода, пропорциональное весовому проценту в серпентинизированной породе. Для SiO_2 эта величина будет равна 0,5 Н.

При этом остаточная доля кремния, связанного в первичных минералах, определится как $\Delta Si = Si - 0,5 H$, где Si - общее атомное количество кремния в породе; H - атомное количество водорода, соответствующее содержанию H_2O^+ в породе. Полученные таким образом значения ΔSi нанесены на оси ординат, а на абсцисс - весовые проценты H_2O^+ , где две параллельные граничные линии (аб - верхняя) и (вг - нижняя) показывают теоретическое, расчетное изменение величины ΔSi при серпентинизации, идущей изохимическим путем. В поле между линиями аб и вг должны размещаться составы пород, при серпентинизации которых не происходит существенного привнеса-выноса кремнекислоты, магния или железа. Построенная таким образом номограмма на базе ИБ силикатных анализов пород из гипербазитов Малого Кавказа наглядно показывает на изохимическое течение процесса серпентинизации, т.е. с привнесом только лишь воды.

Для обоснования математического доказательства изохимичности процесса серпентинизации гипербазитов необходимо показать, что: а) распределение результатов анализов в координатах номограммы описывается линейным уравнением и б) что угловой коэффициент этого уравнения достаточно близок к угловым коэффициентам теоретических линий изохимической серпентинизации.

Методом наименьших квадратов было найдено уравнение прямой, отождествляющей результаты анализов:

$$\Delta Si + 63,48 H_2O^+ - 751,28 = 0. \quad (I)$$

На рис.19 эта линия проведена пунктиром (линия 1-2).

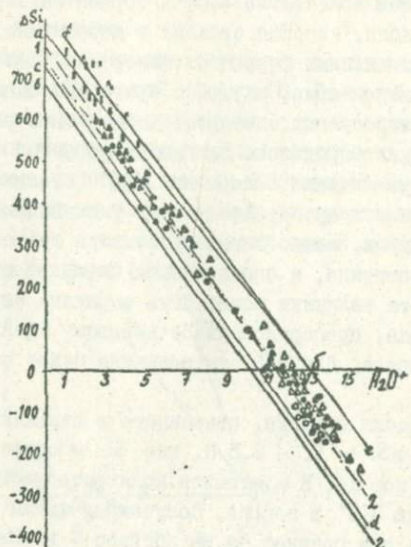


Рис.19 График изменения величины ΔSi при серпентинизации гипербазитов Малого Кавказа

Для оценки качества тождества подсчитан коэффициент корреляции между ΔSi и H_2O^+ . Вычисленное значение $R = -0,97$ (при $n = 115$). Это означает, что зависимость ΔSi от H_2O^+ практически является линейной.

Уравнение верхней теоретической линии изохимической серпентинизации (линия аб) имеет вид:

$$\Delta Si + 61,23 H_2O^+ - 796 = 0, \quad (2)$$

а нижней теоретической линии (линия вг):

$$\Delta Si + 65,03 H_2O^+ - 676 = 0. \quad (3)$$

Средний угловой коэффициент для (2) и (3) уравнений равен 63,13, а для уравнения (1) равен 63,48. Разница между этими величинами весьма незначительна и это является математическим доказательством того, что серпентинизация исследуемых гипербазитов протекала изохимически - с привнесом только одной воды.

На постоянство отношений главных компонентов указывает также близость значений отношения $RO : SiO_2$, которые составляют в перидотитах (1,49) и серпентинитах (1,50).

Количественное выражение изменения компонентов осложняется некоторыми обстоятельствами. Во-первых, даже гарцбургиты с простым минеральным составом (оливин+энстатит) являются минералогически неоднородными и результаты анализов их из различных частей массивов не одинаковы, что дает ошибочное представление о привносе или выносе каких-либо компонентов. Во-вторых, поскольку расчет приводится на единицу объема, считается, что начальные и конечные объемы продуктов должны оставаться постоянными, что не соблюдается в процессе серпентинизации - наблюдается увеличение объема.

Для количественной оценки баланса вещества при серпентинизации отобраны пробы по специальным профилям, проходящим от более или менее неизменных пород к их серпентинитам. Отобранные образцы изучались с использованием данных химических анализов и определения объемного веса. При этом также учитывается минеральный состав габброидов, на что во многих работах не обращалось внимания. Рассмотрены профили, включающие в себя пироксеновые дуниты, гарцбургиты, лерцолиты.

Анализ этих материалов показывает, что изменение химического состава по мере возрастания степени серпентинизации пород сопровождается закономерным изменением их объемного веса. Результаты подсчета показывают на отрицательный баланс этих элементов для пироксеновых дунитов, а в гарцбургитах и лерцолитах положительный баланс имеет трехвалентное железо, что подтверждает окисление железа в процессе серпентинизации.

Т а б л и ц а 2 I

Изменение баланса (к) вещества в зависимости от степени серпентинизации (содержания воды)

Порода	Пироксеновые дуниты		Гарцбургиты		Лерцолиты	
	H ₂ O ⁺	к	H ₂ O ⁺	к	H ₂ O ⁺	к
Слабо серпентинизированная	3,76	-	3,59	-	2,66	-
Серпентинизированная	5,90	- 5,44	4,18	- 3,38	3,61	- 2,96
Сильно серпентинизированная	9,86	- 8,50	10,09	-10,07	-	-
Серпентиниты	12,38	-11,57	13,27	-12,08	13,78	-15,46

Как следует из табл.21, с увеличением степени серпентинизации, параллельно с увеличением количества воды, увеличивается и отрицательный баланс элементов в породе. Это показывает, что в общем ходе процесса серпентинизации не происходит выноса каких-либо компонентов, а имеет место привнос воды, что приводит к уменьшению количества компонентов на единицу объема.

Минеральный состав первичной породы также отражается на поведении петрогенных компонентов. Так, при начальной стадии серпентинизации вермитов, в отличие от других разновидностей, наблюдается сильное окисление закисного железа с выделением большого количества магнетита, а на стыке оливина с диопсидом образуются светло-коричневые каемки идингсита.

3.2.3. Критерии степени серпентинизации

Одним из важных вопросов процесса серпентинизации является определение ее степени. Обычно это делается путем количественного определения серпентиновых минералов в шлифах. Однако, количественно-минералогический подсчет в шлифах затруднен из-за сложного взаимоотношения серпентиновых минералов с оливином и пироксенами.

Долгие годы для этой цели использовали количество конституционной воды или величину потерь при прокаливании (учитывая, что в гипербазитах содержится незначительное количество серы, углекислого газа и других летучих компонентов). Как известно, при серпентинизации горных пород наряду с изменением содержания конституционной воды происходит и изменение в их физико-химических свойствах: уменьшается объемный вес, увеличивается пористость и магнитная восприимчивость, закисное железо окисляется до окиси.

Из перечисленных параметров магнитная восприимчивость не может быть использована в качестве критерия серпентинизации, так как она зависит от количества выделяемого вторичного магнетита, а количество последнего — целиком от условий протекания процесса серпентинизации. Установлено (Штейнберг, Чашухин, 1971), что при начальной его стадии трехвалентное железо полностью входит в состав серпентиновых минералов и магнетит не образуется. Поэтому автометаморфические серпентиниты по магнитной восприимчивости не отличаются от исходных пород.

Что касается пористости (хотя и наблюдается общая зависимость ее от степени серпентинизации), чаще всего она зависит от характера серпентинизации, поведения главных петрогенных компонентов.

Н.Д.Соболев (1952) определил, что между степенью окисления железа (коэффициент h) и степенью серпентинизации существует прямая зависимость, и она может служить надежным критерием для определения ее степени. Наряду с тем, что этот критерий был принят многими исследователями, были высказаны и некоторые замечания. В частности, И.А.Малахов (1966) отмечает, что лишь 20 % из исследованных им пород подчиняется этому правилу. По этому поводу сделано критическое замечание и М.Желязкова-Понайотовой (1965). Как справедливо отмечают Д.С.Штейнберг и И.С.Чашухин (1977), эта зависимость сохраняется только при ранней серпентинизации.

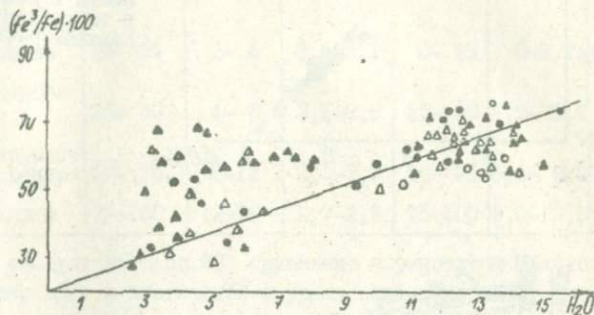


Рис.20 Зависимость степени окисления железа в гипербазитах от степени серпентинизации

Действительно, из проанализированных нами пород, где количество воды превалирует 8 %, эта закономерность нарушается (рис.20), наблюдается значительный диапазон колебания степени окисления железа при одном и том же количестве воды. Как следует из всего сказанного, единого мнения о критерии степени серпентинизации нет.

Нами отобраны пробы перидотитов в различной степени подвергшиеся серпентинизации, и изучены их физические свойства, химический состав, а также предварительно определена их степень серпентинизации по шлифам.

На диаграмме (рис.21а) ясно видна зависимость между плотностью и содержанием воды в перидотитах и апоперидотитовых серпентинитах. Эта зависимость обратнолинейная и подтверждается высоким значением ($R = - 0,94$) коэффициента ранговой корреляции между двумя параметрами.

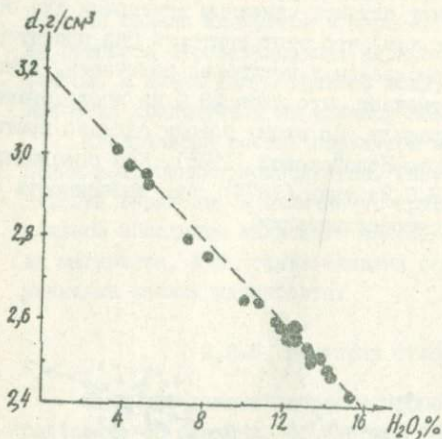


Рис.2.1а Корреляция плотности и содержания воды в гипербазитах Малого Кавказа

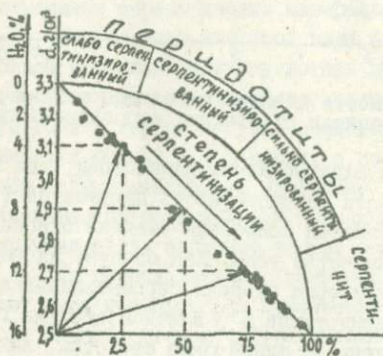


Рис.2.1б Номограмма для определения степени серпентинизации гипербазитов

На другой же диаграмме (рис.2.1б) указано изменение степени серпентинизации от количества конституционной воды - увеличение обоих параметров происходит синхронно.

На основании указанных взаимосвязей составлена табл.22 зависимости степени серпентинизации от количества конституционной воды и плотности перидотитов. Здесь же размещены данные И.А.Малахова (1966) для Урала.

Т а б л и ц а . 22

Соотношение степени серпентинизации, плотности
и количества воды в перидотитах

Название пород	М.Кавказ (Абдуллаев, 1981)			Урал (Малахов, 1966)		
	Степень серпент., %	H ₂ O ⁺ , вес.%,	Плотность, г/см ³	Степень серпент., %	H ₂ O, вес.%,	Плотность, г/см ³
Несерпентинизированные	0-12	0-2	3,3-3,2	-	-	-
Слабо серпентинизированные	12-25	2-4	3,2-3,1	0-25	0-3,2	3,3-3,1
Серпентинизированные	25-50	4-8	3,1-2,9	25-50	3,2-6,4	3,1-2,9
Сильно серпентинизированные	50-75	8-12	2,9-2,7	50-75	6,4-9,6	2,9-2,7
Серпентиниты	75-100	12-16	2,7-2,5	75-100	9,6-12,9	2,7-2,5

Как следует из табл.22 сравнение перидотитов Малого Кавказа по величине воды и плотностей с уральскими показывает, что значения плотности сходны, а по содержанию воды имеется расхождение. Однако, наши данные хорошо согласуются с данными Д.С.Штейнберга и И.С.Чашукина (1977).

И.А.Малаховым (1966) пределы колебания содержания воды даются в дробном выражении, что не очень удобно при использовании, и наоборот, степень серпентинизации дается в очень больших пределах. Нами отмечено, что при содержании воды до 2 % породу можно считать несерпентинизированной.

Таким образом, величина конституционной воды может служить достоверным критерием степени серпентинизации ультраосновных пород.

ГЛАВА IV. ГЕОХИМИЯ РЕДКИХ И МАЛЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ГИПЕРБАЗИТАХ

При решении кардинальных вопросов петрологии наряду с петрогенными большое значение придается и редким элементам. Именно редкие элементы несут в себе обильное количество информации о ходе процессов, которым подверглись при становлении горные породы. Редкие элементы также весьма чувствительны к постмагматическим процессам.

На фоне более детальной изученности альпийотипных гипербазитов других регионов малокавказские остались малоисследованными. Первые геохимические данные приводятся в работах Г.Х.Эфендиева (1945), М.А.Кашкая (1961), Ф.И.Векиловой (1966), В.М.Баба-Заде (1967), Л.Ф.Борисенко и др. (1975). Наиболее детальные исследования проводились З.Б.Абдуллаевым (1967). Однако, все же не охвачены все главные виды гипербазитов и широкий круг набора химических элементов, на что обращено главное внимание в настоящем разделе. Проведенные петрохимические исследования позволили достаточно точно разделить исследуемые горные породы на различные виды, что обеспечило полноту полученной информации. Для удобства элементы сгруппированы под общим названием на основании их близких геохимических свойств.

4.1. Элементы группы железа

Скандий, титан, ванадий, хром, марганец, никель, кобальт и медь являются характерными для ультраосновных пород. В.М.Гольдшмидт (1954) подчеркивал сходство геохимического поведения скандия с элементами группы железа, и поэтому он включен в эту группу, а медь как замыкающий эту группу. Нередко их количественное соотношение принимается за основу для определения принадлежности ультраосновных пород к различным генетическим типам (Абрамович, Высокоостровская, 1964; Пинус и др., 1958; Абдуллаев и др., 1967; Богачев и др., 1972; Дмитриев, 1973). Их геохимическая и кристаллохимическая близость с такими широко распространенными элементами как Mg и Fe, позволяет преимущественно концентрироваться в ультраосновных и основных породах. Хотя на общем фоне магматических горных пород определяется близость в их поведении, однако внутри гипербазитовых ассоциаций обнаруживается некоторое различие. Так, если кобальт и никель преимущественно концентрируются в более основных по составу видах, то остальные члены группы наоборот тяготеют к кислым

видам ультраосновных горных пород. Ниже приводятся закономерности распространения отдельных членов группы железа в гипербазитах Малого Кавказа.

Скандий относится к типично рассеянному элементу, который концентрируется в земной коре в ультраосновных и основных породах. Среднее содержание скандия в ультраосновных породах составляет 0,0005 % (Виноградов, 1962). По данным Л.Ф.Борисенко (1966), среднее содержание скандия в дунитах Урала 0,0005 %, а в перидотитах - 0,0016-0,0093 %. Г.Х.Эфендиев и др. (1966) также отмечают минимальное содержание скандия в дунитах - 0,0006 % и максимальное в пироксенитах - 0,0095 %.

Содержание скандия (табл.23) в дунитах и пироксеновых дунитах не превышает 0,0007 и 0,0013 %. Более высокие его концентрации наблюдаются в перидотитах и оливиновых пироксенитах - 0,0025 и 0,0087%. Максимальная концентрация скандия в пироксенитах достигает 0,023 %, при среднем содержании - 0,012 %.

Разновидности гипербазитов характеризуются несколько различными содержаниями этого элемента (табл.24), причем среди разновидностей перидотитов максимальным содержанием обладают верлиты - 0,0047 %, а среди разновидностей пироксенитов наиболее высокие концентрации его наблюдаются в диосидитах - 0,0178 %.

Как известно, распространение скандия в породах габбро-перидотитовой формации связано с содержанием магния и железа (Борисенко, 1970; Фомин, 1979).

По значениям размера ионного радиуса и электростригательности скандий ближе к Fe^{2+} , нежели к Mg^{2+} , то есть геохимическая связь Sc^{3+} сильнее с Fe^{2+} , чем с Mg^{2+} . Увеличение в породе содержания FeO и уменьшение MgO ведет за собой увеличение содержания скандия в породе. К такому выводу пришли Нокколдо и Аллен (1958), которые на примере каледонид Шотландии показали, что скандий ведет себя сходно с железом в том смысле, что его больше в наименее магnezиальных родоначальных магмах. Положительная корреляционная связь установлена для пар $Sc^{3+} - Fe^{2+}$ (0,62), $Sc^{3+} - Cr^{3+}$ (0,60), $Sc^{3+} - V^{5+}$ (0,11), а отрицательная для пар $Sc^{3+} - Mg^{2+}$ (-0,51), $Sc^{3+} - Ni^{2+}$ (-0,38).

Исследование поведения скандия в процессе серпентинизации согласуется с мнением В.В.Щербини (1960), З.Б.Абдуллаева (1967) о том, что в процессе серпентинизации происходит перераспределение и вынос скандия, при переходе Fe^{2+} в окисную форму скандий, замещающий в решетке пироксенов изоморфно двухвалентное железо, высвобо-

Т а б л и ц а 23

Статистические параметры распределения элементов группы железа в главных видах гипербазитов Малого Кавказа

Элементы	Порода	Кол-во проб	$X_{\max} - X_{\min}$	\bar{y}	S	$\sigma, \%$
1	2	3	4	5	6	7
Sc_2O_3	Дунит	75	0,0005-0,0009	0,0007	0,0001	13,18
	Пироксеновый дунит	45	0,0009-0,0018	0,0013	0,0003	20,35
	Перидотит	150	0,0015-0,0060	0,0025	0,001	44,98
	Оливиновый пироксенит	36	0,0074-0,0110	0,0087	0,0009	10,55
	Пироксенит	43	0,0023-0,0235	0,0120	0,005	42,21
TiO_2	Дунит	75	0,002 -0,011	0,0062	0,002	31,89
	Пироксеновый дунит	45	0,008 -0,100	0,039	0,025	64,71
	Перидотит	150	0,030 -0,097	0,049	0,019	38,52
	Оливиновый пироксенит	36	0,073 -0,093	0,083	0,005	6,19
	Пироксенит	43	0,036 -0,220	0,122	0,05	42,79
V_2O_5	Дунит	75	не обн.	-	-	-
	Пироксеновый дунит	45	0,021 -0,030	0,026	0,002	8,53
	Перидотит	150	0,025 -0,090	0,042	0,018	44,77
	Оливиновый пироксенит	36	0,057 -0,090	0,072	0,009	13,97
	Пироксенит	43	0,043 -0,096	0,070	0,01	19,77
Cr_2O_3	Дунит	75	0,28 -0,83	0,46	0,13	29,18
	Пироксеновый дунит	45	0,11 -0,46	0,28	0,08	29,29
	Перидотит	150	0,10 -0,36	0,25	0,08	33,80
	Оливиновый пироксенит	36	0,19 -0,34	0,32	0,03	11,61
	Пироксенит	43	0,20 -0,55	0,33	0,07	24,49

продолж. табл. 23

I	2	3	4		5	6	7
MnO	Дунит	75	0,06	-0,19	0,13	0,03	24,38
	Пироксеновый дунит	45	0,06	-0,18	0,14	0,02	18,68
	Перидотит	150	0,06	-0,24	0,14	0,04	28,90
	Оливиновый пироксенит	36	0,11	-0,21	0,17	0,02	16,93
	Пироксенит	43	0,12	-0,18	0,15	0,07	9,52
NiO	Дунит	75	0,38	-0,47	0,42	0,02	4,83
	Пироксеновый дунит	45	0,17	-0,35	0,30	0,04	14,02
	Перидотит	150	0,20	-0,52	0,29	0,11	38,84
	Оливиновый пироксенит	36	0,08	-0,24	0,13	0,04	32,42
	Пироксенит	43	0,05	-0,13	0,10	0,01	20,14
CoO	Дунит	75	0,017	-0,056	0,036	0,009	27,47
	Пироксеновый дунит	45	0,018	-0,026	0,022	0,002	9,26
	Перидотит	150	0,007	-0,035	0,022	0,007	31,95
	Оливиновый пироксенит	36	0,013	-0,027	0,019	0,003	18,81
	Пироксенит	43	0,013	-0,029	0,019	0,003	18,35
CuO	Дунит	75	0,0025-0,0115		0,0058	0,0017	28,96
	Пироксеновый дунит	45	0,0020-0,0080		0,0047	0,0014	30,49
	Перидотит	150	0,0012-0,0054		0,0030	0,0009	29,63
	Оливиновый пироксенит	36	0,0023-0,0048		0,0033	0,007	47,00
	Пироксенит	43	0,0014-0,0090		0,0050	0,002	39,63

дается из первичных минералов.

Содержание скандия в гипербазитах тесно связано с количественным соотношением в них породообразующих минералов, различающихся содержанием скандия. С увеличением в породе количества диопсида содержание скандия возрастает.

Т и т а в относится к одному из ведущих элементов габброидов и в тех или иных количествах наблюдается в гипербазитах.

Гипербазиты - низкотитанисты. Среднее содержание титана в ультраосновных породах по А.П.Виноградову (1962) 0,003 %. По данным М.А.Кашкая (1947) в гипербазилах Малого Кавказа титан почти отсутствует. Содержание TiO_2 в гипербазилах характеризуется не только низким уровнем (табл.23), но и неравномерным его распределением. По данным наших определений минимальное содержание титана относится к дунитам (0,006 %). В пироксеновых дунитах и перидотитах содержание его выше, а в пироксенитах достигает своего максимума - 0,122%, то есть с уменьшением магнезиальности пород титан подобно ванадию склонен к увеличению в породе. Это еще нагляднее видно на распределении титана в разновидностях перидотитов и пироксенитов (табл.24). Увеличение содержания титана идет от гарцбургитов к верлитам и от энстатититов к диопсидитам.

Распределение титана в породообразующих минералах гипербазитов отражается на неравномерном распределении титана в главных видах, а также разновидностях гипербазитов.

Установлена положительная корреляционная связь между содержаниями TiO_2 и V_2O_5 (0,89), а также для пар $Si - Ti$ (0,77), $Al - Ti$ (0,62), $Fe^{2+} - Ti$ (0,30).

Изучение поведения титана при процессе серпентинизации показало, что при серпентинизации гипербазитов Малого Кавказа происходит перераспределение и частичный вынос титана. Об этом свидетельствуют низкие содержания TiO_2 в серпентинитах по сравнению с содержанием в неизмененных гипербазилах (0,026 % и 0,058 % соответственно). Аналогичную картину показал и Г.В.Пинус (1966) для альпийских гипербазитов юга Сибири и А.Б.Фомин (1979).

В магматическом процессе титан тесно связан с железом. Наиболее четко эта зависимость выражена для пород габбро-перидотитовой формации. В гипербазилах, где железистость характеризуется значительным колебанием и низкими содержаниями титана, эта зависимость выражена не так четко.

При петрологических исследованиях важное значение имеют величины отношений $Ti \cdot 10^2 / \sum Fe$, которые закономерно изменяются в генетически связанных разновидностях пород и имеют различные значения (Абрамович, Вискоостровская, 1964; Палацкая, 1971). В гипербазилах эти отношения имеют более низкие значения - от 0,08 до 1,35.

В а н а д и й проявляет свойства типичного рассеянного элемента. Среднее содержание ванадия в ультраосновных породах по А.П.

Т а б л и ц а 24

Статистические параметры распределения элементов группы железа в разновидностях главных видов гипербазитов

Элементы	Разновидность	Кол-во проб	$\chi_{\max} - \chi_{\min}$	\bar{X}	S	V, %
1	2	3	4	5	6	7
Sc_2O_3	Гарцбургит	79	0,0015-0,0021	0,0018	0,0002	8,82
	Лерцолит	45	0,0018-0,0034	0,0025	0,0004	15,04
	Верлит	26	0,0030-0,0060	0,0047	0,0007	15,15
TiO_2	Гарцбургит	79	0,030 -0,052	0,040	0,0056	14,09
	Лерцолит	45	0,036 -0,050	0,043	0,0025	5,77
	Верлит	26	0,079 -0,097	0,090	0,0046	5,19
V_2O_5	Гарцбургит	79	0,025 -0,036	0,030	0,0028	9,27
	Лерцолит	45	0,032 -0,050	0,039	0,0053	13,37
	Верлит	26	0,066 -0,090	0,080	0,0056	7,02
Cr_2O_3	Гарцбургит	79	0,10 -0,40	0,21	0,06	30,33
	Лерцолит	45	0,14 -0,56	0,29	0,09	33,76
	Верлит	26	0,22 -0,36	0,31	0,03	9,56
MnO	Гарцбургит	79	0,06 -0,20	0,13	0,03	25,62
	Лерцолит	45	0,06 -0,24	0,14	0,04	31,66
	Верлит	26	0,11 -0,23	0,18	0,03	16,08
NiO	Гарцбургит	79	0,20 -0,52	0,36	0,07	21,64
	Лерцолит	45	0,16 -0,37	0,29	0,04	14,52
	Верлит	26	0,07 -0,12	0,09	0,01	13,00
CoO	Гарцбургит	79	0,007 -0,035	0,026	0,006	24,68
	Лерцолит	45	0,014 -0,028	0,021	0,003	14,39
	Верлит	26	0,010 -0,017	0,012	0,002	16,67
CuO	Гарцбургит	79	0,0012-0,0047	0,0030	0,0009	29,00
	Лерцолит	45	0,0012-0,0054	0,0028	0,0009	33,04
	Верлит	26	0,0021-0,0054	0,0037	0,0007	19,12

1	2	3	4	5	6	7	
		П и р о к с е н и т					
Sc ₂ O ₃	Энстатитит	I4	0,0023-0,0098	0,0065	0,003	28,62	
	Вебстерит	I7	0,0100-0,0140	0,0121	0,005	36,90	
	Диопсидит	I2	0,0140-0,0235	0,0178	0,009	44,67	
TiO ₂	Энстатитит	I4	0,036 -0,098	0,066	0,014	32,70	
	Вебстерит	I7	0,100 -0,152	0,121	0,050	40,30	
	Диопсидит	I2	0,156 -0,220	0,188	0,090	30,80	
V ₂ O ₅	Энстатитит	I4	0,043 -0,063	0,054	0,009	8,31	
	Вебстерит	I7	0,064 -0,078	0,071	0,008	13,00	
	Диопсидит	I2	0,078 -0,096	0,087	0,006	7,24	
Cr ₂ O ₃	Энстатитит	I4	0,20 -0,29	0,24	0,08	30,30	
	Вебстерит	I7	0,30 -0,35	0,33	0,07	25,10	
	Диопсидит	I2	0,35 -0,55	0,42	0,11	29,06	
MnO	Энстатитит	I4	0,12 -0,15	0,13	0,03	19,27	
	Вебстерит	I7	0,15 -0,16	0,16	0,01	21,40	
	Диопсидит	I2	0,16 -0,18	0,18	0,02	11,60	
NiO	Энстатитит	I4	0,11 -0,13	0,12	0,03	30,50	
	Вебстерит	I7	0,009 -0,11	0,10	0,01	19,76	
	Диопсидит	I2	0,05 -0,09	0,07	0,02	7,85	
CoO	Энстатитит	I4	0,020 -0,029	0,023	0,007	29,63	
	Вебстерит	I7	0,017 -0,019	0,018	0,003	21,80	
	Диопсидит	I2	0,013 -0,017	0,015	0,002	14,03	
CuO	Энстатитит	I4	0,0014-0,0074	0,0045	0,0013	31,05	
	Вебстерит	I7	0,0040-0,0063	0,0050	0,001	19,00	
	Диопсидит	I2	0,0016-0,0090	0,0054	0,0016	29,00	

Винограду (1962) 0,004 %. Ванадий неравномерно распределен в различных видах гипербазитов (табл.23). Минимальное содержание пятиокси ванадия наблюдается в пироксеновых дунитах - 0,026 %, максимальное в пироксенитах - 0,070 %, перидотиты занимают промежуточное положение. В дунитах содержание ванадия ниже чувствительности методики определения.

Неравномерность в распределении ванадия: видна и в разнообразных главных видах, от гарцбургитов к верлитам и от энстатитов к диопсидитам наблюдается увеличение содержания ванадия (табл.24), то есть с уменьшением магнезиальности пород содержание ванадия увеличивается.

Геохимические исследования (Борисенко, 1966) показали, что в процессе серпентинизации изменение в содержании элементов не происходит, что подтверждается нашими данными.

Для ванадия характерна отрицательная связь с магнием ($R_{V-Mg} = -0,67$) и положительная с окисным и закисным железом - ($R_{V-Fe} = +0,33$).

Хром относится к ведущим элементам гипербазитов и распределение его является одним из показателей формационной принадлежности ультраосновных пород (Малахов, 1966; Соболев и др., 1970; Лутц, 1975).

Среди магматических образований гипербазиты обладают наибольшим количеством хрома. И.А.Малахов (1969) для малодифференцированных и хромитосных гипербазитов Урала приводит следующие данные - дуниты 0,43 %, гарцбургиты - 0,46 %. Л.Ф.Борисенко (1966) также приводит данные для Урала - в диаллагите, оливинном пироксените, верлите, оливините Гусевогорского массива содержится соответственно: 0,0145 %, 0,216 %, 0,160% и 0,063 % Cr_2O_3 .

Дунитам гипербазитов исследуемого региона свойственно наиболее высокое содержание хрома (табл.23); он находится в этих горных породах исключительно в виде хромита (Баба-Заде, 1967). Неравномерное распределение акцессорной вкрапленности хромита - причина относительно больших колебаний содержаний хрома в дунитах (0,28 - 0,83 %). Низкое содержание хрома в перидотитах 0,25 % объясняется тем, что в них почти не присутствуют вкрапленные хромшпинелиды. Оливинные пироксениты и пироксениты содержат почти одинаковые количества 0,32 и 0,33 % Cr_2O_3 . В пироксенитах хром присутствует в виде изоморфной примеси в пироксенах.

Разновидности главных видов гипербазитов имеют различное содержание хрома (табл.24). Повышенные содержания трехоксида хрома наблюдаются в верлитах, несколько меньше его концентрация в лердолитах и гарцбургитах. Подобная картина в распределении хрома наблюдается и в пироксенитах; по степени убывания средних содержаний трехоксида хрома их можно выстроить в следующий ряд: диопсидиты - вебстериты - энстатиты.

Распределение хрома закономерно зависит от магнезиальности

пород. Такая зависимость содержаний хрома от магнезиальности описана А.А.Ефимовым и др.(1963), Н.Д.Соболевым и др.(1970), А.Б.Фоминим и др.(1971). Обусловлена она геохимическими особенностями поведения хрома в магматическом процессе, стремлением выделяться на начальных этапах кристаллизации и концентрироваться в наиболее магнезиальных расплавах.

Существует обратная зависимость между содержанием хрома и железа, которая находит свое отражение в коррелятивных связях между ними. Хром имеет четко выраженную коррелятивную связь с магнием и отрицательную с железом: R_{Cr-Mg} в дунитах и перидотитах соответственно равны 0,40 и 0,49; а R_{Cr-Fe} равны -0,54 и -0,48.

Одним из важных вопросов геохимии является изучение поведения хрома при процессе серпентинизации. Перидотиты и серпентиниты характеризуются одинаковыми концентрациями трехоксида хрома - 0,25%. Это свидетельствует о том, что процесс серпентинизации не сопровождается выносом хрома. Сохранение химического состава и содержаний хрома при серпентинизации отмечают Д.С.Штейнберг (1960) и И.И.Здельштейн (1968).

Марганец в отличие от других элементов, в том числе и элементов группы железа, во всех главных видах интрузивных пород содержится почти в одинаковых или близких количествах. Среднее содержание марганца в горных породах варьирует от 0,02% в ультракислых породах гранитных формаций до 0,18% в породах ультраосновного состава. Среднее содержание марганца в ультраосновных породах по А.П. Виноградову (1962) - 0,15%.

Распределение марганца в главных видах и их разновидностях дано в таблицах 23 и 24. Как видно из табл.23, содержание марганца во всех видах изменяется в небольших пределах. Среднее содержание марганца во всех главных видах гипербазитов почти одинаковое, чуть повышаясь в оливиновых пироксенитах и пироксенитах.

В распределении закиси марганца в разновидностях гипербазитов наблюдается следующее: идет увеличение среднего содержания в ряду гарцбургит - верлит и энстатитит - диопсидит, то есть содержание закиси марганца изменяется в зависимости от соотношения пироксенов.

Это подтверждает ранее установленное положение (Goldschmidt, 1937; Rankama, Sahama, 1950) об обогащении марганцем более поздних магматических и послемагматических продуктов кристаллизации.

Еще в 1936 г. Отто, а позднее Т.Г.Сахамой (1952) было обращено внимание на отношение закиси марганца к закиси железа и установ-

лено, что это отношение изменяется в узких пределах и представляет довольно устойчивую величину. По Фогту (Vogt, 1931) в изверженных породах отношение MnO / FeO колеблется от 0,01 для ультраосновных пород до 0,1 - для кислых.

Аналогичные подсчеты отношений марганца и железа были выполнены для гипербазитов Малого Кавказа (Зульфугарлы и др., 1969). Отношение содержаний марганца к железу в гипербазитах Малого Кавказа весьма близко к отношениям, установленным Отто для габбро, диоритов и гранитов, и изменяется в пределах от 0,014 до 0,018.

Коэффициент ранговой корреляции $R_{Mn-Fe} = +0,73$ еще более наглядно и убедительно подтверждает положение о связи между двухвалентными марганцем и железом в гипербазитах.

Сравнение средних содержаний марганца в гипербазитах Малого Кавказа с другими регионами указывает на их достаточную близость. В целом среднее содержание закиси марганца составляет 0,11 %, что согласуется с данными для Урала (Малахов, 1966), но меньше по сравнению с данными А.П.Виноградова (1962) - 0,15 %.

Н и к е л ь, так же как и хром, является ведущим элементом гипербазитов, которые отличаются повышенным его содержанием. Среднее содержание никеля в ультраосновных породах по А.П.Виноградову (1962) - 0,26 %, по Фогту (Vogt, 1923) в перидотитах содержится 0,14 % и в пироксенитах - 0,08 %.

Наиболее высокие содержания никеля характерны для дунитов - 0,42 %, а низкие для пироксенитов - 0,10 % (табл.23).

Разновидности главных видов гипербазитов также различаются по содержанию никеля (табл.24). Уменьшение содержания никеля в разновидностях перидотитов идет от гарцбургита, где его содержание 0,36%, к верлиту со средним содержанием никеля - 0,10 %. Лерцолиты занимают промежуточное положение. Содержание никеля в них составляет 0,28 %.

В разновидностях пироксенитов наблюдается такая же картина распределения никеля, то есть уменьшение содержания его идет от энстатитов (0,12 %) через вебстериты (0,10 %) к диосидиту, где наблюдается минимальное его содержание - 0,07 %.

О поведении никеля в процессе серпентинизации существуют различные мнения. По А.Г.Бетехтину (1953) никель остается в продуктах замещения, так же как и в перичных породах. Сохранение содержания никеля в процессе серпентинизации ультрабазитов отмечается в работах И.И.Здельштейна (1960), Г.В.Пинуса и др. (1966), А.Б.Фомина

(1979) и других исследователей.

Исследования З.Б.Абдуллаева (1967) приводят к выводу, что при серпентинизации малокавказских гипербазитов содержание никеля увеличивается, то есть происходит привнос никеля. Случай привноса никеля в процессе серпентинизации подтверждается и И.А.Малаховым (1966).

На примере гипербазитовых массивов Саяно-Байкальской области О.М.Глазунов (1981) подчеркивает заметное обеднение серпентинизированных пород никелем по сравнению с их неизмененными аналогами. Факт увеличения содержания никеля в процессе серпентинизации он приводит для габбро-пироксенитовой формации, где может происходить не только перераспределение, но и переход никеля из силикатной в сульфидную форму и дальнейшее концентрирование последних.

Причину высвобождения никеля М.И.Грудинин, Ф.Л.Летников (1969) объясняет термодинамическими свойствами магниевых силикатов. Низкий изобарный потенциал гидросиликата никеля 783,8 ккал/моль по отношению к силикату магния 934 ккал/моль приводит к тому, что магний остается в решетке силиката, а никель выносятся.

Основная часть никеля в гипербазитах находится в силикатной форме и изоморфно замещает магний. Дефицит серы в гипербазитах не может привести к образованию сульфидной формы.

Дальнейшие детальные исследования малокавказских гипербазитов показали, что при серпентинизации их происходит лишь перераспределение никеля во вновь образованном серпентине.

Содержание никеля и железа в ультраосновных породах связано обратной зависимостью (Vogt, 1923; Goldschmidt, 1954). Такая зависимость характерна и для исследованных гипербазитов. По данным общей корреляции никель связан положительно с магнием ($R_{Ni-Mg} = 0,92$) и отрицательно - с FeO^1 ($R_{Ni-Fe} = -0,27$).

Отношение Ni/Co , служащее показателем процессов дифференциации в гипербазитах (Когарко, 1974), в ряду дунит - пироксенит равно соответственно 11,6 - 13,1 - 5,2.

К о б а л ь т. Максимальная концентрация кобальта содержится в ультраосновных породах (Goldschmidt, 1954; Виноградов, 1962). Средние содержания этого элемента в ультраосновных породах по различным авторам колеблется в небольших пределах 0,015-0,020 % (Turkian and Wedepohl, 1961; Малахов, 1966).

Гипербазиты отличаются более или менее выдержанным содержанием (табл.23). Максимальное содержание кобальта наблюдается в дунит-

тах 0,036 %, в перидотитах - 0,022 % и в пироксенитах - 0,019 %.

Средние содержания кобальта в главных видах гипербазитов близки к кларковым содержаниям и отличаются от уральских, где его содержание низкое - 0,014-0,017 % (Малахов, 1966).

Разновидности гипербазитов различаются по содержанию кобальта (табл.24). Содержание его уменьшается от гарцбургитов к верлитам и от энстатитов к диопсидитам. Объясняется это поведением кобальта в магматическом процессе. Как и никель, кобальт тесно связан с магнием $R_{Co-Mg} = 0,67$, с железом - связь отрицательная и незначима $R_{Co-FeO} = - 0,22$.

Кобальт не образует какую-либо заметную концентрацию в гипербазитах из-за низких концентраций серы в материнской магме.

М е д ь в периодической системе "замыкает" элементы группы железа и поэтому в магматическом процессе проявляет близкое поведение к этим элементам. Одной из главных геохимических характеристик меди является ее преимущественное накопление в габброидах. Это подтверждается работами Э.Б.Санделла и С.С.Голдича (Sandell, Goldich, 1943). Среднее содержание меди в ультраосновных породах по А.П.Виноградову (1962) - 0,002 %.

Гипербазиты Малого Кавказа характеризуются неравномерным содержанием меди (табл.23). Максимальные содержания меди наблюдаются в дунитах 0,006 % и пироксенитах - 0,005 %. Перидотиты отличаются более низким содержанием элемента - 0,003 %.

В разновидностях перидотитов содержание меди увеличивается от гарцбургитов к верлитам, а разновидности пироксенитов по содержанию меди не различаются (табл.24).

В процессе серпентинизации гипербазитов не происходит ни выноса, ни приноса меди. Это согласуется с данными А.Б.Фомина (1979) и А.Н.Сутурина (1978).

4.2. Щелочные элементы

Содержание щелочных элементов в отторженцах мантии привлекает особое внимание, так как резкое обогащение земной коры щелочами по сравнению с дунитами и перидотитами, слагающими верхнюю мантию - характерная особенность процесса образования внешней оболочки Земли. Пониманию этого процесса, вероятно, могут помочь данные по изучению распределения наряду с натрием и калием, редких щелочей, а также соотношение геохимически близких калия и рубидия в земной

коре и мантии.

Для гипербазитов этих сведений еще недостаточно. Имеющиеся ограниченные сведения с содержанием щелочей основаны на данных общих анализов. Такие сведения имеются по Уралу. По данным И.А.Малахова (1966) среднее содержание окисей натрия и калия для ультрабазитов Урала составляет соответственно 0,13 и 0,043 %, что в шесть раз меньше средних данных по А.П.Виноградову (1962).

Подобно гипербазитам других складчатых зон, для азербайджанских характерно также низкое содержание щелочей. Минимальное содержание окиси натрия наблюдается в дунитах и серпентинитах, образовавшихся за счет дунитов и перидотитов - 0,06 и 0,09 %. Относительно высокое среднее содержание наблюдается в перидотитах - 0,22 % и оливиновых пироксенитах - 0,27 %. В целом, для гипербазитов установлено среднее содержание окиси натрия - 0,13 %.

Содержание калия еще более незначительно, чем натрия, но он распределяется почти равномерно. Среднее его содержание во всех главных видах одинаково и равно 0,06 %.

Данные по содержанию щелочей в гипербазитах Малого Кавказа показывают, что они резко снижены по сравнению с кларковыми, приводимыми Нокколдсом и др. (1958) и А.П.Виноградовым (1962).

Щелочи играют важную роль в процессах образования, дифференциации и кристаллизации гипербазитовых магм. Как показали эксперименты (Seifert, Schreier, 1968), даже небольшие количества щелочей резко снижают температуру плавления гипербазитовых магм. Однако структурное положение щелочей в гипербазитах остается недостаточно ясным.

С целью решения вопросов, связанных с фоновым составом щелочей в гипербазитах, Л.П.Фроловой и др. (1973) была проведена работа по выщелачиванию бидистиллятом воды натрия и калия из пород и минералов. Концентрации натрия и калия в минералах имеют тот же порядок, что и в горных породах. В оливине содержится 0,04 % натрия и 0,05 % калия, в серпентине соответственно 0,02 % и 0,02 %, в хромшпинелидах - 0,01 и 0,06 %. Наибольшее количество щелочей уходит в раствор уже в первый час опыта. Характер выщелачивания натрия и калия в различных минералах одинаков, как в отношении времени выщелачивания, так и количества экстрагированных щелочей. Это обусловлено существованием в различных минералах и породах одной и той же абсорбированной формы нахождения щелочей. Общее количество удаленных водой щелочей составляет около 10 % от абсолютного

их содержания.

Следовательно, наряду с абсорбированной формой в составе минералов гипербазитов присутствует другая, более устойчивая к выщелачиванию форма вхождения натрия и калия.

Впервые найденные О.М.Глазуновым и др. (1971) в гипербазитах силикаты калия и натрия, парагенные оливину и энстатиту, указывают на участие щелочей в составе летучей составляющей ультраосновного расплава.

Л и т и й и р у б и д и й. Среди магматических образований гипербазиты являются наименее изученными на литий. В литературе нет сведений о распределении его в главных видах и разновидностях гипербазитов. Имеются данные лишь о среднем содержании лития в гипербазитах в целом. Поэтому проведенные детальные исследования в гипербазитах Малого Кавказа могут представить определенный интерес.

Хотя литий относится к числу наиболее широко распространенных редких элементов (кларк лития в земной коре по данным А.П.Виноградова (1962) составляет 0,0032 %), в гипербазитах его содержание незначительно. Увеличение содержания лития от ультраосновных к кислым породам некоторыми исследователями объясняется уменьшением его геохимических аналогов — магния и железа.

В природе литий встречается как в рассеянном, так и в концентрированном состоянии. Но все же, в основном, он рассеян в темнокристаллических минералах. В этом отношении наиболее характерными являются гипербазиты, где весь литий рассеян в породообразующих минералах и поэтому его поведение контролируется количественным соотношением последних.

По данным А.П.Виноградова (1962) среднее содержание лития в гипербазитах составляет 0,00005 %. По наиболее достоверным данным Л.Ф.Борсенко (1966) в гипербазитах Урала литий распределяется следующим образом: пироксениты — 0,00046 %, перидотиты — 0,0002 и дуниты — 0,0001 %. Столь близкие содержания лития в главных видах гипербазитов он объясняет почти одинаковым содержанием элемента в породообразующих минералах, а незначительное же количество в целом в гипербазитах, обеднением перидотитовой магмы данным элементом.

Полученные данные о распределении лития в главных видах гипербазитов Малого Кавказа сведены в табл.25. Из таблицы следует, что литий распределен неравномерно. Наименьшее его количество обнаружено в дунитах и пироксеновых дунитах, а наибольшее в перидотитах и оливиновых пироксенитах. Пироксениты содержат относительно

Т а б л и ц а 25

Распределение Na, K и Li в главных видах гипербазитов, вес. %

Порода	Кол-во проб	Na ₂ O		K ₂ O		Li ₂ O	
		пределы	среднее	пределы	среднее	пределы	среднее
Дунит	8	0,05 - 0,08	0,06	0,05 - 0,11	0,06	н/о-0,0005	0,00012
Пироксеновый дунит	18	0,04 - 0,16	0,09	0,04 - 0,11	0,06	н/о-0,00092	0,00024
Перидотит	62	0,05 - 0,50	0,15	0,03 - 0,22	0,07	н/о-0,00170	0,00075
Оливиновый пироксенит	6	0,12 - 0,43	0,27	0,05 - 0,08	0,06	0,00028-0,0020	0,00088
Пироксенит	13	0,05 - 0,15	0,09	0,04 - 0,08	0,06	н/о-0,0012	0,00047

мало лития.

В табл.26 приведены данные значений лития в разномидностях перидотитов и образовавшихся за их счет серпентинитах. Можно заключить, что относительно ромбических широксенов моноклинные обогащены литием. Отсюда можно прийти к выводу, что одним из контролирующих факторов поведения лития в гипербазитах является минеральный состав горных пород.

Простое сопоставление содержания лития в разномидностях перидотитов с серпентинитами, образовавшимися за их счет, показывает, что последние несколько обеднены литием. Это не подтверждает мнение некоторых исследователей о том, что при процессе серпентинизации литий привносится. Возможно, что процесс серпентинизации содействует местному обогащению лития в отдельных участках, например, вблизи тектонических нарушений, по которым циркулировали гидротермальные растворы. Однако в широком масштабе привнос лития при серпентинизации не имеет места.

Это обстоятельство ставит под сомнение мнение о том, что серпентинизирующие растворы являются продуктом кислых пород.

Сравнительная характеристика содержаний лития в гипербазитах Малого Кавказа и Урала показывает, что они укладываются в небольших пределах, а по сравнению с породами включений, альпинотипные дуниты и перидотиты характеризуются значительно более низкими содержаниями лития, рубидия и обратными отношениями этих элементов, а именно некоторым преобладанием лития над рубидием. Аналогичная картина и для перидотитов океанического дна.

О распределении рубидия имеются еще более скудные и незначительные данные. По А.П.Виноградову (1962) среднее содержание его составляет 0,0002 %, а по данным Л.Ф.Борисенко (1966) на один порядок больше - 0,002 %.

Вообще, повышенные содержания лития и рубидия, полученные Л.Ф.Борисенко для Урала объясняется тем, что его образцы взяты из гипербазитов платиноносного пояса, что генетически отличает их от гипербазитов перидотитового пояса.

Надо отметить, что выполненные нами исследования показали отсутствие рубидия во всех главных видах гипербазитов. Он отмечен в одной единственной пробе (лиственит из контакта с серпентинитом) в количестве - 0,048 %. Характерно, что в указанной пробе количество калия и натрия также высокое (соответственно K_2O - 0,48 %, Na_2O - 0,20 %). Причину такого высокого содержания рубидия уста-

Т а б л и ц а 26

Распределение Na, K и Li в разновидностях перидотитов, вес.%

Разновидность	Кол-во проб	Na ₂ O		K ₂ O		Li ₂ O	
		предел	среднее	предел	среднее	предел	среднее
Гарцбургит	6	0,08-0,22	0,12	0,04-0,12	0,06	0,0022 -0,0017	0,0006
Серпентинит по гарцбургиту	15	0,07-0,13	0,09	0,03-0,11	0,08	н/о -0,00082	0,0002
Лерцолит	9	0,08-0,49	0,18	0,04-0,07	0,05	0,00020-0,0014	0,00061
Серпентинит по лерцолиту	15	0,05-0,19	0,09	0,06-0,12	0,07	н/о -0,0018	0,00027
Верлит	14	0,05-0,50	0,26	0,06-0,22	0,10	0,00021-0,0023	0,0014
Серпентинит по верлиту	3	0,10-0,16	0,14	0,06-0,08	0,07	0,00048-0,0022	0,0014

новить еще не удалось. Однако, нет сомнения, что в этом основную роль сыграл гидротермальный привнос в лиственит.

Низкие концентрации калия в перичной магме и соответственно в породах не создавали возможностей накопления тесно связанного с калием рубидия. Альпийские гипербазиты сформировались при участии магматического процесса. В этом случае идет перераспределение лития и рубидия согласно их геохимическим особенностям. Известная геохимическая связь лития с магнием, железом обуславливает для него большие возможности относительно рубидия остаться в гипербазитах. Формирование в этом процессе гипербазитов приводит к их обеднению, по сравнению с гипербазитами включений, щелочами.

4.3. Другие редкие элементы

Ц и н к и с в и н е ц . О распределении цинка в гипербазитах имеются весьма скудные сведения. По данным А.П.Виноградова (1962) кларк цинка для гипербазитов в целом составляет 0,005 %.

В табл.27 даны пределы и средние содержания цинка в гипербазитах Малого Кавказа.

Т а б л и ц а 27

Распределение цинка в главных видах гипербазитов
Малого Кавказа

Порода	Кол-во проб	MgO, %	FeO, %	Содержание цинка, %	
				пределы	среднее
Дунит	8	41,25	3,03	0,001 - 0,0025	0,0050
Пироксеновый дунит	18	40,33	3,50	0,003 - 0,45	0,0140
Перидотит	21	32,95	4,73	0,0012 - 0,078	0,0110
Серпентинит	36	35,74	3,23	0,0015 - 0,045	0,0100
Пироксенит	13	22,16	5,68	0,0020 - 0,0175	0,0088

Среди главных видов гипербазитов дуниты отличаются наименьшим содержанием (0,005 %) цинка. Пределы содержания в них цинка варьируют в очень узком интервале. Перидотиты и серпентиниты содержат почти одинаковое количество цинка (соответственно 0,0110 и 0,01%). Но пределы его содержания в перидотитах изменяются в широком интервале, доходя до 0,078 %. В пироксенитах цинк присутствует в меньших количествах, чем в перидотитах. Среднее его содержание равно 0,0088%.

Как указано (Герасимовский, 1960), в изверженных горных поро-

дах кислого состава цинк имеет близкую геохимическую историю с магнием и двухвалентным железом, которые он изоморфно замещает в некоторых минералах.

В табл.27 сведены также средние значения содержаний окиси магния и закиси железа, откуда следует, что увеличение содержания цинка в них почти согласуется с повышением количества закиси железа. А между содержаниями магния и цинка обнаруживается обратная пропорциональная зависимость (в дунитах, где содержится максимум количества магния, количество цинка доходит до минимума). Отсюда следует, что в гипербазитах цинк имеет близкий характер распределения с закисью железа, нежели с магнием.

Среднее содержание цинка в целом для гипербазитов Малого Кавказа составляет 0,010 %, что в два раза больше его кларка в этих породах по А.П.Виноградову (1962).

Помимо цинка во всех образцах исследовано распределение свинца. Свинец присутствует только в незначительных количествах проб и обнаруживает минимальное его содержание 0,001 %.

Г а л л и й. Среди главных видов гипербазитов Малого Кавказа наименьшее количество галлия обнаружено в дунитах, а наибольшее в пироксенитах (табл.28). Перидотиты и серпентиниты занимают промежуточное положение. Подобное распределение наблюдается и для алюминия.

Для выяснения взаимосвязи между галлием и алюминием в этой же таблице приводятся их соотношения в главных видах горных пород. Отношение галлия к алюминию меняется в очень узком интервале (1,1 - 2,3). Это указывает на то, что с увеличением количества алюминия в горных породах содержание галлия также повышается.

Т а б л и ц а 28

Распределение галлия и алюминия в главных видах гипербазитов

Порода	Кол-во проб	$Ga_2O_3, n \cdot 10^{-4} \%$		$Al_2O_3, \%$		Al/Ga
		пределы	среднее	пределы	среднее	
Дунит	8	2,0-3,0	2,6	0,9 -1,66	1,10	2,3
Перидотит	20	2,5-7,0	4,2	1,36-2,76	1,91	2,2
Серпентинит	27	1,7-5,0	3,4	0,40-2,11	1,36	2,4
Оливиновый пироксенит	6	3,0-7,0	4,4	1,13-3,49	2,30	1,9
Пироксенит	13	3,0-10,0	4,8	1,70-8,0	4,70	1,0

Согласно Л.А.Борисенко (1971) основными носителями галлия в ультраосновных породах являются пироксены и амфиболы. По данным автора наибольшее его содержание отмечено в рудных минералах - хромитах и магнетитах, наименьшее в оливине. Таким образом, основная масса галлия сосредоточена в первых выделениях минералов, хотя содержание в них невелико, однако концентрируется галлий в более поздних минералах. Максимальным содержанием галлия характеризуются хромшпинелиды, магнетит и титаномagnetит, которые выделяются при кристаллизационной дифференциации из последних порций расплава, что способствует накоплению в них галлия. Кроме того, по-видимому, сказывается энергетическая выгодность вхождения галлия в структуру шпинели и возможность изоморфного замещения галлием Fe^{3+} . Однако изучение корреляционной связи содержаний Ga и Al_2O_3 , Fe_2O_3 и Cr_2O_3 показало, что прямая связь наблюдается у галлия лишь с Al_2O_3 , а с Fe_2O_3 и Cr_2O_3 - обратная.

Прямая коррелятивная связь между галлием и алюминием ($R_{Ga-Al} = 0,65$) установлена и для гипербазитов Малого Кавказа.

По содержанию галлия разновидности перидотитов не различаются. Из числа пироксенитов наибольшее количество галлия оказалось в диопсидитах. Энстатиты и вебстериты содержат почти одинаковое количество этого элемента.

Среднее содержание галлия в гипербазитах Малого Кавказа составляет $3,9 \cdot 10^{-4} \%$, что согласуется с данными А.П.Виноградова (1962) о содержании галлия в ультраосновных породах - $0,0004 \%$.

Б о р . По данным А.П.Виноградова (1962) ультраосновные породы среди других видов интрузивных пород характеризуются наибольшими содержаниями $0,0001 \%$ бора.

Л.Ф.Борисенко (1966) для гипербазитов платиноносного пояса показал, что содержание бора в дуните не превышает $0,0005 \%$, а в пироксените $0,0004 \%$. В серпентините содержание бора больше (до $0,003 \%$). В диопсиде из пироксенита содержится $0,0001 \%$ бора. Этот автор считает, что гипербазиты, измененные в результате серпентинизации, характеризуются повышенными содержаниями бора, особенно серпентиниты, образовавшиеся за счет перидотита. Кроме того, и серпентин, образовавшийся в более поздних стадиях, содержит большее количество бора.

По определениям В.В.Мальникова (1957) содержание бора в дуните $0,000n \%$, а в пироксените $0,00n - 0,000n \%$.

В.Л.Барсуков (1961) приводит следующие данные содержания бора в главных видах гипербазитов: дуниты - 0,0001 %, перидотиты - 0,0005-0,001 % и широксениты 0,001-0,002 %. Он также считает, что серпентинизированные породы содержат значительно большее количество бора - 0,012 %. Помимо того, автор замечает, что содержание бора в ультраосновных породах растет по мере увеличения степени их серпентинизации, то есть в процессе серпентинизации ультраосновных пород происходит дополнительный привнос и накопление бора, возможно за счет более глубоких горизонтов тех же ультраосновных пород.

Еще ранее повышенная бороносность серпентинитов была установлена Сахама (1952) для горных пород Финской Лапландии (0,001-0,1%). Он считает, что бор накапливался в водном растворе, образующемся при кристаллизации оливина и впоследствии при автометаморфизме, и вошел в решетку серпентина.

Сведения о содержании бора в Алтае-Саянской складчатой области приводятся в работе Г.В.Пинуса (1958). По данным автора в 73 % анализов (из 170 проб) бор присутствует в количестве, меньшем 0,001 %. Однако в 10 % проб количество бора колеблется в пределах 0,01-0,1%.

Весьма интересные данные приводятся в работе А.С.Варлакова и М.Ф.Жужговой (1964) для гипербазитов Оренбургской области. Хотя повышенная бороносность в зависимости от степени серпентинизации подтверждается данными автора, но они причиной этого явления считают другие факторы. В одних случаях повышенное содержание бора авторы связывают с тектоническими зонами среди серпентинитов, где проявляются наложенные гидротермальные процессы, а в других, причиной повышенной бороносности считают первичные горные породы - перидотиты. Дунитовые серпентиниты отличаются значительно более низкими содержаниями бора.

Распределение бора в гипербазитах Малого Кавказа отражено в табл.29. В таблице даются пределы и средние содержания бора по главным видам ультраосновных пород. Из проанализированных 14 проб дунитов, только в одной не обнаружено присутствие бора, что противоречит тому, что дуниты отличаются минимальным содержанием бора. Среднее его содержание составляет 0,0026 %. Обращает на себя внимание тот факт, что пробы, взятые вблизи хромитовых рудопроявлений, содержат большее количество бора (до 0,0052 %). А в пробах 97, 81 и 67, которые не имеют связи ни с каким месторождением, количество бора снижается до 0,0007 %.

Это дает нам основание предполагать, что повышенные количест-

Т а б л и ц а 29

Распределение бора в главных видах гипербазитов

Порода	Кол-во проб	Содержание бора, в %	
		пределы	среднее
Дунит	14 (13) ^X	н/с- 0,0052	0,0026 (0,0028) ^{XX}
Перидотит	21 (12)	н/с- 0,0300	0,0055 (0,0096)
Серпентинит	41 (27)	н/с- 0,0100	0,0014 (0,0021)
Оливиновый пироксенит	3	0,0016-0,022	0,0097
Пироксенит	13 (3)	н/с- 0,0028	0,0003 (0,0017)

^X - количество проб, в которых обнаружен бор;

^{XX} - среднееарифметическое содержание без учета нулевых содержаний.

ва бора в указанных дунитах в какой-то степени связаны с хромитовыми проявлениями.

В перидотитах почти в 50 % проб бор не обнаружен. Интересно, что в тех пробах, в которых обнаружен бор, его количество против серпентинитов не опускается ниже 0,0016 %. Пределы содержания бора в перидотитах варьирует в широком интервале, составляя максимально 0,03 %.

В оливиновых пироксенитах бор содержится в несколько большем количестве (0,0097 %), нежели в перидотитах.

Из проанализированных на бор 13 проб пироксенитов лишь в трех количество бора выше чувствительности его определения. В этих пробах содержание бора составляет: проба 27 - 0,0017 %, проба 28 - 0,0028 % и проба 164 - 0,0016 %. Необходимо отметить, что образцы 27 и 28 сильно серпентинизированы и весь энстатит превращен в бастит.

Поскольку бор в породообразующих минералах не определен, связь между бором и породообразующими минералами гипербазитов рассмотрены косвенным образом.

В табл.30 приводятся данные по содержанию бора в разновидностях перидотитов и пироксенитов. Как следует из таблицы, гарцбургиты, состоящие из оливина и ромбического пироксена, содержат максимальное количество бора (в среднем - 0,0170 %). А в верлитах (оливин + моноклиновый пироксен) содержится почти в четыре раза меньше бора (0,0037 %) относительно гарцбургитов. В мерцолитах, в

минеральном составе которых помимо оливина присутствуют как моно-клинные, так и ромбические пироксены, бор содержится еще в меньшем количестве (0,0013 %).

Т а б л и ц а 30

Распределение бора в разновидностях главных видов гипербазитов

Разновидность главных видов гипербазитов	Кол-во проб	Содержание бора, в %	
		пределы	среднее
П е р и д о т и т			
Гарцбургит	5(4)	н/о - 0,0300	0,0170 (0,0210)
Лерцолит	12(5)	н/о - 0,0070	0,0013 (0,0030)
Верлит	4(3)	н/о - 0,0074	0,0037 (0,0050)
П и р о к с е н и т			
Энстатит	7(3)	н/о - 0,0028	0,0008 (0,0017)
Вебстерит	7	н/о	-
Диопсидит	2	н/о	-

Из разновидностей пироксенитов бор обнаружен только в трех образцах (из семи) энстатита. В диопсидитах и вебстеритах количество бора меньше 0,0005 % (чувствительность методики).

Из всего сказанного можно заключить, что из породообразующих минералов гипербазитов энстатиты являются минералом-концентратором бора.

Следовательно, в перидотитовой магме, за счет которой образовались гипербазиты Малого Кавказа, бор содержится в ничтожном количестве.

В процессе кристаллизации весь бор концентрируется в перидотитах. При образовании пироксенитов остаточный расплав был обеднен бором, вследствие чего в этих горных породах он отсутствует. Это подтверждается также минимальным содержанием (0,0009 %) бора в габбро.

Как было сказано выше, многие исследователи считают, что при процессе серпентинизации бор привносится. Это не подтверждается данными исследований. Как видно из табл.29, среднее содержание бора в перидотитах несколько больше, чем в серпентинитах.

Фтор является составной частью магматических расплавов и вместе с хлором, серой, фосфором, бором, углеродом, азотом, парам. воды входит преимущественно в летучую фазу.

Часть фтора захватывается минералами, кристаллизующимися из расплавов, определяя тем самым первичную фтороносность магматических пород. Изучение ее позволяет судить о степени концентрации фтора в расплавах, давших как отдельные комплексы, так и типы магматических образований в целом. Значение средних содержаний фтора, определенные разными авторами для аналогичных типов магматических пород, в ряде случаев заметно расходятся. Наиболее достоверными являются данные А.П.Виноградова (1962), К.Турекьяна и К.Ведеполя (Turekian, Wedepohl, 1961) весьма близкие между собой и показывают, что соотношение средних концентраций фтора в магматических образованиях отражает общую закономерность, свидетельствующую о накоплении фтора только в гранитоидной серии и породах, обладающих повышенной щелочностью. Согласно анализам В.Каррена (1959) отмечается некоторое увеличение содержаний фтора в глубинных породах по сравнению с их эффузивными аналогами, что, вероятно, объясняется влиянием высоких давлений при кристаллизации пород, способствовавших более полному удержанию летучих в расплавах.

Породы ультраосновной группы отличаются наименьшим содержанием фтора по сравнению с другими магматическими образованиями. По данным А.П.Виноградова (1962), в ультраосновных породах содержится $1 \cdot 10^{-2}$ % фтора, по данным К.Турекьяна и К.Ведеполя (Turekian, Wedepohl, 1961) - $1 \cdot 10^{-1}$ %. Отмечается накопление фтора в остаточном расплаве при магматической кристаллизации и вхождение его в водные ферромагнезиальные силикаты, где фтор замещает кислород или гидроксил (Смит, 1968).

Геохимическая характеристика фтора в ультраосновных породах обстоятельно не изучена. В многочисленных сборниках химических анализов горных пород как отечественных, так и зарубежных, данных о содержании фтора в ультраосновных породах, как правило, нет. Имеются лишь единичные данные, и в тех редких случаях, когда определение производилось, он всегда отмечался в количестве одной-двух сотых долей процента.

Н.Д.Соболев и др. (1970) предприняли определение фтора в ультраосновных породах разных регионов СССР, относящихся к различным формационным типам. Исследованию подвергались ультраосновные породы гипермабазитовой, ультрафербазитовой и ультраальбазитовой

формаций. Авторы отмечают наличие фтора во всех генетических группах ультраосновных пород и их фациальных разновидностях.

Фтор присутствует во всех видах пород гипербазитов Малого Кавказа (табл. 31).

Т а б л и ц а 31
Распределение фтора в главных видах гипербазитов

Порода	Кол-во проб	Содержание фтора, в %	
		пределы	среднее
Дунит	12	0,005 - 0,037	0,015
Перидотит	18	0,005 - 0,035	0,020
Серпентинит	58	0,005 - 0,050	0,020
Оливиновый пироксенит	3	0,005 - 0,028	0,024
Пироксенит	13	0,005 - 0,040	0,020

В таблице приводятся пределы и средние содержания фтора в главных видах гипербазитов. Как следует из таблицы, минимальное содержание фтора во всех разновидностях соответствует 0,005 %, а максимальное - несколько различаются. Из близких содержаний фтора в главных видах гипербазитов можно сделать вывод, что фтор распределен в них равномерно. Относительно меньшее количество определено в дунитах - в среднем 0,015 %. Серпентиниты и перидотиты содержат почти одинаковое количество фтора (0,020 и 0,020 %). Среднее содержание фтора в пироксенитах составляет 0,020 %. Наиболее высокое содержание фтора наблюдается в оливиновых пироксенитах.

Если говорить о распределении фтора в разновидностях перидотитов и пироксенитов, то можно увидеть, что существенного различия в содержаниях фтора среди разновидностей пироксенитов нет (табл. 32). Все они содержат почти одинаковые количества фтора (энстатиты - 0,021 %, вебстериты - 0,019 % и диопсидиты - 0,020 %).

Среди разновидностей перидотитов гарцбургиты содержат наиболее высокое содержание фтора 0,024 %, лерцолиты - минимальное 0,016 %, занимая промежуточное положение между гарцбургитами и верлитами. В верлитах также содержится минимальное количество фтора 0,020 %. Это указывает на то, что содержание фтора в гипербазитах не зависит от минерального состава, то есть из породообразующих минералов ни один не является концентратором этого элемента. Поэтому и не видно различия в содержании фтора в главных видах гипербазитов.

Т а б л и ц а 32

Распределение фтора в разновидностях главных видов гипербазитов

Разновидность главных видов гипербазитов	Кол-во проб	Содержание фтора, в %	
		пределы	среднее
П е р и д о т и т			
Гарибургит	5	0,010 - 0,033	0,024
Лерпролит	10	0,005 - 0,035	0,016
Верлит	3	0,018 - 0,023	0,020
П и р о к с е н и т			
Энстатит	5	0,005 - 0,030	0,021
Вебстерит	6	0,015 - 0,040	0,019
Дюпсидит	2	0,010 - 0,030	0,020

В.М.Гольдшмидт (1954) отмечает, что фтор накапливается, в основном, в остаточных продуктах кристаллизации. Это подтверждается и данными В.И.Герасимовского (1960).

Однако, как показали исследования гипербазитов Малого Кавказа, указанная способность фтора не характерна для ультраосновных пород, то есть пироксениты содержат столько же фтора, сколько и перидотиты - 0,020 %.

С е р а, ф о с ф о р. О распределении этих элементов в ультраосновных породах имеются единичные данные. Так, по имеющимся литературным данным (Богачев и др., 1972) в оливинитах Кольского региона содержится 0,047 % P_2O_5 . По данным этих же авторов количество фосфора при метаморфизме возрастает.

Распределение фосфора и серы в гипербазитах Малого Кавказа дано в табл.33.

Как видно из табл.33, в гипербазитах Малого Кавказа содержится незначительное количество фосфора и серы. Содержание фосфора в главных видах колеблется в небольших пределах, минимальное его содержание определено в пироксенитах - 0,023 %, а максимальное - в перидотитах и серпентинитах - 0,040 и 0,045 % соответственно.

Максимальное содержание серы находится в дунитах - 0,083 %. Среди главных видов заметного различия в содержаниях серы не наблюдается. В них содержится примерно одинаковое количество серы, уменьшаясь в пироксенитах до 0,016 %.

Т а б л и ц а 33

Распределение фосфора и серы в главных видах
гипербазитов

Порода	Кол-во проб	Содержание P_2O_5 , %		Содержание SO_3 , %	
		пределы	среднее	пределы	среднее
Дунит	8	0,030-0,035	0,033	н/о -0,144	0,083
Пироксеновый дунит	19	0,038-0,040	0,039	0,020-0,048	0,033
Перидотит	32	0,021-0,060	0,040	н/о -0,041	0,023
Серпентинит	67	0,020-0,086	0,045	н/о -0,312	0,058
Оливиновый пироксенит	6	0,015-0,045	0,026	н/о -0,038	0,020
Пироксенит	13	0,020-0,027	0,023	0,009 0,027	0,016

Если проследить за распределением фосфора и серы в разновидностях главных видов гипербазитов (табл.34), то можно сказать, что среди разновидностей перидотитов содержание фосфора уменьшается от гарцбургитов к верлитам, а сера распределяется следующим образом.

Т а б л и ц а 34

Распределение фосфора и серы в разновидностях главных видов гипербазитов

Разновидность главных видов гипербазитов	Кол-во проб	Содержание P_2O_5 , %		Содержание SO_3 , %	
		пределы	среднее	пределы	среднее
П е р и д о т и т					
Гарцбургит	10	0,040 - 0,060	0,048	0,003 - 0,035	0,017
Лерцолит	10	0,021 - 0,050	0,040	0,010 - 0,041	0,027
Верлит	12	0,025 - 0,048	0,035	н/о - 0,034	0,027
П и р о к с е н и т					
Энстатит	5	0,020 - 0,026	0,022	0,010 - 0,020	0,013
Вебстерит		0,021 - 0,027	0,024	0,010 - 0,027	0,018
Дионсидит	2	0,020 - 0,023	0,021	0,009 - 0,027	0,018

Гарцбургиты содержат минимальное количество ее, в среднем 0,017 %, а лерцолиты и верлиты одинаковое и повышенное содержание - 0,027 %.

Энстатиты среди разновидностей пироксенитов обладают минимальным содержанием серы - 0,013 %, в вебстеритах и дионсидитах

содержание ее одинаковое, в среднем 0,018 %. По содержанию фосфора разновидности пироксенитов почти не различаются, с незаметным максимальным содержанием в вебстеритах - 0,024 %.

В серпентинитах количество серы возрастает, достигая 0,058 %, что свидетельствует об увеличении ее содержания в процессе метаморфизма. Полученные результаты согласуются с данными М.М.Лагрова (1971).

4.4. Редкие элементы в породообразующих минералах

Выявление закономерностей распределения редких элементов (Sc, Ti, V, Cr, Mn, Ni и Co) в породообразующих минералах гипербазитов позволяет судить о геохимических особенностях их при кристаллизации и выяснить некоторые петролого-геохимические аспекты эволюции ультраосновной магмы.

Определение элементов семейства железа было произведено в оливинах, энстатитах, диопсидах и серпентинах, выделенных из 22-х образцов различных видов и разновидностей гипербазитов. Характер распределения элементов между минералами гипербазитов показан в табл. 35, 36. Баланс распределения элементов семейства железа во всех полученных мономинеральных фракциях приведен в работе З.Б.Абдуллаева и др. (1984), а здесь дана табл. 37 характерного распределения элементов только в разновидностях перидотита.

Скандий и йттрий являясь характерным элементом пироксенитов различных формаций содержится во всех главных породообразующих минералах их, но его количество в этих минералах различно. Л.Ф.Борисенко (1966) приводит данные содержания скандия в минералах ультраосновных пород Гусевогорского массива Урала: в диопсиде - 0,009-0,022, в роговой обманке - 0,011-0,020, в оливине - 0,0003-0,0007, в титаномагнетите 0,0006-0,0052 %. Породообразующие минералы гипербазитовой формации обнаруживают минимальные содержания Sc_2O_3 . Содержание скандия в оливинах и ультраосновных пород обычно не превышает десятитысячных долей процента. Наиболее низкие концентрации скандия наблюдаются в оливине из дунитов и пироксенитов гипербазитовой формации - в среднем 0,00025 % (Борисенко, 1973). Низкие содержания скандия обнаружены и в оливинах из гипербазитов юго-западной части Украинского щита, где максимальная концентрация его достигает 0,0005 % (Фомин, 1979).

Скандий обнаружен нами во всех проанализированных минералах (табл. 35, 36). Минимальным содержанием скандия отличаются оливины,

Т а б л и ц а 35

Среднее содержание элементов семейства железа в породообразующих минералах разновидностей гипербазитов, %

Минерал	Порода	Sc ₂ O ₃	TiO ₂	V ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	MnO	CoO	NiO
Оливин	Пироксеновый дунит	0,00070	0,006	-	0,064	0,10	0,027	0,35
	Гарцбургит	0,00072	0,007	-	0,080	0,08	0,024	0,28
	Лерцолит	0,00046	0,006	-	0,090	0,05	0,026	0,36
	Верлит	0,00065	0,065	-	0,180	0,12	0,018	0,18
	Оливиновый пироксенит	0,00045	0,032	-	0,120	0,08	0,026	0,25
Энстатит	Пироксеновый дунит	0,0065	0,059	0,133	0,38	0,39	0,014	0,15
	Гарцбургит	0,0051	0,071	0,105	0,28	0,27	0,017	0,21
	Лерцолит	0,0018	0,079	0,030	0,18	0,12	0,017	0,19
	Верлит	0,0033	-	-	-	-	0,010	-
	Оливиновый пироксенит	0,0036	0,123	0,048	0,22	0,16	0,016	0,18
Диопсид	Пироксеновый дунит	0,0076	0,070	0,066	0,36	0,50	0,011	0,12
	Гарцбургит	-	-	-	-	-	-	-
	Лерцолит	0,0061	0,103	0,133	0,32	0,27	0,009	0,11
	Верлит	0,0065	0,138	0,118	0,44	0,32	0,005	0,06
	Оливиновый пироксенит	0,0139	0,123	0,104	0,39	0,23	0,008	0,04
Серпентин	Пироксеновый дунит	0,0008	0,048	0,018	0,068	0,12	0,024	0,22
	Гарцбургит	0,00075	0,067	0,028	0,130	0,12	0,021	0,28
	Лерцолит	0,00094	0,022	0,012	0,110	0,10	0,018	0,24
	Верлит	0,0017	0,056	0,036	0,140	0,16	0,012	0,06
	Оливиновый пироксенит	0,0014	0,038	0,031	0,170	0,09	0,015	0,06

Т а б л и ц а 36

Среднее содержание элементов группы железа в породо-
образующих минералах гипербазитов

Элемент	Минерал	Кол-во проб	Содержание в %	
			пределы	среднее
Sc	Оливин	22	0,0003 - 0,0009	0,0006
	Энстатит	18	0,0014 - 0,0067	0,0028
	Диопсид	17	0,0049 - 0,0180	0,0086
	Серпентин	21	0,0007 - 0,0025	0,0011
Ti	Оливин	14	0,004 - 0,090	0,023
	Энстатит	15	0,055 - 0,115	0,076
	Диопсид	17	0,059 - 0,153	0,111
	Серпентин	19	0,008 - 0,102	0,041
V	Оливин	-	-	-
	Энстатит	16	0,019 - 0,138	0,063
	Диопсид	17	0,012 - 0,160	0,114
	Серпентин	18	0,008 - 0,040	0,023
Cr	Оливин	22	0,04 - 0,23	0,11
	Энстатит	16	0,07 - 0,50	0,24
	Диопсид	17	0,17 - 0,57	0,37
	Серпентин	20	0,04 - 0,23	0,12
Mn	Оливин	22	0,02 - 0,14	0,08
	Энстатит	16	0,07 - 0,44	0,20
	Диопсид	17	0,13 - 0,54	0,29
	Серпентин	20	0,03 - 0,18	0,11
Ni	Оливин	22	0,16 - 0,40	0,29
	Энстатит	16	0,13 - 0,24	0,18
	Диопсид	17	0,03 - 0,15	0,08
	Серпентин	16	0,04 - 0,32	0,20
Co	Оливин	22	0,017 - 0,035	0,023
	Энстатит	19	0,007 - 0,024	0,015
	Диопсид	17	0,005 - 0,013	0,008
	Серпентин	21	0,010 - 0,032	0,018

Баланс распределения элементов группы

Порода	Минерал	Содержание минерала в породе, %	Содержание элемента в минерале, в %						
			Sc ₂ O ₃ , n.10 ⁻²	TiO ₂ , n.10 ⁻¹	V ₂ O ₅ , n.10 ⁻¹	Cr ₂ O ₃	MnO	NiO	CoO n.10 ⁻¹
Гарисбургит	Оливин	45,4	0,08	0,04	-	0,10	0,07	0,28	0,23
	Энстатит	25,7	0,49	0,63	0,88	0,24	0,22	0,19	0,14
	Диопсид	2,6	-	-	-	-	-	-	-
	Серпентин	22,2	0,08	0,63	0,25	0,13	0,10	0,28	0,16
	Магнетит	2,9	-	-	-	-	-	0,03	-
	Сумма	98,8	0,17	0,32	0,28	0,13	0,11	0,24	0,18
Лерцолит	Оливин	28,2	0,03	-	-	0,06	0,02	0,35	0,20
	Энстатит	30,1	0,19	0,60	0,25	0,07	0,12	0,16	0,13
	Диопсид	25,2	0,68	1,03	1,30	0,23	0,27	0,09	0,06
	Серпентин	11,6	0,09	0,08	-	0,09	0,12	0,32	0,12
	Хромшпинелид	3,5	-	-	-	-	-	0,17	-
	Сумма	97,6	0,25	0,45	0,48	0,11	0,14	0,21	0,13
Верлит	Оливин	27,4	0,05	0,70	-	0,14	0,14	0,16	0,18
	Энстатит	8,0	0,23	-	-	-	-	-	0,10
	Диопсид	46,8	0,49	1,25	1,06	0,34	0,33	0,06	0,06
	Серпентин	14,5	0,12	0,34	0,32	0,10	0,15	-	0,12
	Сумма	96,7	0,28	0,83	0,55	0,21	0,22	0,0	0,10

Таблица 37

железа в разновидностях перидотита

Процент элемента, приходящегося на минерал						
Sc ₂ O ₃	TiO ₂	V ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	MnO	NiO	CoO
18,7	5,2	-	17,8	28,3	50,8	58,7
70,0	50,8	78,4	23,3	50,9	19,2	20,4
-	-	-	-	-	-	-
19,9	44,0	19,2	10,9	20,0	24,8	20,9
-	-	-	-	-	0,4	-
98,6	100,0	97,6	48,3	99,2	95,2	100,0
4,0	-	-	7,3	13,2	45,8	43,9
22,7	40,0	15,3	9,0	26,7	21,6	31,0
68,7	57,8	80,5	23,4	48,0	10,8	12,8
4,6	2,2	-	4,3	10,0	17,0	11,0
-	-	-	-	-	2,7	-
100,0	100,0	95,4	44,0	98,9	97,9	98,7
4,6	23,2	-	18,0	17,6	55,7	49,0
6,1	-	-	-	-	-	8,0
76,5	70,7	66,7	72,4	70,2	35,6	24,0
5,8	6,0	6,3	6,9	9,7	-	17,0
93,0	99,9	73,0	97,3	97,5	91,3	98,0

в среднем составляя 0,0006 %. Среди оливинов, выделенных из разновидностей гипербазитов, максимальное его содержание обнаружено в оливинах из пироксеновых дунитов и гарцбургитов - в среднем 0,0007%, а минимальное - из оливиновых пироксенитов 0,0004 %. В энстатитах содержание скандия выше, чем в оливине (табл.35,36). Энстатиты из различных видов и разновидностей также различаются по содержанию скандия. Минимальное его содержание обнаружено в энстатитах из оливиновых пироксенитов 0,0036 %, а максимальное - из пироксеновых дунитов. В среднем в них содержится 0,0065 % Sc_2O_3 . Концентрация элемента в диопсидах варьирует в пределах от 0,0049 до 0,0180 %, составляя в среднем 0,0086 %. В диопсидах намечается тенденция увеличения содержания от пироксеновых дунитов к оливиновым пироксенитам. В диопсидах из лерцолитов и верлитов содержится почти одинаковое количество 0,0061 и 0,0065 % скандия, увеличиваясь в сторону пироксеновых дунитов, где диопсиды содержат в среднем 0,0076 % и оливиновых пироксенитов со средним содержанием скандия - 0,0139 %.

Содержание скандия в проанализированных породообразующих минералах почти не отличается от концентрации его в оливинах, пироксенах из аналогичных пород других регионов. По данным Л.Ф.Борисенко (1970) содержание скандия в оливинах из гипербазитов Урала составляет 0,00056 %, в ортопироксенах - 0,002, клинопироксенах - 0,0091%.

Как уже было сказано выше, присутствие скандия в минералах гипербазитов объясняется близостью ионных радиусов и электроотрицательности Sc^{3+} и Fe^{2+} , Mg^{2+} (Борисенко,1966; Смит,1968). Но значение ионного радиуса и электроотрицательности Sc^{3+} ближе к значениям Fe^{2+} , т.е. геохимическая связь с Fe^{2+} сильнее, чем с Mg^{2+} (Ringwood, 1955; Борисенко,1959). Возможность вхождения Sc в решетку железомagneзиальных минералов осуществляется гетеровалентным изоморфизмом Fe^{2+} или Mg^{2+} . Так как заряд Sc^{3+} больше, чем у Fe^{2+} и Mg^{2+} гетеровалентное замещение легче происходит в минералах сложного состава, где дефицит заряда компенсируется за счет Al по схеме: $(Mg, Fe)^{2+} + Si^{4+} \longrightarrow Sc^{3+} \dots + Al^{3+}$. Этот факт указывает на накопление элемента в поздних продуктах дифференциации. Этой склонностью скандия накапливаться в минералах поздних высокотемпературных стадий (Борисенко,1964) и объясняется накопление элемента в клинопироксенитах (Глазунов,1975). Основное в поведении скандия то, что он удаляется из раствора раньше ванадия и Fe^{3+} , входя в состав пироксена (Борисенко и др.,1964).

Скандий в серпентине содержится в несколько меньших количествах.

вах, в среднем 0,0011 %, что соизмеримо с его содержанием в оливинах и пироксенах, по которым он образовался. Это свидетельствует о том, что в процессе серпентинизации не происходит выноса скандия, а происходит перераспределение его во вновь образованные минералы.

Из баланса распределения элементов в минералах (табл.37) видно, что в гипербазитах Малого Кавказа минералом-концентратором скандия является диопсид, на долю которого приходится более 70 % валового содержания его в породе.

Т и т а н . Если рассмотреть содержание титана по минералам, то можно установить, что минимальное количество элемента концентрируется в оливинах и серпентинах (табл.35,36). Несколько больше его в энстатитах. А в диопсидах содержится минимальное количество элемента, в среднем составляя 0,111 %. При серпентинизации происходит перераспределение и частичный вынос титана.

Баланс распределения элемента в минералах (табл.37) показал, что минералом-концентратором титана является диопсид и, частично, энстатит.

В а н а д и й концентрируется главным образом в диопсиде (табл.35,36), где его содержание больше, чем в энстатите. В оливинах ванадий не обнаружен, так как находится ниже предела чувствительности метода его определения.

В серпентинах обнаруживается минимальное количество ванадия - 0,023 %. В процессе серпентинизации не происходит привноса, выноса элемента, а происходит перераспределение его.

Баланс распределения ванадия в минералах (табл.37) установил, что минералом-концентратором ванадия является диопсид, на долю которого падает большая часть содержания элемента в породе.

Х р о м . Вопрос нахождения хрома в породообразующих минералах имеет важное теоретическое значение. Ряд исследователей считают, что хром в любой обстановке входит в виде соединений Cr_2SiO_4 (Цветков и др.,1964). Однако широкие вариации содержания хрома в оливине при различной насыщенности их рудными включениями приводят к обратному заключению (Глазунов и др.,1971).

Содержание хрома в оливинах незначительно. В среднем в оливинах гипербазитов содержится 0,11 % Cr_2O_3 , при широком пределе вариации средних содержаний от 0,06 до 0,18 % Cr_2O_3 в оливинах из видов и разновидностей гипербазитов. Низкие содержания хрома в оливине, несмотря на наличие в его составе Fe^{2+} и Mg^{2+} , объясняется

простым составом этого минерала. Присутствие хромита также свидетельствует о том, что оливин не мог принять весь хром.

В энстатитах концентрация хрома достигает 0,24 %. В энстатите содержание хрома находится в прямой зависимости от количества Fe^{3+} и обратной — от Fe^{2+} и Mg^{2+} . В диопсидах содержание хрома еще больше повышается, в среднем составляя 0,37 %. Серпентин обычно имеет такие же содержания хрома, что оливин и пироксены.

Данные, полученные по распределению хрома в минералах, согласуются с данными других регионов.

Баланс распределения хрома в минералах показывает, что минералом-концентратором его является диопсид.

М а р г а н е ц . Для марганца характерно более или менее равномерное распределение по минералам. Содержание марганца возрастает от оливина к энстатиту и диопсиду, в среднем составляя 0,08, 0,20, и 0,29 % соответственно.

Минералом-концентратором его является диопсид.

Н и к е л ь . Вопрос нахождения никеля является важным и интересным при геохимических исследованиях и выяснении никеленосности ультраосновных пород. Нахождение никеля в силикатной форме, путем изоморфного замещения магния в силикатных минералах гипербазитов впервые было установлено Дж.Фогтом (Vogt, 1923). Работами многочисленных исследователей подтверждается то, что основная часть никеля присутствует в силикатной форме и содержится в оливине (Эдельштейн, 1960; Малахов, 1966; Борисенко, Лапин, 1973), ранних стадий кристаллизации (Ферсман, 1934; Wager, Mitchell, 1951). Накопление никеля в оливине было доказано экспериментальными работами и подтверждено позднее Рингвудом (Ringwood, 1956).

Наиболее высокое содержание никеля наблюдается в проанализированных оливинах. Концентрация этого элемента в оливинах из разновидностей гипербазитов изменяется от 0,18 до 0,36 %, в среднем составляя 0,29 %. Данные по содержанию никеля в оливинах не отличаются от оливинов из альпидных гипербазитов, а также гипербазитов юго-западной части Украинского щита. По данным Л.Ф.Борисенко и др., (1973) и А.Б.Фомина (1979) оливины гипербазитов содержат 0,28 и 0,26 % никеля.

Пироксены характеризуются низким содержанием элемента. В энстатитах в среднем содержится 0,18 % никеля при изменении концентрации от 0,15 до 0,21 %. Диопсиды содержат меньшее его количество.

Количество элемента изменяется в пределах от 0,04 до 0,12 %. составляя в среднем 0,08 %.

Серпентин содержит никель в несколько меньших количествах, чем оливин. В серпентинах наблюдается широкий предел вариации содержания от 0,06 до 0,28 %, в среднем составляя 0,20 %. При серпентинизации никель высвобождается из первичных минералов, накапливаясь в серпентине и магнетите.

Баланс распределения элемента в минералах указывает на то, что минералом-концентратором и носителем никеля является оливин и от его количества зависит концентрация никеля в породе.

К о б а л ь т. Поведение кобальта в гипербазитах аналогично никелю. Наиболее высокие концентрации кобальта наблюдаются в оливине, в среднем составляя 0,023 %, при пределе от 0,018 до 0,027 % и в серпентине - 0,018 %, при вариации содержания от 0,012 до 0,024 %. В энстатите и диопсиде кобальт содержится в меньших количествах, в среднем составляя 0,015 и 0,008 % соответственно.

Близкие содержания кобальта в серпентине (0,018 %) и оливине свидетельствуют о том, что в процессе серпентинизации не происходит выноса элемента, а он только перераспределяется.

Оливин из исследованных гипербазитов содержит намного больше кобальта, (0,023 %) , чем оливины гипербазитовой формации Урала - 0,010 % (Борисенко и др., 1973) и гипербазитовой формации юго-западной части Украинского щита - 0,015 %, а пироксены по содержанию элемента почти не отличаются (Фолин, 1979).

Распределение элемента в минералах свидетельствует о том, что минералом-концентратором кобальта является оливин, на долю энстатита падает незначительная часть элемента и, что кобальт подобно никелю выделяется из магмы на ранних этапах кристаллизации.

Для характеристики суммарной концентрации элементов подсчитан их коэффициент накопления в минералах, предложенный Д.Шоу (1969).

$$R = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{k_i}{K_i}$$

где n - число элементов; k_i - содержание элемента в минерале; K_i - кларк элемента. Вместо кларка в подсчетах пользовались средним содержанием элементов в гипербазитах.

Подсчеты были проведены для всех разновидностей и в общем для гипербазитов. Данные сведены в табл.38.

$$R_{Co}^* = \frac{1}{4} \left(\frac{0,0006}{0,0046} Sc + \frac{0,023}{0,055} Ti + 0 \cdot V + \frac{0,11}{0,31} Cr + \frac{0,08}{0,13} Mn + \frac{0,29}{0,24} Ni + \frac{0,023}{0,020} Co \right) = 0,55;$$

$$R_{\text{эл}}^{\text{K}} = \frac{1}{4} \left(\frac{0,0028}{0,0046} \text{Sc} + \frac{0,076}{0,055} \text{Ti} + \frac{0,063}{0,049} \text{V} + \frac{0,24}{0,31} \text{Cr} + \frac{0,10}{0,13} \text{Mn} + \frac{0,18}{0,24} \text{Ni} + \frac{0,015}{0,020} \text{Co} \right) = 1,01;$$

$$R_{\text{эл}}^{\text{H}} = \frac{1}{4} \left(\frac{0,0086}{0,0046} \text{Sc} + \frac{0,111}{0,055} \text{Ti} + \frac{0,114}{0,049} \text{V} + \frac{0,37}{0,31} \text{Cr} + \frac{0,29}{0,13} \text{Mn} + \frac{0,08}{0,24} \text{Ni} + \frac{0,008}{0,020} \text{Co} \right) = 1,48.$$

При сравнении коэффициентов концентрации элементов видно, что у энстатита, а еще больше у диопсида наблюдается большая, чем у оливина склонность концентрировать в себе микроэлементы.

Если при подсчетах учесть среднее содержание минерала в породе, то можно определить и минерал-носитель элементов:

$$R_{\text{от}}^{\text{H}} = 0,55 \times 0,54 = 0,30$$

$$R_{\text{эл}}^{\text{H}} = 1,01 \times 0,21 = 0,21$$

$$R_{\text{эл}}^{\text{K}} = 1,48 \times 0,25 = 0,37$$

Т а б л и ц а 38

Минерал-носитель (R^{H}) и концентратор (R^{K}) элементов группы железа в разновидностях гипербазитов

Минерал Разновидность	Оливин		Энстатит		Диопсид	
	R^{H}	R^{K}	R^{H}	R^{K}	R^{H}	R^{K}
Пироксеновый дунит	<u>0,49</u>	0,58	0,17	<u>1,54</u>	0,07	1,48
Гарцбургит	0,29	0,50	<u>0,46</u>	<u>1,32</u>	-	-
Лерцолит	0,29	0,52	0,21	0,80	<u>0,32</u>	<u>1,80</u>
Верлит	0,31	0,64	-	-	<u>0,63</u>	<u>1,53</u>
Оливиновый пироксенит	0,13	0,57	0,22	0,98	<u>0,88</u>	<u>1,57</u>
Гипербазиты	0,30	0,55	0,21	1,01	<u>0,37</u>	<u>1,48</u>

Как видно из табл.38, в более магнезиальных породах основным носителем элементов является оливин, а концентратором - энстатит, а в менее магнезиальных разновидностях пород и носителем и концентратором является диопсид.

В гипербазитах большинство редких элементов содержится в породообразующих минералах в виде изоморфной примеси, за исключением хрома, который частично образует собственный минерал - хромит. Если содержание одних элементов Sc, Ti, V, Cr, Mn от оливина к диопсиду закономерно повышается, то других - Ni, Co - понижается, и, если носителем никеля и кобальта является оливин, то остальные элементы накапливаются в диопсиде, а при его незначительном количестве в породе, в энстатите.

Установлено, что наиболее тесные корреляционные связи с главными элементами наблюдаются у редких элементов, характеризующихся контрастными содержаниями в породообразующих минералах, слагающих гипербазиты, т.е. Sc, Ti, V и др.

Разные количественные сочетания этих минералов в исследованных породах находят свое отражение в неодинаковом характере корреляционных связей между редкими элементами и породообразующими (табл.39).

Т а б л и ц а 39

Коэффициенты корреляции между петрогенными и редкими элементами

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO'	MgO	Sc ₂ O ₃	TiO ₂	V ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	MnO	NiO	CoO
SiO ₂		0,52	0,36	-0,80	0,59	0,77	0,74	-0,20	0,40	-0,74	-0,54
Al ₂ O ₃			0,38	-0,64	0,57	0,62	0,63	0,08	0,42	-0,59	-0,46
FeO'				-0,38	0,25	0,30	0,33	-0,10	0,41	-0,27	-0,22
MgO					-0,91	-0,92	-0,87	-0,28	-0,55	0,92	0,67
Sc ₂ O ₃						0,91	0,84	0,28	0,57	-0,88	-0,65
TiO ₂							0,89	0,23	0,52	-0,89	-0,71
V ₂ O ₅								-0,10	0,61	-0,88	-0,78
Cr ₂ O ₃									-0,22	0,12	0,08
MnO										0,62	-0,59
NiO											0,80

$$R_{23} = 0,26$$

Значимые положительные коэффициенты корреляции установлены в первично ассоциирующихся минералах между парами элементов: кремнезема со скандием (0,59), титаном (0,77) и ванадием (0,74), глинозема со скандием (0,57), титаном (0,62) и ванадием (0,63), магнезия с никелем (0,92) и кобальтом (0,67), что не наблюдается в отдельно взятых минералах. С железом корреляция редких элементов незначима.

4.5. Геохимические особенности распределения малых и редких элементов в гипербазитах

Изучение геохимии ультраосновных пород помогает выявить некоторые закономерности распределения элементов и их геохимическое поведение в процессе формирования гипербазитов. Как правило, от дунита к пироксениту уменьшается содержание Mg, а содержание Si,

Ca, Al и Fe возрастает. Подобно главным породообразующим элементам прежде всего обращает на себя внимание неравномерное распределение редких элементов в гипербазитах. В дунитах содержится больше Ni, Co, Cl, а в пироксенитах - Sc, Ti, V.

Проведенное определение содержаний редких элементов показало, что в оливине отсутствует ванадий и мало содержится скандия, титана, хрома и марганца. В пироксенитах же эти элементы содержатся в заметных количествах.

Распределение редких и породообразующих элементов в гипербазитах Малого Кавказа имеет много сходных черт с распределением элементов в ультраосновных породах Урала, в ксенолитах из базальтов и симбиритов.

Подобная тенденция распределения редких элементов в гипербазитах обусловлена магматическим генезисом этих пород. При невысоком содержании редких элементов в расплаве, вследствие сходства их кристаллохимических констант и константами главных породообразующих элементов, а также благодаря структурным особенностям минералов - оливина и пироксенов, в процессе кристаллизации происходило рассеивание элементов. В оливине главные катионы Mg^{2+} , Fe^{2+} и Si^{4+} , а в пироксенах Mg^{2+} , Fe^{2+} , Ca^{2+} , Fe^{3+} , Al^{3+} и Si^{4+} . На замещение Mg^{2+} на V^{3+} , Cr^{3+} , Ti^{3+} и Si^{4+} на Ti^{4+} указал А.И.Цветков и др. (1964) в своих экспериментальных работах.

Как уже было сказано выше, структурные особенности и химический состав оливина, анстатита и диоксида таковы, что они могут принять в свой состав разное количество редких элементов и причем пироксены, имеющие более сложный состав, содержат их больше. И еще одни и те же породообразующие минералы из различных разновидностей гипербазитов отличаются широкими пределами колебаний содержания редких элементов, что отражается на суммарном содержании элемента в породе.

Распределение редких элементов зависит от последовательности кристаллизации породообразующих минералов из расплава, а также специфики состава и структуры минералов.

Оливин как более тугоплавкий минерал, в основном, выделяется несколько раньше пироксенов и как более тяжелый накапливается в нижних слоях. Вместе с магнием в твердую фазу уходит основная часть никеля, кобальта и хрома. Оливин охотно принимает в свою решетку никель и кобальт, которые изовалентно замещают магний, а хром остается вне структуры оливина, казалось бы, при близости

кристаллохимических свойств хром должен был бы заменить Fe^{3+} в решетке оливина. Это объясняется тем, что оливин кристаллизуется в закисной среде, а Fe^{3+} появляется позже, вероятнее всего, в процессе серпентинизации. Это способствует образованию хромшпинелидов, которые располагаются по трещинам в оливине.

Распределение редких элементов в минералах гипербазитов в значительной степени зависит и от способности этих элементов задерживаться в остаточных порциях расплава. В более легкоплавкой и нижней части ультраосновного расплава после кристаллизации оливина задерживаются железо, алюминий, а также скандий, титан, ванадий и марганец. Первыми из остаточного расплава начинают кристаллизоваться энстатиты, которые обеднены никелем и кобальтом, но содержат в себе уже значительные количества скандия, титана, ванадия, хрома и марганца. Затем кристаллизуются диопсиды, наиболее богатые Sc, Ti, V, Cr и Mn.

Распределение редких элементов в ультраосновных породах находится в тесной связи от количественных сочетаний в них минералов-концентраторов и минералов-носителей этих элементов. Отсюда становится ясным увеличение содержания скандия, титана, ванадия и хрома в пироксенитах по сравнению с дунитами, в составе которых преобладающими минералами являются энстатит и диопсид.

Таким образом, редкие элементы в гипербазитах находятся в рассеянном состоянии в виде примеси в минералах и распределение элементов в главных видах и разновидностях обусловливается кристаллизацией вещества из расплава.

4.6. Петролого-геохимические критерии рудоносности гипербазитов

В гределах Севано-Карабахской складчатой зоны Малого Кавказа известны месторождения и рудопроявления хрома, никеля, асбеста, магнезита, ртути, золота и др., которые как генетически, так и пространственно связаны с ультраосновными породами, изучению которых посвящено немало работ. Однако в этих работах рассматриваются, главным образом, вопросы, касающиеся геологических условий образования и размещения, вещественного состава руд и др.

Исходя из того, что лишь небольшая доля элементов способна концентрироваться и образовывать рудные залежи, выявление рудоносности потенциально рудоносных массивов имеет практическое значение.

На основе большого количества химико-аналитических данных

рассмотрены основные петролого-геохимические критерии рудоносности исследуемого региона.

Хромитоносность. Первые образцы хромистого железняка в пределах Малого Кавказа были обнаружены еще в 30-х годах. Позже детальные исследования находим в работах М.А.Кашкая (1947), Р.С.Малютина (1967) и др. Наиболее полные сведения о геологических условиях и размещении хромитового оруденения в отдельных гипербазитовых массивах Севано-Карабахской складчатой зоны даны в работе С.М.Сулейманова, В.М.Баба-Заде (1967).

Относительно крупные месторождения и рудопроявления распространены в пределах Гейдаринского, Левчайского, Кязимбининского, Ипякского и других массивов. Все указанные рудопроявления приурочены, в основном, к дунитовым телам шпирового типа, размеры которых порою не превышают размеры рудного тела. Багльпаинское, Джомартское, Хото-Банкское рудопроявления хотя и относятся к самостоятельным дунитовым массивам, размеры массивов не превышают 1-2 кв.км.

Обращает на себя внимание хромитовое оруденение, обнаруженное еще М.А.Кашкаем, в пределах Шахдагской группы массивов. Здесь рудное тело приурочено либо к самостоятельным дунитовым массивам, либо к нижним дунитовым зонам крупных перидотитовых массивов. Указанная группа массивов изучена очень слабо и в литературе имеются о них скудные сведения.

Учитывая тот факт, что среди геосинклинальных гипербазитов хромитоносные отличаются нижеследующими специфическими характеристиками: "долгоживучесть" глубинных разломов, обеспечивающая объем и разнообразие в составе массивов; высокая магнезиальность расплава, обеспечивающая наличие превалирующего количества дунитов и пироксеновых дунитов и, наконец, насыщенность хромом рудоносных пород (Павлов и др., 1973; Велинский, 1979; Глазунов, 1981), а также как перспективнее на хромитовое оруденение выделяется Шахдагская группа массивов. При сопоставлении петрохимических и геохимических характеристик хромитоносных (Коджадагский) массивов с известными нехромитоносными (верховья р.Шамхорчай) выявляется то, что породы хромитоносных массивов отличаются более магнезиальным составом. Величина M/F изменяется в пределах 9,0-12,2, при среднем значении $M/F \approx 10$. С этой позиции интересен факт увеличения магнезиальности пород с глубиной залегания их, указывающий на вероятность присутствия крупных дунитовых тел в более глубоких горизонтах.

- Показатель шпинелевой составляющей по Н.Д.Соболеву Z_s зна-

чимо коррелируется с количеством алюминия, нежели с хромом, что указывает на недостаточную достоверность его в качестве признака критерия хромитонности.

- Определяется прямая корреляционная связь между концентрацией хрома с одной стороны и степенью окисления железа и магнетизальностью пород с другой.

- В хромитонных массивах распределение хрома не подчиняется нормальному закону, значения дисперсии и коэффициент вариации намного превышает таковые для нехромитонных.

- Хромитонные гипербазиты наиболее обогащены хромом, никелем, кобальтом и частично марганцем и отличаются незначительным содержанием скандия, титана, ванадия, а также такими петрогенными элементами как кальций, алюминий, калий и натрий.

- Никель-кобальтовое отношение в хромитонных гипербазитах намного выше ($Ni/Co = 30$), чем в нехромитонных. Для первых характерны также высокие значения хром-ванадиевого и хром-титанового отношений.

- Подсчет баланса распределения хрома в породах показывает, что если в хромитонных массивах более 60 % от общего количества хрома концентрируется в виде хромпинеллидов, то в других, он полностью входит в состав породообразующих минералов.

Установленные критерии хромитонности отдельных гипербазитовых массивов, сложенных определенными видами пород, могут служить основой для постановки прогнозно-металлогенических исследований по всей офиолитовой полосе. Анализ фактического материала, а также детальные петролого-геохимические исследования дают все основания считать дуниты шпиртовых выделений, в пределах которых многие годы безуспешно проводились поисковые работы на хромитовые руды, как бесперспективные, считая более целесообразным в этом отношении крупные дунитовые массивы Шахдагской группы.

Кроме того, с целью изучения серпентинитов для извлечения магния и силикагеля, были опробованы различные массивы, из которых в Лисогорских и Чайкендских обнаружены повышенные содержания никеля и кобальта, что дает основание на их попутное извлечение при комплексной переработке исследуемых пород.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сложные геологические процессы, которые претерпели гипербазиты при становлении, а также многообразие в вещественном составе требовали предпосылки комплексного изучения пород офиолитовой ассоциации Малого Кавказа. Придерживаясь этого тезиса, проведенные нами всесторонние исследования позволили сделать следующие выводы.

Детальное изучение минералогического состава пород позволило установить, что петрографически гипербазиты Малого Кавказа представлены всей гаммой главных видов — дуниты (шпировых выделений и массивные), пироксеновые дуниты, перидотиты (гарцбургиты, лерцолиты и верлиты), оливиновые пироксениты и пироксениты (энстатиты, вебстериты и диопсидиты), имеющие закономерные составные взаимоотношения между собой.

Путем пересчета химического состава на нормативный минеральный дана номенклатура и граничные пределы содержаний породообразующих минералов и окислов, на основании которых составлена треугольная классификационная схема, помогающая проследить последовательность выделения из родоначальной перидотитовой магмы главных видов и их взаимоотношение.

На основании детального исследования некоторых гипербазитовых массивов устанавливается петрографическая зональность в их строении, отражающаяся в минеральном и химическом составе пород. Нижняя часть массивов сложена пироксеновыми дунитами, которые постепенно через гарцбургиты переходят в лерцолиты. В иных массивах в зональном строении участвуют гарцбургиты и лерцолиты. И хотя не всегда удается наблюдать полноту зонального строения, она характерна для большинства массивов. Указанная зональность говорит о постепенной дифференциации перидотитовой магмы, в ходе которой с уменьшением магнезиальности образуются более кислые разновидности гипербазитов в конечной стадии.

Сопоставление химического состава гипербазитов Малого Кавказа с таковыми срединных океанических хребтов и альпинотипными указывает на их промежуточное положение. Относительно уральских гипербазитов на Малом Кавказе имеет место распространение гипербазитов лерцолитового и, частично, верлитового составов. Причем установлено, что метасоматическое преобразование главных видов не характерно для малокавказских гипербазитов.

Впервые для ультраосновных пород Малого Кавказа изучен химизм

породообразующих минералов. Полученные данные позволили количественно определить термодинамические условия кристаллизации пород. С уменьшением магнезиальности пород снижается и температура их образования от 1200° до 1000°C.

Изучение физических свойств (плотность, магнитная восприимчивость, пористость) гипербазитов позволило установить зависимость их от химико-петрографического состава пород.

Изучены процессы серпентинизации, получившие широкое развитие. Источником серпентинизирующих растворов преимущественно является вода, абсорбированная из вмещающих пород непосредственно при становлении гипербазитов в условиях континентальной коры. Расчетами линейных уравнений и количественного определения привноса и выноса компонентов при серпентинизации устанавливается, что процесс происходил изохимически за исключением воды. Выявлением зависимостей между величиной конституционной воды, плотностью и интенсивностью серпентинизации разработан критерий степени серпентинизации гипербазитов.

При решении некоторых петрологических вопросов наиболее информативным являются редкие и малые элементы. Из исследованных нами элементов особое внимание уделено элементам группы железа. Обсуждение полученных данных показывает, что все эти элементы распространены весьма неравномерно как в главных видах и их разновидностях, так и породообразующих минералах. Расчетом баланса распределения элементов группы железа установлены формы их нахождения, минералы-носители и минералы-концентраторы. Оливин является носителем и концентратором никеля и кобальта, а для остальных элементов носителем является энстатит, а концентратором диоксид. Установлена корреляционная связь между петрогенными и редкими элементами. Поведение редких и малых элементов дает дополнительную информацию для решения ряда петрологических вопросов.

Впервые проведенные детальные петролого-геохимические исследования гипербазитов азербайджанской части Малого Кавказа позволяют рассмотреть прогнозно-металлогенические построения с иной позиции и определить направление поисково-разведочных работ. Разработаны петрологические и геохимические критерии перспективности на хромитовое оруденение Шахдагской группы массивов гипербазитов, считая бесперспективность дунитов шпировых выделений, в пределах которых проводились безуспешные поисковые работы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдуллаев З.Б. Геохимия элементов семейства железа в ультраосновных породах Малого Кавказа (в пределах Азербайджана). Автореф. дис. канд. геол.-минер. наук. - Баку, 1967.

2. Абдуллаев З.Б., Щербина В.В., Эфендиев Г.Х. К геохимии никеля и кобальта в ультраосновных породах офиолитовой формации Малого Кавказа (Азерб.ССР). - Геохимия, 1967, № 4, с.425-433.

3. Абдуллаев З.Б., Гусейнова С.Ф. Закономерности распределения титана и ванадия в ультрабазитах Малого Кавказа. - Геохимия, 1970, № 12, с.1462-1467.

4. Абдуллаев З.Б., Гусейнова С.Ф. Фтор в ультрабазитах Малого Кавказа. - В сб.: Исследования в области неорганической и физической химии. - Баку:Элм, 1971, с.49-51.

5. Абдуллаев З.Б., Гусейнова С.Ф. Распределение галлия в ультраосновных породах Малого Кавказа. - В сб.: Исследования в области неорганической и физической химии. - Баку: Элм, 1971, с.52-53.

6. Абдуллаев З.Б., Гусейнова С.Ф. О содержании щелочных элементов в ультрабазитах Малого Кавказа. - В сб.: Материалы научной конференции молодых ученых Института геологии АН Азерб.ССР. - Баку, 1972, с.42-43.

7. Абдуллаев З.Б., Гусейнова С.Ф. Геохимия меди в ультрабазитах Малого Кавказа (Азерб.ССР). - В сб.: Исследования в области неорганической и физической химии. - Баку: Элм, 1974, с.184-188.

8. Абдуллаев З.Б., Гусейнова С.Ф. Поведение бора при процессе серпентинизации перидотитов (Малый Кавказ). - В сб.: Минералогия и рудные месторождения (Тр. Азерб. отд. ВМО, вып. I). - Баку: Элм, 1974, с.232-236.

9. Абдуллаев З.Б., Салехли Т.М., Гусейнова С.Ф. О физических свойствах гипербазитов Малого Кавказа. - В сб.: Исследования в области неорганической и физической химии. - Баку: Элм, 1977, с.218-228.

10. Абдуллаев З.Б., Новрузов Н.А., Гейдаров А.С., Гусейнова С.Ф. Геохимия редких элементов в ультраосновных породах и колчеданных месторождениях Азербайджана. - Баку: Элм, 1984, 128 с.

11. Абдуллаев З.Б., Гусейнова С.Ф. Петрохимические особенности ультрабазитов Малого Кавказа. - В сб.: Исследования в области неорганической и физической химии. - Баку:Элм, 1980, с.148-155.

12. Абдуллаев З.Б., Гусейнова С.Ф. О классификации ультрабазитов Малого Кавказа. - В сб.: Вопросы минералогии, геохимии и петрологии Азербайджана (Тр.Азерб.отд.ВМО, вып.2). - Баку:Элм, 1981, с.92-96.

13. Абдуллаев З.Б., Аллахвердиев Ш.И., Гусейнова С.Ф. К вопросу о серпентинизации гипербазитов Малого Кавказа. - В сб.: Исследования в области неорганической и физической химии. - Баку:Элм, 1981, с.109-118.

14. Абовян С.Б., Борисенко Л.Ф. Новые данные о вторичном магнетите из ультрабазитов Армянской ССР. - ДАН Арм. ССР, 1971, т. 1 П, № 4.

15. Абовян С.Б. Мафит-ультрамафитовые интрузивные комплексы офиолитовых поясов Армянской ССР. - Ереван: изд-во АН Арм. ССР, 1981, 305 с.

16. Абрамович И.И., Высокоостровская Е.Б. Титан-железистое отношение в породах гетерогенных магм. - Геохимия, 1964, № 7, с.641-645.

17. Азадалиев Дж.А., Аллахвердиев Г.И. Об активном термальном контакте тел ультрабазитов Малого Кавказа. - В кн.: Петрология литосферы и рудоносность. - Л.:Наука, 1981, с.172.

18. Азизбеков Ш.А. Геология и петрография северо-восточной части Малого Кавказа. - Баку: АзФАН, 1947.

19. Азизбеков Ш.А., Шихалибеيلي Э.Ш., Пашалы Н.В. Перidotитовые интрузии офиолитовой формации юго-восточной части Малого Кавказа (Азербайджан). - Изв.АН Азерб.ССР, серия наук о Земле, 1950, № 4.

20. Аллахвердиев Ш.И. Минералогия коры выветривания ультраосновных пород Малого Кавказа (на азерб. языке). - Баку: Азернешр, 1967, 169 с.

21. Артемов В.Р. Гипербазиты Малого Кавказа. - В кн.: Месторождения хризотил-асбеста СССР. - М.: Недра, 1967, с.403-423.

22. Артемов В.Р., Кузнецова В.Н. Метасоматические изменения гипербазитов при серпентинизации. - В сб.: Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. - М.: Недра, 1966, с.82-94.

23. А х у н д о в Ф.А. Генетические типы серпентинитов бассейна р. Левчай (Малый Кавказ). - Уч. зап. АГУ, серия геол.-геогр. наук, 1961, № 3, с. 63-69.
24. А х у н д о в Ф.А. Пнезматолито-гидротермальные процессы в серпентинитах бассейна р. Левчай. - В сб.: Геология и полезные ископаемые Азербайджана. - Баку, 1962, с. 10-15.
25. А х у н д о в Ф.А., А з а д а л и е в Дж.А. Фазы и стадии серпентинизации гипербазитов (на примере азерб. части Малого Кавказа). - В сб.: Метасоматизм и рудообразование. - Л.: Наука, 1972.
26. А х у н д о в Ф.А., Г а д ж и е в Т.Г. Формации ультраосновных и основных пород Севано-Карабахской зоны Малого Кавказа (в пределах Азербайджана). - Уч. зап. АГУ, серия геол.-геогр. наук, 1972, № 2, с. 13-17.
27. А х у н д о в Ф.А., Г а д ж и е в Т.Г., П о т а п о в а Е.И. К вопросу о геологическом положении и генезисе гипербазитовой формации Малого Кавказа. - Изв. АН Азерб. ССР, серия наук о Земле, 1970, № 5.
28. Б а б а - З а д е В.М. Некоторые магматические и металлогенетические особенности альпийского цикла развития центральной части Малого Кавказа (Азерб. ССР). - Уч. зап. АГУ, серия геол.-геогр. наук, 1967, № 6, с. 32-41.
29. Б а б а - З а д е В.М. Проблема офиолитов Севано-Карабахской зоны (Малый Кавказ). - Уч. зап. АГУ, серия геол.-геогр. наук, 1974, № 3, с. 3-13.
30. Б а б а - З а д е В.М., А б д у л л а е в З.Б. Некоторые новые данные о содержаниях Ni, Co, Cu в ультраосновных породах Азербайджана и их породообразующих минералах. - Уч. зап. АГУ, серия геол.-геогр. наук, 1967, № 2.
31. Б а б а - З а д е В.М., Г а м з а е в О.О. Серпентиниты. - В кн.: Геология СССР, т. 47. - М.: Недра, 1976, с. 364-365.
32. Б а р с у к о в В.Л. Некоторые вопросы геохимии бора. - Геохимия, 1961, № 7, с. 562-572.
33. Б е т е х т и н А.Г. Шорджинский перидотитовый массив. - Хромиты. - М.-Л.: изд-во АН СССР, 1937, т. I, с. 7-157.
34. Б е т е х т и н А.Г. О метаморфических породах, образующихся за счет ультраосновных изверженных пород. - В сб.: Вопросы петрографии и минералогии. - М.: изд-во АН СССР, 1953, т. I, с. 40-47.
35. Б о г а ч е в А.И., К о ч н е в - П е р в у х о в В.И., Л а в р о в М.М. и др. Металлогенетические особенности гипербазитов.

Карелии. - В кн.: Магматизм формации кристаллических пород и глубины Земли. - М.: Наука, 1972, ч.2, с.27-30.

36. Бог о л е п о в В.Г. К проблеме серпентинизации ультраосновных пород. - Изв.АН СССР, серия геол., 1969, № 4, с.35-50.

37. Б о р и с е н к о Л.Ф. О распределении скандия в изверженных породах на примере некоторых массивов Советского Союза. - Геохимия, 1959, № 7, с.623-627.

38. Б о р и с е н к о Л.Ф. Скандий. - В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. - М.: Недра, 1964, т.1, с.162-192.

39. Б о р и с е н к о Л.Ф. Редкие и малые элементы в гипербазитах Урала. - М.: Наука, 1966, 224 с.

40. Б о р и с е н к о Л.Ф. О характере геохимических связей Sc, Mg, Fe и TR в эндогенных образованиях. - Геохимия, 1970, № 7, с.779-788.

41. Б о р и с е н к о Л.Ф., Л а п и н А.В. Оливин. - В кн.: Средние содержания элементов примесей в минералах. - М.: Недра, 1973, с.102-113.

42. Б о р и с е н к о Л.Ф., К у р и л е н к о Н.М., С т е п а н о в И.В. Распределение редких элементов в ультрабазитах Малого Кавказа. - В кн.: Редкие элементы в формациях изверженных пород. - М.: Недра, 1975, с.38-57.

43. Б о р и с е н к о Л.А. Геохимия галлия. - М., 1971, 108 с.

44. Б о у э н Н.Л., Т а т т л О.Ф. Система $MgO - SiO_2 - H_2O$. - В сб.: Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии. - М.: ИЛ, 1950, с.23-49.

45. Б у л ь к и н Л.Д. Ультраосновные массивы Токузак-Аятского района и связанные с ними полезные ископаемые. Автореф.дис.... канд.геол.-минер.наук. - М., Свердловск, 1963.

46. Б у т ы р и н Н.В. Дуниты Урала как сырье для огнеупорной промышленности. /Тр. 2-го Совещания по огнеупорным материалам. - М.-Л.: изд-во АН СССР, 1941, с.79-84.

47. В а р л а к о в А.С. Роль оливинизации в формировании дунитов Урала. - В кн.: Материалы 2-ой конференции по околорудному метасоматизму. - Л.: ВСЕГЕИ, 1966, с.294-295.

48. В а р л а к о в А.С. Петрография, петрохимия и геохимия гипербазитов Оренбургского Урала. - М.: Наука, 1978, 237 с.

49. В а р л а к о в А.С., Ж у ж г о в а М.Ф. Геохимия бора в гипербазитах Оренбургской области. - Геохимия, 1964, № 8, с.795-801.

50. В е к и л о в а Ф.И. Геохимия кобальта (распространение в земной коре, форма нахождения и типы концентраций). - Баку: изд-во АН Азерб.ССР, 1966, 188 с.
51. В е л и н с к и й В.В. Альпинотипные гипербазиты переходных зон океан-континент. - Новосибирск: Наука, 1979, 246 с.
52. В и н о г р а д о в А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. - Геохимия, 1962, № 7, с.555-571.
53. В о р о б ъ е в а О.А., Е ф р е м о в а С.В. О классификации и номенклатуре изверженных горных пород. - Сов.геология, 1973, № 8, с.108-114.
54. В о р о б ъ е в а О.А., Е ф р е м о в а С.В. О классификации и номенклатуре изверженных горных пород. - Изв. АН СССР, серия геол., 1973, № 6, с.13-23.
55. В о л о х о в И.М. Опыт количественно-минералогической классификации базитов и гипербазитов известково-щелочных габброидных ассоциаций. - ДАН СССР, 1969, т.184, № 3.
56. Г а с а н о в Т.Аб. О меланже Шахдагского хребта. - Геотектоника, 1974, № 5, с.86-93.
57. Г е р а с и м о в с к и й В.И., Н е с м е я н о в а Л.И. С распределении цинка и свинца в породах Ловозерского массива. - Геохимия, 1960, № 7, с.590-593.
58. Г л а з у н о в О.М., М и х а й л о в а Т.Г., З а м о т р и н с к а я Е.А. Форма вхождения хрома в оливин. - Геохимия, 1971, № 6, с.746-749.
59. Г л а з у н о в О.М., Ф р о л о в а Л.П. Основные черты геохимии щелочей в гипербазитах. - Ежегодник-1971, СибГЕОХИ. - Новосибирск: Наука, 1972, с.37-41.
60. Г л а з у н о в О.М. Геохимия и петрология габбро-пироксенитовой формации Восточного Саяна. - Новосибирск: Наука, 1975, 201 с.
61. Г л а з у н о в О.М. Геохимия и рудоносность габброидов и гипербазитов. - Новосибирск: Наука, 1981, 190 с.
62. Г л а з у н о в а А.Д., В о л к о в а Д.М., А р с е н ю к М.И. Распределение и форма концентрации никеля в гипербазитах. - Ежегодник-1970, СибГЕОХИ. - Иркутск; Наука, 1971, с.42-47.
63. Г о р е ц к а я Е.Н. Опыт подсчета баланса вещества при процессе серпентинизации. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым. - М.: Госгестехиздат, 1956, с.118-125.
64. Г р у д и н и н М.И., Л е т н и к о в Ф.А. Геохимия ни-

келя в ультраосновных породах в магматическую и постмагматическую стадии. - В кн.: Эндеогенное оруденение Прибайкалья. - М.: Наука, 1969, с.165-168.

65. Гусейнова С.Ф., Абдуллаев З.Б., Азад-алиев Дж.А. О критериях степени серпентинизации перидотитов Малого Кавказа. - Азерб.хим.журнал, 1980, № 2, с.139-141.

66. Дмитриев Л.В. Геохимия и петрология коренных пород срединных океанических хребтов. - Автореф.дис. докт.геол.-минер.наук.- М., 1973.

67. Дмитриев Л.В., Гаранин А.В. Кремнекислотность океанических гипербазитов и их серпентинизация. - Геохимия, 1971, № 3, с.274-281.

68. Добрецов Н.Л., Кочкин Ю.Н., Кривенко А.П., Кутюлин В.А. Породообразующие пироксены. - М.:Наука, 1971, 450 с.

69. Дортман Н.Б. и др. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых СССР. - М.:Недра, 1964, 323 с.

70. Ефимов А.А., Иванова А.П. Поведение хрома, никеля и кобальта в процессе формирования Кытлымского платиноносного массива. - Геохимия, 1963, № II, с.1034-1043.

71. Желязкова-Понайотова М. По поводу статьи Н.Д.Соболева "К петрохимии ультраосновных горных пород". - Геохимия, 1965, № 7.

72. Заварицкий А.Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. - М.: изд-во АН СССР, 1950, 400 с.

73. Золоев К.К. Геологические условия размещения асбестоносных полей Урала. - В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. - М.: изд-во АН СССР, 1962, т. VI, с.153-168.

74. Золоев К.К. Особенности вещественного состава асбестоносных гипербазитов. - В сб.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. - Свердловск, 1969, ч. II, с.242-253.

75. Золоев К.К. Количественно-минералогическая классификация ультраосновных пород. - В сб.: Проблемы минералогии и петрологии. - Л.:Наука, 1972, с.132-136.

76. Зулъфугарлы Дж.И., Абдуллаев З.Б., Мадатов М.И. и др. К геохимии марганца в ультрабазитах Малого Кавказа (Азерб.ССР). - ДАН Азерб.ССР, 1969, т. XXX, № 8.

77. Кашкай М.А. Основные и ультраосновные породы Азербайджана. - Баку; АзФАН, 1947, 240 с.

78. К а ш к а й М.А. Никель. - В кн.: Геология Азербайджана. - Баку: изд-во АН Азерб.ССР, 1961.
79. К а ш к а й М.А., А л а х в е р д и е в Ш.И. Аджарисская брахиантиклиналь в структуре Малого Кавказа. - Баку:Элм,1973,95 с.
80. К а ш к а й М.А. О проблеме ультрабазитовой, базитовой и радиолитовой ассоциации. - В кн.: Проблемы петрологии. - М.: Наука, 1976, с.232-240.
81. К е р и м о в Г.И. К классификации основных и ультраосновных пород. - ДАН Азерб.ССР, 1959, т.ХУ, № 10, с.915-920.
82. К е р н Р., В а й с б р о д А. Основы термодинамики для минералогов, петрографов и геологов. - М.: Мир, 1966, 278 с.
83. Классификация и номенклатура плутонических (интрузивных) горных пород. - М.: Недра, 1975, 24 с.
84. Классификация и номенклатура магматических горных пород. - М.: Недра, 1981, 159 с.
85. К н и п п е р А.Л. Внутреннее строение и возраст меланжа Малого Кавказа. - Геотектоника, 1971, № 5, с.11-26.
86. К н и п п е р А.Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. - М.: Наука, 1975, 207 с.
87. К н и п п е р А.Л., К о с т а н я н Ю.Л. Возраст гипербазитов северо-восточного побережья оз.Севан. - Изв. АН СССР, серия геол., 1964, № 10, с.67-69.
88. К о г а р к о Л.Н. Отношение Ni/Co - индикатор мантийного происхождения магм. - Геохимия, 1973, № 10, с.1441-1446.
89. К о л б а н ц е в Р.В. Лизардит в ультраосновных породах Алтае-Саянской складчатой области. - ДАН СССР, 1971, 200, № 5, с.1188-1191.
90. К о п т е в - Д в о р н и к о в В.С., Е ф р е м о в а С.В., А п е л ь ц и н Ф.Г. и др. Современное состояние терминологии и номенклатуры изверженных пород. - В кн.: Магматизм, формации кристаллических горных пород и глубины Земли. - М.: Наука, 1972, ч.П, с.87-100.
91. К о р ж и н с к и й Д.С. Понятие о геохимической подвижности элементов. - Зап.Всес.мин.с-ва,1942, № 3-4.
92. К о р ж и н с к и й Д.С. Проблемы формирования и оруденения гипербазитовых массивов. - Геол.рудн.месторожд., 1966, № 2.
93. К о р ы т к о в а З.Н., К о с у л и н а И.Г., М а к а р о в а Т.А. Экспериментальное воспроизведение процесса серпентинизации оливина. - Изв. АН СССР, серия геол., 1972, № 3, с.70-76.

94. К р о т о в Б.П. Петрографическое исследование южной части Миасской дачи. / Тр. об-ва естествоиспыт. при импер. Казанского Ун-те. - Казань, 1915, т.47, вып. I, 416 с.

95. К у п л е т с к и й Б.М. Количественно-минералогический состав основных пород. / Тр. Петрограф. ин-та, 1936, вып.6, с.53-84.

96. Л е в и н с о н - Л е с с и н г Ф.Ю. Что такое дунит? - ДАН СССР, 1928, № 20-21, с.403-406.

97. Л о д о ч н и к о в В.Н. Еще раз относительно "серпентинитов и серпентинитов". - Проблемы сов. геологии, 1936, № I, с.47-56.

98. Л у т ц Б.Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. - М.: Наука, 1975, 167 с.

99. М а л а х о в И.А. Некоторые вопросы номенклатуры гипербазитов Урала. - Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 10, с.85-86.

100. М а л а х о в И.А. Петрохимия ультрабазитов Урала. / Тр. Ин-та геологии УФАИ СССР. - Свердловск, 1966, вып.79, 234 с.

101. М а л а х о в И.А. Геохимия хрома в ультрабазитах Урала. - В сб.: Вопросы петрохимии. - Л.: Наука, 1969, с.305-306.

102. М а л а х о в И.А. О термодинамических условиях серпентинизации. - В кн.: Проблемы петрологии Урала. / Тр. Ин-та геологии УФАИ СССР. - Свердловск, 1973, вып.100, с.38-52.

103. М а л а х о в И.А. Петрохимия главных формационных типов ультрабазитов. - М.: Наука, 1983, 222 с.

104. М а л а х о в И.А., Т а в р и н И.Ф. К вопросу о происхождении талько-карбонатных пород Урала. - В кн.: Проблемы метасоматизма. - М.: Недра, 1970, с.294-299.

105. М а р а к у ш е в А.А. Влияние температуры на равновесия ортопироксен-клинопироксен и ортопироксен-оливин. - В кн.: Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. - М.: Наука, 1968, с.31-52.

106. М а р а к у ш е в А.А. Серпентинизация. - В кн.: Проблемы петрологии Урала. / Тр. Ин-та геологии и геохимии УФАИ СССР. - Свердловск, 1973, вып. 100, с.19-37.

107. М е р е н к о в Б.Я. Реликто-псевдоморфозные структуры ультраосновных пород и продуктов их изменения. / Тр. ИГЕМ АН СССР, 1957, вып.17, с.57-84.

108. М е р е н к о в Б.Я. Метаморфизм ультраосновных пород и закономерности образования в них месторождений нерудных ископаемых. - В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. - М.: Госгеолтехиздат, 1960, с.552-554.

109. М а л ю т и н Р.С. Хроми-tonосность ультраосновных массивов офиолитовой формации Азербайджана. - Изв. АН СССР, серия геол., 1937, № 3, с.85-88.

110. М е л ь н и ц к и й В.В. О боролпроявлении в Тагяло-Кушвинском районе Урала. - ДАН СССР, 1957, т.112, № 4.

111. М о р к о в к и н а В.Ф. Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. - М.: Наука, 1967, 280 с.

112. М о р к о в к и н а В.Ф. Петрология ультрабазитов Севанского хребта. - М.: Наука, 1974, 143 с.

113. М о с к а л е в а С.В., З о т о в а И.Ф. О магнитных свойствах ультраосновных пород. - ДАН СССР, 1965, т.162, № 1, с.70-74.

114. М о с к а л е в а С.В. Гипербазиты и их хроми-tonосность. - М.: Недра, 1974, 279 с.

115. Н а с и б о в Т.Н., А л л а х в е р д и е в Г.И., А б а с о в С.А. и др. Сравнительная геохимическая характеристика неокомских и верхнесенонских известняков среднего течения р.Тертер (центральная часть Малого Кавказа). - Изв. АН Азерб.ССР, серия наук о Земле, 1979, № 5.

116. Н а с и б о в Т.Н., А л л а х в е р д и е в Г.И., А б а с о в С.А. и др. Сравнительная геохимическая характеристика сеноманских и палеогеновых песчано-глинистых отложений офиолитовых проги-бов Малого Кавказа. - Изв. АН Азерб.ССР, серия наук о Земле, 1983, № 2, с.50-57.

117. Н о к к о л ь д с С.Р., А л л е н Р. Геохимические наблюдения. - М.: ИЛ, 1958, 176 с.

118. П а в л о в И.В., Г р и г о р ь е в а - Ч у п р и н и н а И.И. Закономерности формирования хроми-tonых месторождений. - М.: Наука, 1973, 199 с.

119. П а л а н д ж я н С.А. Петрология гипербазитов и габброидов Севанского хребта. - Ереван: изд-во АН Арм.ССР, 1971, 200 с.

120. П а л а н д ж я н С.А. Об этапах формирования альпинотипных гипербазитов. - Изв. АН Арм.ССР, серия наук о Земле, 1971, № 4.

121. П а л а н д ж я н С.А. Петрохимическая связь альпинотипных и океанических перидотитов. - ДАН, 1981, т.258, № 3, с.741-744.

122. П е й в е А.В. Океаническая кора геологического прошлого. - Геотектоника, 1969, № 4, с.5-23.

123. П е р ч у к Л.Л. Принцип влияния температуры и давления на равновесия природных железо-магнезиальных минералов. - Изв. АН СССР, серия геол., 1968, № 12, с.3-30.

124. П е р ч у к Л.Л. Проблемы термодинамических условий минеральных равновесий в глубинных зонах земной коры и верхней мантии. - В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. / Тр. IV Всесоюзного петрографического совещания. - М.: Наука, 1972, ч.1, с.169-176.

125. П и н у с Г.В., Ку з н е ц о в В.А., Воло х о в И.М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. - М.: изд-во АН СССР, 1958, 295 с.

126. П и н у с Г.В., Кол е с н и к Ю.Н. Альпинотипные гипербазиты юга Сибири. - М.: Наука, 1966, 211 с.

127. П и н у с Г.В., В е л и н с к и й В.В., Л е с н о в Ф.П. Альпинотипные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы. - Новосибирск : Наука, 1973 , 319 о.

128. П и н у с Г.В., В е л и н с к и й В.В., Кол е с н и к Ю.Н. и др. Гипербазиты складчатых областей как индикаторы вещества верхней мантии. - В сб.: Магматизм глубинных разломов в главных типах структур земной коры. - Новосибирск : Наука, 1976, с.3-27.

129. П о н о м а р е в А.И. Методы химического анализа силикатных и карбонатных горных пород. - М.: изд-во АН СССР, 1961, 335 с.

130. С а х а м а Т.Г. Рассеянные элементы в породах Южно-Финской Лапландии. - В кн.: Редкие элементы в изверженных породах и минералах. - М.: ИЛ, 1952, с.183-227.

131. С о б о л е в В.С. Введение в минералогию силикатов. - Львов: изд-во Львовского ун-та, 1949, 331 с.

132. С о б л е в Н.Д. О серпентинизации. - В сб.: Вопросы минералогии, геохимии и петрографии. - М.-Л.: изд-во АН СССР, 1946.

133. С о б о л е в Н.Д. Ультрабазиты Большого Кавказа. - М.: Гостгеолгиздат, 1952, 338 с.

134. С о б о л е в Н.Д. К петрохимии ультраосновных пород. - Геохимия, 1959, № 8, с.679-695.

135. С о б о л е в Н.Д., У х а н о в А.Е., С м и р н о в а Т.А. Сравнительное геохимическое изучение ультраосновных массивов в связи с их хромитомосностью. - Сов.геология, 1970, № 1, с.88-101.

136. С о к о л о в С.Д. Олигостромонные толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа. - М.: Наука, 1977, 92 с.

137. С о л о в к и н А.Н. Геолого-петрографический очерк Нагорного Карабаха. / Тр. АЗФАН. - Баку, 1937.

138. С у д и л о в с к и й Г.Н. Некоторые закономерности изменения химизма ультрабазитов при серпентинизации. - В кн.: Магма-

тические формации, метаморфизм, металлогения Урала. - Свердловск, 1969, т.2, с.204-211.

139. Сулейманов С.М., Баба-Заде В.М. Геологические условия формирования и размещения хромитового оруденения в офиолитовой формации Малого Кавказа (в пределах Азерб.ССР). - Баку: Азернешр, 1967, 170 с.

140. Сутурин А.Н. Геохимия гипербазитов Восточного Саяна.- Новосибирск : Наука, 1978, 137 с.

141. Татаринов П.М. Поисковые критерии и признаки для месторождений хризотил-асбеста. / Тр.зап. Ленинград.горного ин-та, 1948, т.22, с.91-99.

142. Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. - М.: ИЛ, 1961, 592 с.

143. Тимофеев А.Н., Тимофеева В.А. О физических свойствах дунита. - В кн.: Минералогический сборник. / Тр. геол.ин-та УФСН СССР.- Свердловск, 1960, вып. 35, № 4, с.271-275.

144. Трегер В.Е. Оптическое определение породообразующих минералов. - М.: Недра, 1968, 185 с.

145. Усенко И.С. Основные и ультраосновные породы западного Приазовья. - Киев: изд-во АН УССР, 1960, 179 с.

146. Ферсман А.Е. Геохимия. - Л.: Госхимтехиздат, 1934, т.1, 324 с.

147. Ферхуген Дж., Тернер Ф., Вейс Л. Земля. Введение в общую геологию.- М.: Мир, 1974, т.1, 392 с.

148. Фомин А.Б. Геохимия ультрабазитов юго-западной части Украинского щита. - Киев: Наукова думка, 1979, 225 с.

149. Фомин А.Б., Козак С.А. Распределение хрома, кобальта и никеля в ультраосновных породах Северного Побужья.- Геохимия, 1971, № 12, с.1434-1441.

150. Фомин А.Б., Слинко Н.И., Никулина Э.А. Ультрабазиты бассейна рек Рось и Тетерев. - Геол.журнал, 1973, № 33, вып. 3, с.57-68.

151. Хитаров Н.И., Леонидов В.Я., Пугин В.А. Процесс серпентинизации и связанные с ним вопросы. - В кн.: Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования.- Л.: Наука, 1967, с.194-209.

152. Цветков А.И., Ершов З.П., Матвеева И.А. Силикаты хрома аналогичные оливину. - Изв. АН СССР, серия геол., 1964, № 2, с.3-14.

153. Чернышов Н.М., Бочаров В.Л., Фролов С.М., Фомин А.Б. и др. Гипербазитовая формация Украинского щита и Горонезского массива. - Изв. АН СССР, серия геол., 1975, № 10.

154. Шейнман Ю.М. Тектоника и магматизм. - М.: Наука, 1976, 391 с.

155. Шихалибейли Э.Ш. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа. - Баку: изд-во АН Азерб.ССР, 1966, т.2, 280 с.

156. Шихалибейли Э.Ш., Азадалиев Дж.А., Аллахвердиев Г.И., Аллахвердиев Ш.И. и др. Об установлении интрузивной природы формирования гипербазитов Малого Кавказа. / Мат-лы Всесоюзного симпозиума: "Эволюция офиолитовых комплексов". - Свердловск, 1981, с.44-46.

157. Шоу Д.М. Геохимия микроэлементов кристаллических пород. - Л.: Недра, 1969, 204 с.

158. Штейнберг Д.С. Новые данные о серпентинизации дунитов и перидотитов Урала. / Мат-лы ГК, XXI сессия. - М.: Наука, 1960, с.252-263.

159. Штейнберг Д.С., Малахов И.А. О поведении железа при серпентинизации. - ДАН СССР, 1964, т.156, № 2, с.355-358.

160. Штейнберг Д.С., Чашухин И.С. О поведении трехвалентного железа при серпентинизации. - Зап. Всес.мин.об-ва, 1970, ч.99, вып.5, с.86-93.

161. Штейнберг Д.С., Чашухин И.С. О серпентинизации ультрабазитов. - Ежегодник-1969 Ин-та геологии и геохимии УФСАН СССР. - Свердловск, 1970, с.30-34.

162. Штейнберг Д.С., Чашухин И.С. Физико-химические условия серпентинизации. - В кн.: I Международный геохимический конгресс. / Тезисы докладов (кн.П). - М.: Наука, 1971, с.542-544.

163. Штейнберг Д.С., Чашухин И.С. Серпентинизация ультрабазитов. - М.: Наука, 1977, 312 с.

164. Щербина В.В. Особенности геохимии скандия и типы его месторождения. - М.: Недра, 1960.

165. Эдельштейн И.И. К геохимии никеля. - Геохимия, 1960, № 7, с.601-609.

166. Эдельштейн И.И. Петрология гипербазитов Тоболо-Иргизского района Южного Урала и особенности связанной с ними коры выветривания. - М.: Наука, 1968, 200 с.

167. Эфендиев Г.Х. Никеленосность ультраосновных пород Азербайджана. - Баку; изд-во АН Азерб.ССР, 1945, 58 с.

168. Эфендиев Г.Х., Абдуллаев З.Б., Бабаева З.Э. Скандий в ультраосновных породах Малого Кавказа (Азерб. ССР). - Геохимия, 1966, № 12, с.1457-1462.

169. Bartholome P. L'interpretation petrogenetique des associations d'olivine et d'orthopyroxene. - Societe Geologique de Belgique Annales. Bulletin N 6-10, 1960, L 83, p.319-344.

170. Bartholome P. Iron-magnesium ratio in associated pyroxene and olivines in petrologic studies: A volume in honor A.F.Buddington. - Geol.Soc.Am., 1962, p.1-20.

171. Bhattacharyi S. S. M. Mechanics of flow differentiation in ultramafic and mafic sills. - Journ.Geol., 1967, N 1, v.75, p.101-112.

172. Boyd F.R. The pyroxene geotherm. - Geochim.et Cosmochim. Acta, 1973, N 12, p.2539-2546.

173. Goldschmidt V.M. The principles of distribution of chemical elements in minerals and rocks. - J.Chem.Soc., 1937, v.655.

174. Goldschmidt V.M. Geochemistry. Oxford, 1954.

175. Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. Rock forming minerals. - London, 1963.

176. Hesse H.H. The problem of serpentinisation and origin of certain chrysolite asbestos, talc and soapstone deposits. - Econ. Geol., 1933, N 7.

177. Kretz R. Distribution of magnesium and iron between orthopyroxene and calcic pyroxene in natural mineral assemblages. - J. Geol., 1963, v.71, N 6, p.773-789.

178. Kushiro J. Проблема H_2O в составе мантии. - Bull. volc. Japan, 1966, 11, N 3.

179. Ramberg H., De Vore G. The distribution of Fe^{+2} and Mg^{+2} in coexisting olivines and pyroxenes. - J.Geol., 1951, N 3, v.59, p.193-210.

180. Rankama K., Sahama T.G. Geochemistry. - Chicago Press, 1950.

181. Ringwood A.E. The principles governing traceele-

ment behaviour during magmatic crystallization.- *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1955, N 5-6, v.7, p.182-202, 242-254.

182. Ringwood A.E. Melting relationships of Ni-Mg olivines and some geochemical implications.- *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1956, N 5-6, v.10, p.297-303.

183. Ross C.S., Foster M.D. Origin of dunites and of olivin rich inclusions in basaltic rocks.- *Amer. Mineral.*, 1954, vol.39, N 9-10.

184. Sanderell E.B., Goldich S.S. The rare metallic constitution of some American igneous rocks.- *J. Geology*, 1943, v.51, N 2-3.

185. Seifert F., Schreyer W. Die Möglichkeit der Entstehung ultrabasischer Magmen bei Gegenwart geringer Alkalimengen.- *Geol.Rundschau*, 1968, Bd 57, p.349-362.

186. Streckeisen A. Classification and nomenclature of igneous rocks.- *Neues Jahrb. Mineral. Abh.*, 1967, Bd 107, p.144-210.

187. Thayer T.R. Serpentinisation considered as a constant-volume metasomatic process.- *Amer. Mineral.*, 1966, v.51, N 5-6, p.685-710.

188. Turekian K.K., Wedepohl K.H. Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust.- *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1961, N 2, v.72, p.175-192.

189. Vogt J.H.L. On the average composition of the earth's crust, with particular reference to the contents of phosphoric and titanitic acid.- *Mat.naturv.*, Oslo, 1931, kl. N 4.

190. Vogt J.H.L. Nickel in Igneous Rocks.- *Econ.Geol.*, 1923, vol.18, N 4, p.18-32.

191. Wager L.R., Mitchell L.L. The distribution of trace elements during strong fractionation of basic magma - a further of the Skaergaard intrusion, East Greenland.- *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1951, N 1, N 3, p.129-208.

192. Wood B.J. An olivine-clinopyroxene geothermometer.- *Contrib. Miner. and Petrol.*, 1976, 56, N 3, p.297-303.

193. Wood B.J., Banno S. Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationship in simple and complex systems.- *Contrib. Mineral. and Petrol.*, 1973, 42, p.109-214.

Приложение № I

Химические анализы гипербазитов Малого Кавказа

№ образцов	4	9	12	16	21	67	81	97
SiO ₂	34,080	34,810	34,160	34,170	33,960	34,380	34,670	36,040
TiO ₂	0,003	0,007	0,002	0,003	0,007	0,003	0,007	0,010
Al ₂ O ₃	0,860	0,060	0,940	0,150	1,020	0,520	0,770	1,670
Cr ₂ O ₃	0,270	0,460	0,240	0,700	0,650	0,320	0,280	0,430
Fe ₂ O ₃	3,630	3,880	3,360	3,850	6,260	5,270	4,750	3,880
FeO	2,690	2,690	2,940	3,320	2,140	3,08	3,700	3,720
MnO	0,050	0,090	0,090	0,120	0,050	0,160	0,100	0,140
MgO	42,500	42,000	42,380	40,750	40,100	40,000	40,750	41,520
CaO	0,750	0,250	0,920	0,500	0,610	0,500	0,440	0,510
NiO	0,360	0,340	0,380	0,390	0,400	0,390	0,380	0,340
CoO	0,022	0,034	0,022	0,015	0,027	0,049	0,023	0,030
Na ₂ O	0,080	0,070	0,040	0,070	0,050	0,080	0,050	0,050
K ₂ O	0,110	0,060	0,040	0,070	0,050	0,050	0,050	0,050
V ₂ O ₅	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
P ₂ O ₅	0,035	0,031	0,034	0,032	0,030	0,035	0,033	0,030
SO ₃	0,144	0,130	0,080	0,031	0,100	0,090	0,092	н/о
F	0,008	0,010	0,008	0,025	0,010	0,037	0,025	0,015
H ₂ O ⁻	1,150	0,760	1,230	1,820	0,360	2,030	0,680	0,160
H ₂ O ⁺	13,020	13,690	13,080	13,060	13,350	12,150	12,600	10,650
Сумма	99,76	99,37	99,95	99,08	99,17	99,14	99,40	99,25
Массив	И п я к					Гейдара		Банк
Название пород	Серпентиниты по дунитам					Сильно серпентинизированные дуниты		

№ образцов	555	92	551	145	146	147
SiO ₂	35,030	36,820	34,910	36,120	36,850	36,580
TiO ₂	0,020	0,022	0,023	0,019	0,021	0,020
Al ₂ O ₃	4,420	1,240	2,550	2,450	1,840	1,600
Cr ₂ O ₃	0,190	0,220	0,200	0,230	0,400	0,290
Fe ₂ O ₃	5,720	4,610	7,190	4,940	4,220	5,500
FeO	3,480	2,450	2,600	2,120	3,160	2,060
MnO	0,150	0,100	0,080	0,140	0,140	0,140
MgO	38,000	40,280	37,250	40,630	41,100	39,470
CaO	1,350	0,960	0,870	0,260	0,550	0,750
NiO	0,250	0,300	0,280	0,270	0,270	0,270
CoO	0,020	0,022	0,027	0,020	0,023	0,021
Na ₂ O	0,110	0,090	0,080	0,090	0,120	0,070
K ₂ O	0,060	0,080	0,040	0,060	0,070	0,050
V ₂ O ₅	0,026	0,024	0,025	0,026	0,023	0,025
P ₂ O ₅	0,030	0,021	0,030	0,023	0,028	0,030
SO ₃	0,025	0,250	0,061	0,050	0,054	0,060
F	0,012	0,037	0,008	0,032	0,010	0,005
H ₂ O ⁻	0,980	1,110	1,140	0,420	0,450	0,280
H ₂ O ⁺	10,750	11,550	12,870	11,870	9,860	12,380
Сумма	100,27	100,16	99,96	99,74	99,15	99,58
Массив	Аг-ятаг	Над-жаф.	Аг-ятаг	Шахдаг		
Название пород	Сильно серпент. пироксеновый дунит		Серпент. по пирокс. дуниту	Сильно серпент. пироксеновый дунит		

№ образ- цов Окислы	150	169	157	158	159	148
	SiO ₂	36,110	37,910	35,740	36,370	36,570
TiO ₂	0,018	0,028	0,027	0,027	0,023	0,028
Al ₂ O ₃	1,970	0,270	1,540	1,030	1,110	1,730
Cr ₂ O ₃	0,350	0,280	0,220	0,290	0,260	0,280
Fe ₂ O ₃	4,120	4,790	3,200	4,160	4,150	4,160
FeO	2,940	4,630	4,450	1,900	2,870	3,310
MnO	0,150	0,160	0,130	0,150	0,170	0,140
MgO	39,390	40,200	37,870	38,610	38,450	42,020
CaO	0,660	1,250	2,450	2,480	2,100	0,550
NiO	0,290	0,300	0,280	0,250	0,290	0,280
CoO	0,017	0,027	0,022	0,020	0,019	0,018
Na ₂ O	0,160	0,160	0,070	0,070	0,070	0,140
K ₂ O	0,070	0,110	0,070	0,080	0,060	0,080
V ₂ O ₅	0,028	0,029	0,027	0,022	0,026	0,030
P ₂ O ₅	0,025	0,026	0,038	0,035	0,033	0,038
SO ₃	0,068	0,060	0,082	0,090	0,096	0,015
F	0,005	0,015	0,015	0,012	0,018	0,010
H ₂ O ⁻	0,260	0,130	1,340	0,450	0,600	0,270
H ₂ O ⁺	12,040	9,330	12,590	13,550	11,100	7,920
Сумма	99,81	99,56	100,09	99,59	99,86	99,28
Массив	Шахдаг		верх. р. Шамхорчай		Шахдаг	
Название пород	Сильно серпент. пироксеновый дунит		Серпент. по пирокс. дуниту		Сильно серпент. пирокс. дунит	Серпент. пирокс. дунит

№№ образ- цов	✓ ✓ ✓ ✓ ✓					
	172	96	144	149	173	160
Оксиды						
SiO ₂	37,110	40,020	40,260	40,280	40,140	38,340
TiO ₂	0,027	0,030	0,027	0,030	0,027	0,023
Al ₂ O ₃	1,770	1,710	1,200	1,030	1,910	2,880
Cr ₂ O ₃	0,250	0,240	0,250	0,190	0,250	0,290
Fe ₂ O ₃	5,580	2,790	3,070	4,950	4,970	3,830
FeO	2,110	5,780	4,020	4,310	4,630	4,410
MnO	0,140	0,100	0,140	0,160	0,150	0,160
MgO	40,250	42,250	43,700	43,250	42,060	41,460
CaO	0,250	2,250	0,300	0,250	0,500	2,980
NiO	0,290	0,280	0,280	0,280	0,250	0,280
CoO	0,019	0,025	0,020	0,018	0,022	0,027
Na ₂ O	0,070	0,040	0,070	0,050	0,050	0,120
K ₂ O	0,080	0,040	0,070	0,040	0,040	0,040
V ₂ O ₅	0,030	0,030	0,030	0,030	0,027	0,025
P ₂ O ₅	0,040	0,038	0,040	0,040	0,040	0,038
SO ₃	0,018	0,020	0,020	0,048	0,025	0,041
F	0,012	0,010	0,035	0,015	0,018	0,010
H ₂ O ⁻	-	0,670	0,670	-	0,460	0,420
H ₂ O ⁺	12,080	3,130	5,900	4,370	3,760	4,650
Сумма	100,08	99,47	100,02	99,43	99,33	99,78
Массив	Шахдаг	Банк	Шахдаг			верх. р. Шамхор- чай
Название пород	Сильно серпент. пирокс. дунит	Слабо серпент. пирокс. дунит	Серпент. пирокс. дунит	Слабо серпент. пироксеновый дунит		

№ пробы Окислы	62	65	70	76	80	120	95	122
SiO ₂	39,100	39,100	38,410	38,900	39,240	38,880	39,400	39,280
TiO ₂	0,032	0,031	0,037	0,033	0,030	0,030	0,032	0,035
Al ₂ O ₃	0,460	2,140	1,300	2,060	1,820	1,410	1,990	2,350
Cr ₂ O ₃	0,260	0,290	0,220	0,030	0,450	0,160	0,340	0,250
Fe ₂ O ₃	3,860	3,610	5,220	4,280	4,720	5,070	4,010	4,960
FeO	2,940	3,590	2,780	2,880	2,280	3,450	1,790	2,900
MnO	0,120	0,090	0,120	0,210	0,140	0,060	0,150	0,140
MgO	37,560	36,860	36,460	34,740	35,740	37,000	35,820	35,830
CaO	0,830	0,560	0,860	0,450	0,310	0,380	1,120	0,210
NiO	0,280	0,300	0,280	0,280	0,340	0,230	0,450	0,390
CoO	0,020	0,020	0,020	0,027	0,021	0,020	0,032	0,021
Na ₂ O	0,050	0,090	0,090	0,100	0,090	0,090	0,080	0,080
K ₂ O	0,080	0,100	0,080	0,080	0,080	0,070	0,080	0,080
V ₂ O ₅	н/о	0,030	0,030	0,030	0,027	0,029	0,034	0,034
P ₂ O ₅	0,030	0,027	0,024	0,028	0,024	0,031	0,030	0,024
SO ₃	н/о	0,312	0,110	0,200	0,192	0,058	0,250	0,100
H ₂ O ⁻	1,010	0,710	0,820	1,990	1,520	0,520	1,740	0,110
H ₂ O ⁺	11,790	10,090	12,220	13,270	12,500	11,480	12,530	13,150
Сумма	99,55	99,58	99,26	99,97	99,38	99,88	99,73	99,83
Массив	Нагда- лы	Левчай			Гейдара		Наджаф- аллар	Аг- ятаг
Название пород	Сильно серпент. гарцбургит		Сер- пент. по гарц- бург.	Сер- пент. по гарц- бург.	Сильно сер- пент. гарц- бург.	Серпентинит по гарцбургит		

№ проб Окислы	128	138	552	557	564	153	154
SiO ₂	39,550	37,510	38,120	38,670	37,810	39,120	37,570
TiO ₂	0,031	0,032	0,032	0,032	0,036	0,032	0,032
Al ₂ O ₃	1,880	1,800	4,810	2,590	4,050	2,060	2,460
Cr ₂ O ₃	0,290	0,330	0,310	0,160	0,210	0,460	0,290
Fe ₂ O ₃	5,470	5,170	4,940	6,150	6,350	3,760	3,820
FeO	2,980	1,890	3,080	2,880	3,450	1,890	3,160
MnO	0,150	0,160	0,150	0,110	0,200	0,100	0,140
MgO	34,470	34,720	33,500	36,000	34,000	35,130	35,950
CaO	1,510	1,780	1,250	0,750	1,150	1,350	0,450
NiO	0,220	0,280	0,140	0,170	0,140	0,340	0,290
CoO	0,020	0,027	0,018	0,020	0,020	0,020	0,022
Na ₂ O	0,090	0,090	0,080	0,050	0,090	0,120	0,130
K ₂ O	0,100	0,100	0,040	0,030	0,050	0,070	0,060
V ₂ O ₅	0,035	0,035	0,036	0,034	0,038	0,033	0,033
P ₂ O ₅	0,025	0,023	0,025	0,028	0,020	0,023	0,032
SO ₃	0,102	0,045	0,058	0,044	0,070	0,075	0,062
F	0,030	0,025	0,018	0,018	0,010	0,015	0,008
H ₂ O ⁻	1,730	0,050	0,830	0,700	0,690	1,630	1,080
H ₂ O ⁺	11,610	15,420	12,860	12,000	11,680	14,040	14,130
Сумма	100,19	99,34	100,17	100,33	99,96	100,08	99,53
Массив	А г я т а г					Шахдаг	верх р. Шамхор- чай
Название пород	Сильно серпент. гарцб.	Серпентинит по гарцбургиту	Сильно серпент. гарцбургит	Серпентинит по гарцбургиту			

№ пробы Оксиды	✓ ✓ ✓					
	I55	554	110	111	123	125
SiO ₂	39,000	38,330	43,440	42,570	41,490	44,900
TiO ₂	0,032	0,030	0,032	0,038	0,033	0,032
Al ₂ O ₃	2,260	5,510	2,720	1,650	3,640	2,320
Cr ₂ O ₃	0,260	0,140	0,260	0,260	0,260	0,270
Fe ₂ O ₃	4,020	5,640	2,930	3,180	4,930	3,040
FeO	3,160	3,170	6,480	5,400	5,860	7,320
MnO	0,130	0,160	0,140	0,110	0,110	0,100
MgO	35,050	36,750	38,250	39,300	34,750	35,750
CaO	0,570	1,000	0,700	1,250	1,000	0,500
NiO	0,280	0,130	0,250	0,250	0,250	0,290
CoO	0,023	0,020	0,019	0,022	0,020	0,022
Na ₂ O	0,070	0,140	0,090	0,080	0,220	0,140
K ₂ O	0,070	0,120	0,060	0,040	0,060	0,050
V ₂ O ₅	0,033	0,029	0,029	0,036	0,029	0,025
P ₂ O ₅	0,035	0,040	0,043	0,040	0,046	0,045
SO ₃	0,075	0,037	0,014	0,012	0,020	0,035
F	0,010	0,012	0,008	0,008	0,025	0,024
H ₂ O ⁻	1,020	0,550	0,430	0,440	1,230	0,070
H ₂ O ⁺	13,300	7,400	3,590	4,180	5,290	5,020
Сумма	99,24	99,69	99,49	99,25	99,29	100,05
Массив	верх р. Шамхор- чай	Агятаг	Сейидляр		Агятаг	
Название пород	Серпент. по гарц- бургит	Серпент. гарц- бургит	Слабо серпент. гарцбургит		Серпент. гарц- бургит	

№ проб	209	210	211	212	213	214	215	553
Окислы								
SiO ₂	41,020	40,510	41,330	41,190	39,370	42,050	43,080	38,370
TiO ₂	0,038	0,032	0,036	0,038	0,036	0,035	0,032	0,030
Al ₂ O ₃	н/о	1,650	0,180	1,560	1,310	1,100	0,550	4,720
Cr ₂ O ₃	0,320	0,370	0,290	0,260	0,170	0,260	0,220	0,490
Fe ₂ O ₃	7,690	5,360	5,930	6,160	6,210	5,870	5,260	5,120
FeO	2,160	3,160	3,200	1,870	2,010	3,450	3,450	2,880
MnO	0,140	0,140	0,130	0,140	0,130	0,120	0,130	0,120
MgO	35,880	35,760	34,500	33,590	33,910	37,260	37,730	34,250
CaO	1,150	1,100	1,450	1,550	1,700	1,410	1,100	0,850
NiO	0,210	0,220	0,190	0,220	0,120	0,250	0,250	0,140
CoO	0,012	0,010	0,007	0,015	0,012	0,018	0,020	0,016
Na ₂ O	0,050	0,050	0,050	0,070	0,090	0,080	0,080	0,090
K ₂ O	0,030	0,030	0,030	0,050	0,030	0,040	0,030	0,040
V ₂ O ₅	0,026	0,029	0,036	0,036	0,036	0,029	0,036	0,034
P ₂ O ₅	0,045	0,062	0,062	0,077	0,068	0,060	0,053	0,035
SO ₃	н/о	0,012	0,016	н/о	0,007	0,008	0,010	0,030
F	0,014	0,016	0,010	0,025	0,018	0,015	0,008	0,018
H ₂ O ⁻	0,180	-	-	0,410	0,980	0,210	0,220	0,890
H ₂ O ⁺	10,720	11,700	12,120	12,500	13,440	7,090	8,110	12,470
Сумма	99,78	100,57	100,05	100,31	99,97	100,06	100,66	100,32
Массив	Ш а х д а г							Агятаг
Название пород	Сильно серпент. гарцбургит			Серпентинит по гарцбургиту		Серпент. гарцбургит		Серпент. по гарцбург.

№№ проб Окислы	99	112	115	116	117	119	134
	SiO ₂	37,000	39,520	39,550	38,550	37,730	39,420
TiO ₂	0,040	0,043	0,043	0,042	0,041	0,043	0,044
Al ₂ O ₃	3,380	1,590	0,920	1,820	1,720	1,520	1,280
Cr ₂ O ₃	0,230	0,280	0,270	0,270	0,290	0,290	0,240
Fe ₂ O ₃	2,980	5,460	4,940	4,340	4,740	3,560	4,630
FeO	2,180	1,800	2,000	3,470	2,080	2,010	2,980
MnO	0,140	0,050	0,080	0,100	0,120	0,130	0,140
MgO	33,240	31,280	34,250	34,000	33,750	34,750	33,000
CaO	3,240	3,860	3,700	2,650	3,770	3,230	4,400
NiO	0,220	0,240	0,280	0,240	0,220	0,260	0,230
CoO	0,013	0,022	0,022	0,021	0,013	0,017	0,018
Na ₂ O	0,050	0,080	0,080	0,080	0,080	0,080	0,100
K ₂ O	0,070	0,060	0,060	0,060	0,060	0,070	0,060
V ₂ O ₅	0,034	0,043	0,033	0,034	0,035	0,033	0,037
P ₂ O ₅	0,030	0,031	0,027	0,029	0,023	0,030	0,023
SO ₃	0,236	0,301	0,150	0,100	0,050	0,100	0,027
F	0,035	0,015	0,035	0,022	0,012	0,023	0,033
H ₂ O ⁻	1,790	1,980	0,600	0,250	0,670	0,250	0,530
H ₂ O ⁺	14,900	13,780	13,220	13,870	14,120	14,030	12,360
Сумма	100,17	100,46	100,04	99,92	99,40	99,79	99,82
Массив	Банк	Сейидляр					Агятаг
Название пород	Серпентиниты по лерцолитам						

№ проб	137	151	165	167	168	152	156	131
Окислы								
SiO ₂	39,860	39,660	40,050	40,560	38,690	39,350	40,290	39,820
TiO ₂	0,044	0,035	0,044	0,044	0,042	0,043	0,044	0,043
Al ₂ O ₃	1,250	2,400	0,720	1,310	2,200	4,080	2,230	1,440
Cr ₂ O ₃	0,280	0,230	0,220	0,220	0,220	0,280	0,240	0,280
Fe ₂ O ₃	4,770	5,110	4,740	3,820	6,050	5,380	2,660	6,020
FeO	2,770	2,730	2,240	3,160	2,510	3,590	4,020	3,470
MnO	0,140	0,080	0,090	0,100	0,080	0,090	0,130	0,160
MgO	32,850	30,720	33,500	31,730	33,830	30,300	33,370	31,000
CaO	3,420	3,520	4,500	6,450	3,680	3,500	2,720	5,400
NiO	0,260	0,250	0,220	0,220	0,220	0,210	0,270	0,220
CoO	0,025	0,022	0,013	0,013	0,018	0,012	0,020	0,013
Na ₂ O	0,190	0,120	0,110	0,080	0,070	0,090	0,050	0,140
K ₂ O	0,120	0,070	0,100	0,070	0,070	0,110	0,070	0,060
V ₂ O ₅	0,041	0,033	0,039	0,041	0,036	0,039	0,039	0,036
P ₂ O ₅	0,020	0,028	0,025	0,030	0,030	0,030	0,040	0,037
SO ₃	0,050	0,062	0,079	0,080	0,058	0,062	0,086	н/о
F	0,020	0,015	0,018	0,010	0,010	0,007	0,020	0,035
H ₂ O ⁻	1,080	0,260	0,610	0,620	0,280	0,390	1,060	0,420
H ₂ O ⁺	13,240	14,260	12,500	11,000	11,450	12,270	12,170	11,060
Сумма	100,34	99,54	99,80	99,63	99,53	99,90	99,39	99,65
Массив	Агятаг		Шагдаг			верх. р. Шамхорчай		Агятаг
Название пород	Серпентинит по лерцолитам		Сильно серпент. лерцолит		Серпентинит по лерцолитам		Сильно серпент. лерцолит	

№ проб Окислы	II3	II4	II8	I26	I33	I39
SiO ₂	44,690	44,690	43,100	44,170	43,160	43,850
TiO ₂	0,045	0,049	0,035	0,052	0,044	0,050
Al ₂ O ₃	1,150	1,440	2,680	2,010	3,230	1,260
Cr ₂ O ₃	0,200	0,250	0,220	0,280	0,240	0,260
Fe ₂ O ₃	2,770	2,440	3,020	4,840	3,870	3,600
FeO	5,550	5,400	4,820	6,170	3,900	6,940
MnO	0,120	0,110	0,100	0,120	0,080	0,180
MgO	36,250	35,500	37,750	30,060	37,720	35,000
CaO	4,400	5,750	3,000	4,150	3,630	4,340
NiO	0,250	0,230	0,250	0,250	0,290	0,280
CoO	0,020	0,018	0,022	0,019	0,022	0,023
Na ₂ O	0,120	0,190	0,120	0,590	0,160	0,120
K ₂ O	0,050	0,050	0,050	0,070	0,070	0,040
V ₂ O ₅	0,032	0,040	0,033	0,036	0,041	0,032
P ₂ O ₅	0,048	0,045	0,050	0,046	0,050	0,040
SO ₃	0,010	0,017	0,024	0,041	0,034	0,021
F	0,005	0,005	0,018	0,030	0,033	0,020
H ₂ O ⁻	0,270	0,350	0,700	0,250	0,820	1,090
H ₂ O ⁺	3,610	2,660	3,300	6,450	2,850	2,540
Сумма	99,58	99,28	99,31	99,70	100,13	99,56
Массив	Сейидляр			Агятаг		
Название пород	Слабо серпент. лерцолиты			Серпент. лерцолит	Слабо серпент. лерцолиты	

№ проба	170	163	129	162
Оксиды				
SiO ₂	42,480	43,360	42,040	42,870
TiO ₂	0,040	0,050	0,045	0,048
Al ₂ O ₃	0,660	1,790	1,580	2,220
Cr ₂ O ₃	0,280	0,260	0,250	0,270
Fe ₂ O ₃	4,570	3,050	2,460	3,510
FeO	3,430	6,160	4,020	5,010
MnO	0,060	0,160	0,140	0,140
MgO	36,750	31,500	36,500	34,500
CaO	4,600	6,400	6,000	6,540
NiO	0,260	0,220	0,220	0,240
CoO	0,025	0,013	0,013	0,021
Na ₂ O	0,120	0,100	0,090	0,660
K ₂ O	0,050	0,040	0,040	0,060
V ₂ O ₅	0,035	0,045	0,050	0,035
P ₂ O ₅	0,040	0,041	0,021	0,021
SO ₃	0,036	0,027	0,027	0,030
F	0,010	0,021	0,016	0,028
H ₂ O ⁻	1,060	0,230	0,340	-
H ₂ O ⁺	5,310	5,890	5,730	3,790
Сумма	99,95	99,36	100,07	99,85
Массив	Шахтаг	верх. р. Шамхорчай	Агятаг	верх. р. Шамхорчай
Название пород	Серпент. лерцолит			Слабо серпент. лерцолит

№ проб	558	559	560	561	570	572	124
Окислы							
SiO ₂	42,130	42,680	43,240	42,010	43,780	43,340	44,250
TiO ₂	0,097	0,084	0,097	0,087	0,088	0,079	0,097
Al ₂ O ₃	1,990	2,020	2,010	1,900	3,610	4,680	2,860
Cr ₂ O ₃	0,230	0,290	0,250	0,260	0,220	0,250	0,350
Fe ₂ O ₃	4,350	4,710	4,180	5,040	5,790	4,960	3,020
FeO	2,800	3,190	3,050	3,240	3,600	3,380	5,360
MnO	0,110	0,170	0,140	0,140	0,190	0,240	0,110
MgO	33,000	31,750	31,750	34,250	26,500	26,150	28,230
CaO	7,900	7,720	8,620	7,300	11,850	11,250	11,280
NiO	0,120	0,100	0,080	0,120	0,100	0,100	0,100
CoO	0,010	0,012	0,010	0,017	0,010	0,013	0,012
Na ₂ O	0,050	0,140	0,100	0,140	0,150	0,500	0,270
K ₂ O	0,080	0,080	0,060	0,080	0,120	0,190	0,060
V ₂ O ₅	0,086	0,065	0,088	0,077	0,089	0,078	0,083
P ₂ O ₅	0,031	0,033	0,031	0,035	0,030	0,035	0,048
SO ₃	0,030	н/о	0,020	н/о	н/о	н/о	0,027
F	0,012	0,005	0,010	0,008	0,004	0,006	0,023
H ₂ O ⁻	0,640	0,590	0,430	0,120	0,730	-	0,350
H ₂ O ⁺	7,190	6,840	6,240	6,060	3,420	5,860	3,850
Сумма	100,71	100,34	100,35	100,80	100,04	100,80	100,47
Массив	А г я т а г						
Название пород	Серпент. верлит				Слабо серпент. верлит	Серпент. верлит	Слабо серпент. верлит

№ пробы	556	567	569	571	576	579	574	565
Окислы								
SiO ₂	42,310	44,050	44,750	42,070	44,950	43,140	44,920	41,270
TiO ₂	0,092	0,081	0,075	0,072	0,083	0,097	0,082	0,092
Al ₂ O ₃	0,970	2,880	4,780	3,820	0,250	3,730	3,100	0,270
Cr ₂ O ₃	0,230	0,300	0,230	0,300	0,230	0,330	0,310	0,210
Fe ₂ O ₃	4,330	4,130	6,670	7,470	6,560	8,310	4,300	5,490
FeO	3,380	2,740	3,160	3,310	4,030	4,100	4,470	3,760
MnO	0,140	0,170	0,190	0,180	0,220	0,220	0,180	0,200
MgO	34,250	29,750	25,750	26,250	29,500	24,000	26,750	32,250
CaO	7,900	11,500	11,100	11,000	10,370	11,400	11,150	7,600
NiO	0,120	0,080	0,080	0,100	0,070	0,100	0,080	0,080
CoO	0,012	0,012	0,010	0,012	0,011	0,012	0,010	0,010
Na ₂ O	0,160	0,260	0,480	0,290	0,390	0,120	0,240	0,160
K ₂ O	0,060	0,070	0,070	0,050	0,220	0,100	0,060	0,060
V ₂ O ₅	0,086	0,075	0,080	0,084	0,075	0,088	0,085	0,066
P ₂ O ₅	0,038	0,036	0,032	0,034	0,035	0,037	0,025	0,036
SO ₃	0,014	0,034	н/о	н/о	н/о	н/о	0,020	0,030
F	0,010	0,010	0,008	0,019	0,030	0,003	0,008	0,010
H ₂ O ⁻	0,820	0,550	-	-	0,690	0,440	0,180	0,090
H ₂ O ⁺	4,730	3,870	3,250	4,520	3,140	4,750	4,250	8,130
Сумма	99,500	100,22	100,64	99,24	100,78	100,55	100,15	100,15
Массив	А г я т а г							
Название пород	Серпент. верлит	Слабо серпент. верлит	Серпент. верлит	Слабо серпент. верлит	Серпент. верлит			

№ проо Окислы	I32	577	I27	I43	575	578
SiO ₂	48,090	47,310	48,600	50,810	47,060	46,670
TiO ₂	0,098	0,086	0,085	0,073	0,093	0,080
Al ₂ O ₃	0,130	3,490	0,490	0,720	2,480	3,220
Cr ₂ O ₃	0,320	0,290	0,320	0,340	0,240	0,280
Fe ₂ O ₃	3,080	4,440	2,240	2,530	6,920	6,340
FeO	5,200	3,520	4,940	5,700	3,240	3,880
MnO	0,120	0,190	0,110	0,180	0,190	0,170
MgO	25,700	23,750	26,750	25,540	21,500	20,500
CaO	11,250	13,900	12,100	11,900	15,670	15,400
NiO	0,140	0,060	0,130	0,100	0,070	0,080
CoO	0,017	0,010	0,018	0,015	0,010	0,012
Na ₂ O	0,430	0,310	0,120	0,200	0,230	0,340
K ₂ O	0,080	0,060	0,050	0,060	0,060	0,060
V ₂ O ₅	0,073	0,076	0,062	0,057	0,090	0,080
P ₂ O ₅	0,075	0,035	0,015	0,018	0,020	0,023
SO ₃	0,025	н/о	0,032	0,038	0,019	0,017
F	0,028	0,010	0,018	0,027	0,008	0,008
H ₂ O ⁻	0,130	0,060	0,390	0,410	0,750	0,980
H ₂ O ⁺	4,580	2,050	2,640	1,990	1,380	2,190
Сумма	99,60	99,57	99,05	100,36	99,99	100,19
Массив	А г я т а г					
Название пород	Оливиновые пироксениты					

№ проб Оксиды	3	25	27	34	100	101	102
SiO ₂	51,260	48,170	52,410	52,560	50,540	49,000	50,620
TiO ₂	0,066	0,120	0,038	0,036	0,055	0,229	0,077
Al ₂ O ₃	4,160	8,110	3,150	5,580	2,980	5,640	1,720
Cr ₂ O ₃	0,290	0,440	0,240	0,210	0,200	0,510	0,310
Fe ₂ O ₃	2,770	4,170	3,920	2,520	5,660	4,020	4,360
FeO	5,580	4,500	6,080	5,880	6,140	4,780	4,400
MnO	0,150	0,130	0,140	0,160	0,140	0,120	0,160
MgO	28,650	16,750	29,110	28,560	28,100	15,870	27,000
CaO	2,860	14,400	1,360	1,210	2,780	17,380	6,250
NiO	0,080	0,060	0,140	0,130	0,110	0,050	0,110
CoO	0,028	0,013	0,023	0,015	0,013	0,014	0,023
Na ₂ O	0,070	0,140	0,100	0,100	0,090	0,050	0,070
K ₂ O	0,060	0,040	0,080	0,070	0,060	0,060	0,050
V ₂ O ₅	0,043	0,096	0,061	0,061	0,057	0,073	0,053
P ₂ O ₅	0,020	0,023	0,025	0,021	0,021	0,020	0,026
SO ₃	0,015	0,027	0,010	0,020	0,010	0,009	0,010
F	0,010	0,022	0,018	0,040	0,038	0,030	0,005
H ₂ O ⁻	-	-	-	-	-	-	0,510
H ₂ O ⁺	3,300	2,810	2,720	2,560	1,960	1,410	4,120
Сумма	99,37	100,37	99,54	99,65	99,11	99,15	99,80
Массив	И п я к			Шахдаг			
Название пород	Слабо сер-пент. энстат.	Слабо сер-пент. диопсидит	Слабо серпент. энстатит	Энстатит	Диопсидит	Сер-пент. энстатит	

№ пробы Окислы	103	104	50	51	86	98
SiO ₂	51,000	50,860	46,150	48,790	49,500	48,320
TiO ₂	0,196	0,190	0,060	0,200	0,200	0,170
Al ₂ O ₃	3,290	4,120	6,950	5,050	3,960	3,520
Cr ₂ O ₃	0,320	0,240	0,520	0,470	0,410	0,530
Fe ₂ O ₃	2,750	1,760	4,350	2,250	5,770	5,740
FeO	5,630	6,440	6,450	5,390	5,430	5,260
MnO	0,160	0,160	0,170	0,150	0,170	0,140
MgO	22,000	23,000	21,770	22,000	22,270	20,220
CaO	10,580	11,450	9,590	11,100	10,480	11,860
NiO	0,070	0,080	0,100	0,080	0,080	0,080
CoO	0,013	0,013	0,015	0,014	0,013	0,018
Na ₂ O	0,090	0,140	0,120	0,050	0,150	0,590
K ₂ O	0,040	0,060	0,070	0,070	0,040	0,080
V ₂ O ₅	0,057	0,094	0,078	0,076	0,067	0,064
P ₂ O ₅	0,024	0,021	0,025	0,027	0,024	0,023
SO ₃	0,012	0,010	0,014	0,020	0,027	0,024
F	0,010	0,005	0,012	0,018	0,030	0,027
H ₂ O ⁻	0,700	-	0,320	0,190	-	-
H ₂ O ⁺	3,140	0,690	3,590	3,570	1,060	2,840
Сумма	99,99	99,23	99,57	99,41	99,63	99,41
Массив	Шахтаг		Нагдалы		Гейдара	Ванк
Название пород	Слабо серпент. вебстерит	Вебстерит	Серпент. вебстерит		Вебстерит	Слабо серпент. вебстерит

Приложение № 2

Химические анализы породообразующих минералов
гипербазиты Малого Кавказа

Состав оливинов

Компо- ненты	Номера образцов							
	I44	I49	I60	I61	I10	III	IIС	II4
SiO ₂	41,00	40,90	40,50	41,20	41,55	40,00	40,85	41,40
TiO ₂	0,005	0,011	0,005	0,005	0,004	0,010	-	0,007
Al ₂ O ₃	0,30	0,30	0,27	0,13	0,33	0,10	0,15	0,44
Cr ₂ O ₃	0,04	0,10	0,06	0,07	0,10	0,06	0,07	0,06
Fe ₂ O ₃	0,30	-	1,21	0,30	0,50	1,42	0,26	1,05
FeO	8,70	10,50	6,20	6,85	6,87	6,22	8,00	7,10
MnO	0,08	0,11	0,11	0,12	0,07	0,09	0,06	0,06
MgO	46,80	46,95	49,10	49,00	48,20	49,00	48,80	48,10
CaO	0,10	-	0,40	сл.	0,38	сл.	0,10	сл.
NiO	0,38	0,34	0,39	0,34	0,28	0,28	0,37	0,33
CoO	0,027	0,02	0,033	0,033	0,023	0,025	0,030	0,022
Na ₂ O	0,05	0,05	0,07	0,10	0,08	0,09	0,03	0,03
K ₂ O	0,05	0,05	0,08	0,10	0,08	0,08	0,03	0,03
H ₂ O ⁻	н/обн.	-	-	-	0,30	0,20	-	-
H ₂ O ⁺	2,10	1,14	1,10	1,70	1,20	0,90	1,25	1,35
Сумма	99,93	100,47	99,53	99,95	99,47	99,48	100,00	99,98
	Количество ионов в пересчете на 4(O)							
Si ⁴⁺	1,028	1,013	0,999	1,016	1,020	0,998	1,008	1,018
Al ³⁺	0,004	0,004	0,004	0,002	0,005	0,002	0,002	0,006
Fe ³⁺	0,022	-	0,011	0,003	0,005	0,013	0,002	0,010
Fe ²⁺	0,182	0,217	0,128	0,203	0,141	0,130	0,165	0,146
Mn ²⁺	0,002	0,002	0,002	0,003	0,001	0,002	0,001	0,001
Mg ²⁺	1,672	1,731	1,804	1,688	1,761	1,820	1,792	1,761
Ca ²⁺	0,003	-	0,011	-	0,010	-	0,003	-
Ni ²⁺	0,008	0,007	0,008	0,007	0,005	0,006	0,005	0,007
Cr ³⁺	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
F	9,7	10,8	6,7	10,6	7,4	6,7	8,2	7,9
C	0,18	-	0,60	-	0,56	-	0,17	-

Компо- ненты	Номера образцов							
	I18	I62	I63	I70	I29	574	576	579
SiO ₂	41,00	40,00	42,00	40,80	41,00	40,35	40,70	40,00
TiO ₂	0,005	-	-	-	-	0,090	0,070	0,036
Al ₂ O ₃	0,68	0,58	0,79	0,66	0,22	0,10	0,25	0,73
Cr ₂ O ₃	0,07	0,06	0,12	0,13	0,15	0,18	0,14	0,23
Fe ₂ O ₃	0,45	0,76	0,51	0,20	0,18	0,35	-	-
FeO	7,00	8,20	8,10	8,05	10,75	9,15	8,00	8,10
MnO	0,05	0,02	0,07	0,03	0,06	0,09	0,14	0,13
MgO	49,60	48,00	45,70	47,00	44,56	47,10	47,75	48,00
CaO	0,06	0,11	0,41	0,06	0,27	1,00	1,33	0,70
NiO	0,36	0,34	0,40	0,35	0,39	0,16	0,16	0,21
CoO	0,030	0,020	0,020	0,035	0,027	0,017	0,018	0,020
Na ₂ O	0,04	0,03	0,04	0,05	0,07	0,16	0,10	0,12
K ₂ O	0,04	0,03	0,04	0,05	0,07	0,06	0,06	0,10
H ₂ O ⁻	-	-	-	-	-	-	-	-
H ₂ O ⁺	1,10	1,44	1,80	2,10	2,00	1,40	1,35	1,80
Сумма	100,49	100,50	100,00	99,52	99,75	100,21	100,07	100,18
Количество ионов в пересчете на 4(O)								
Si ⁴⁺	1,022	1,009	1,039	1,029	1,034	1,006	1,008	0,995
Al ³⁺	0,010	0,008	0,012	0,010	0,003	0,001	0,004	0,011
Fe ³⁺	0,004	0,007	0,005	0,011	0,002	0,003	-	-
Fe ²⁺	0,142	0,168	0,167	0,212	0,226	0,190	0,166	0,168
Mn ²⁺	0,001	0,004	0,002	0,001	0,001	0,002	0,003	0,003
Mg ²⁺	1,761	1,758	1,683	1,653	1,673	1,748	1,761	1,778
Ca ²⁺	0,022	0,011	0,011	0,002	0,007	0,029	0,035	0,019
Ni ²⁺	0,007	0,007	0,008	0,007	0,008	0,003	0,003	0,004
Cr ³⁺	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,002	0,013	0,002
F	7,4	8,8	9,2	11,3	12,1	9,8	8,8	8,7
C	0,11	0,06	0,65	0,12	0,40	1,63	1,94	1,06

Приложение № 3

Состав ромбических пироксенов

№ образцов Оксиды	I44	I49	I73	II0	III	II3	II4	II8	I62	I63	I70	I29
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	54,10	54,80	53,95	54,70	53,80	53,50	52,88	53,16	53,70	53,50	53,20	53,00
TiO ₂	0,06	0,06	0,06	0,06	0,08	0,10	0,07	0,06	0,08	0,08	0,08	0,08
Al ₂ O ₃	2,16	2,00	1,78	1,85	1,70	2,70	3,80	3,36	3,60	3,30	2,20	3,01
Cr ₂ O ₃	0,18	0,50	0,47	0,24	0,32	0,11	0,18	0,13	0,07	0,16	0,32	0,32
Fe ₂ O	2,00	0,75	1,10	1,03	0,90	1,25	1,18	0,95	0,87	0,90	2,10	1,30
FeO	3,70	5,00	6,00	6,35	5,00	5,35	5,06	6,70	5,94	6,17	4,05	5,70
MnO	0,34	0,44	0,39	0,22	0,82	0,11	0,15	0,15	0,12	0,13	0,07	0,16
MgO	33,50	33,00	32,70	33,75	34,62	34,19	32,80	32,47	33,00	32,40	32,77	32,00
CaO	0,75	0,50	0,35	0,90	0,75	0,20	0,70	1,00	0,90	0,65	0,95	0,40
NiO	0,24	0,21	0,18	0,19	0,24	0,21	0,19	0,22	0,16	0,16	0,19	0,19
CoO	0,012	0,007	0,024	0,014	0,020	0,018	0,018	0,020	0,013	0,012	0,022	0,015
Na ₂ O	0,05	0,04	0,07	0,10	0,08	0,05	0,05	0,05	0,04	0,07	0,08	0,05
K ₂ O	0,04	0,04	0,07	0,05	0,06	0,05	0,05	0,05	0,04	0,05	0,05	0,05
V ₂ O ₅	0,14	0,14	0,12	0,09	0,12	0,03	0,09	0,03	0,03	0,02	0,04	0,04
H ₂ O ⁻	н/опр.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
H ₂ O ⁺	2,70	2,40	2,00	1,00	1,20	1,80	2,00	1,40	1,18	2,35	3,40	3,00
Сумма	99,97	99,89	99,26	100,55	99,21	99,65	99,19	99,81	99,72	99,45	99,52	99,31
Количество ионов при пересчете на 6(0)												
Si ⁴	1,867	1,896	1,843	1,919	1,910	1,87	1,87	1,89	1,89	1,83	1,83	1,91
Al ³⁺	0,046	0,042	0,038	0,038	0,036	0,06	0,08	0,07	0,07	0,07	0,05	0,06
Fe ³⁺	0,027	0,010	0,015	0,014	0,012	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,03	0,02
Fe ²⁺	0,111	0,119	0,181	0,196	0,148	0,16	0,15	0,20	0,17	0,19	0,12	0,17
Mg ²⁺	1,841	1,862	1,923	1,763	1,830	1,86	1,72	1,72	1,73	1,85	1,94	1,73
Ca ²⁺	0,067	0,019	0,014	0,034	0,030	0,008	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04	0,02
Ni ²⁺	0,007	0,006	0,005	0,005	0,007	0,006	0,005	0,006	0,004	0,004	0,006	0,005
Cr ³⁺	0,003	0,007	0,007	0,003	0,002	0,002	0,003	0,002	0,001	0,002	0,005	0,005
Mn ²⁺	0,010	0,013	0,012	0,007	0,009	0,003	0,004	0,004	0,004	0,004	0,002	0,005

Приложение № 4

Состав моноклинных пироксенов

№ проб	I60	I61	I13	I14	I18	I62	I63	I70
Окислы								
ScO ₂	50,20	49,35	50,50	50,06	50,80	48,90	49,76	49,00
TiO ₂	0,06	0,08	0,12	0,12	0,10	0,103	0,11	0,09
Al ₂ O ₃	1,95	2,03	2,35	4,08	3,48	4,00	3,70	4,20
Cr ₂ O ₃	0,37	0,34	0,17	0,23	0,34	0,23	0,30	0,43
Fe ₂ O ₃	0,70	0,62	1,05	0,35	0,68	0,75	1,50	1,01
FeO	2,50	3,01	1,70	3,50	2,70	3,00	3,45	4,00
MnO	0,46	0,54	0,27	0,25	0,34	0,27	0,29	0,13
MgO	15,3С	16,65	18,10	16,80	18,48	17,00	16,70	17,36
CaO	24,70	23,93	23,20	21,30	20,00	23,20	22,30	21,64
NiO	0,11	0,13	0,13	0,15	0,13	0,09	0,09	0,11
CoO	0,013	0,009	0,009	0,009	0,011	0,007	0,007	0,011
Na ₂ O	0,21	0,15	0,21	0,30	0,24	0,22	0,24	0,18
K ₂ O	0,09	0,07	0,07	0,10	0,09	0,10	0,09	0,09
V ₂ O ₅	0,120	0,120	0,115	0,143	0,158	0,160	0,142	0,109
H ₂ O ⁻	н/опр.	-	-	-	-	-	-	-
H ₂ O ⁺	2,75	2,10	1,84	2,70	2,45	1,05	1,40	
Сумма	99,53	99,13	99,83	100,10	100,00	99,23	99,73	99,76
Количество ионов в пересчете на 6(O)								
Si ⁴⁺	1,85	1,88	1,88	1,88	1,90	1,84	1,83	1,83
Al ³⁺	0,04	0,05	0,05	0,09	0,08	0,09	0,08	0,09
Fe ³⁺	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,03	0,02	0,02
Fe ²⁺	0,08	0,10	0,05	0,11	0,08	0,09	0,11	0,12
Mg ²⁺	1,10	1,06	1,11	1,02	1,03	1,06	1,04	1,13
Ca ²⁺	0,93	0,89	0,85	0,79	0,80	0,85	0,86	0,74
Ni ²⁺	0,003	0,003	0,004	0,005	0,004	0,002	0,002	0,003
Cr ³⁺	0,006	0,005	0,007	0,003	0,005	0,003	0,004	0,006
Mn ²⁺	0,015	0,017	0,008	0,008	0,011	0,008	0,009	0,004

№№ проб	129	574	579	575	577	578	127	410
Окислы								
SiO ₂	51,10	50,10	51,56	52,59	52,15	50,21	51,44	50,16
TiO ₂	0,10	0,14	0,15	0,13	0,13	0,11	0,13	0,10
Al ₂ O ₃	1,50	1,50	1,09	2,00	2,70	2,50	3,00	3,10
Cr ₂ O ₃	0,57	0,46	0,53	0,32	0,37	0,35	0,50	0,42
Fe ₂ O ₃	0,30	1,00	1,35	0,45	0,10	0,80	1,03	0,23
FeO	3,80	3,30	2,00	4,75	4,00	5,01	3,85	4,03
MnO	0,31	0,27	0,36	0,27	0,24	0,21	0,16	0,26
MgO	17,00	17,50	17,15	16,10	17,20	16,86	16,00	17,10
CaO	22,50	23,15	23,35	21,30	21,50	22,00	21,00	22,35
NiO	0,05	0,07	0,06	0,05	0,04	0,03	0,04	0,04
CoO	0,009	0,005	0,005	0,006	0,006	0,007	0,010	0,010
Na ₂ O	0,15	0,15	0,18	0,15	0,10	0,10	0,18	0,20
K ₂ O	0,06	0,09	0,07	0,06	0,05	0,05	0,07	0,06
V ₂ O ₅	0,107	0,121	0,126	0,128	0,109	0,114	0,089	0,082
H ₂ O ⁻	-	-	-	н/опр.	-	-	-	-
H ₂ O ⁺	1,70	1,80	1,60	1,10	1,00	1,50	2,00	2,35
Сумма	99,26	99,65	99,59	99,41	99,70	99,86	99,50	100,68
Количество ионов в пересчете на 6(0)								
Si ⁴⁺	2,00	1,65	1,90	1,94	2,12	1,90	1,95	1,93
Al ³⁺	0,01	0,29	0,02	0,09	0,09	0,10	0,09	0,09
Fe ³⁺	0,004	0,01	0,02	0,004	0,001	0,01	0,01	0,003
Fe ²⁺	0,12	0,09	0,06	0,15	0,13	0,15	0,12	0,04
Mg ²⁺	0,95	0,90	1,07	0,94	0,60	0,99	0,89	0,94
Ca ²⁺	0,85	0,78	0,90	0,73	0,74	0,71	0,76	0,77
Ni ²⁺	0,002	0,002	0,002	0,003	0,001	0,001	0,001	0,001
Co ²⁺	0,008	0,006	0,008	0,005	0,006	0,005	0,007	0,006
Mn ²⁺	0,010	0,007	0,011	0,008	0,008	0,007	0,005	0,008

О Г Л А В Л Е Н И Е

	Стр.
В в е д е н и е	3
Г л а в а I. Геолого-петрографические особенности гипер- базитов	5
I.1. О геологическом положении гипербазитов Малого Кавказа	5
I.2. Петрографическая характеристика пород ...	10
Г л а в а II. Петрология гипербазитов	19
2.1. Петрохимия гипербазитов	19
2.1.1. Химизм главных видов и разновидностей гипербазитов	19
2.1.2. Химизм породобразующих минералов	34
2.1.3. Классификация и номенклатура гиперба- зитов	44
2.2. Некоторые вопросы генезиса гипербазитов ..	54
2.2.1. Сравнительный анализ составов гиперба- зитов различных регионов	54
2.2.2. О температуре образования сосуществую- щих минералов	58
Г л а в а III. Процессы серпентинизации гипербазитов	63
3.1. Физические свойства гипербазитов	63
3.1.1. Плотность пород	63
3.1.2. Пористость пород	67
3.1.3. Магнитная восприимчивость пород	67
3.2. Серпентинизация гипербазитов	71
3.2.1. Источник серпентинизирующих растворов .	71
3.2.2. Объемный эффект и привнос-вынос компо- нентов	76
3.2.3. Критерии степени серпентинизации ...	84
Г л а в а IV. Геохимия редких и малых элементов	88
4.1. Элементы группы железа (скандий, титан, ванадий, хром, никель, кобальт, медь)	88
4.2. Щелочные элементы (натрий, калий, рубидий, литий)	99
4.3. Другие редкие элементы (цинк, свинец, бор, фтор, галлий, фосфор, сера)	105

	Стр.
4.4. Редкие элементы в породообразующих минералах	115
4.5. Геохимические особенности распределения редких и малых элементов	125
4.6. Петролого-геохимические критерии рудоносности гипербазитов	127
З а к л ю ч е н и е	130
Л и т е р а т у р а	132
П р и л о ж е н и я	146

Закир Бунят оглы Абдуллаев,
Светлана Фаррух кызы Гусейнова
ГЕОХИМИЯ ГИПЕРБАЗИТОВ МАЛОГО КАВКАЗА
(АЗЕРБАЙДЖАН)

Закир Бунят оглы Абдуллаев
Светлана Фаррух кызы Гусейнова
КИЧИК ГАФГАЗ /АЗЕРБАЙДЖАН/ ГИПЕРБАЗИТЛЕРИНИН
ГЕОХИМИЯСИ

Редактор издательства О.Исмаилова
Художник С.Шатигов
Художественный редактор В.Устинов
ИБ № 1069

Подписано к печати 09.12.87. ФГ 16743. Формат
60x84 $\frac{1}{16}$. Бумага типографская № 1. Печать
офсетная. Усл.печ.лист. 9,99. Уч.-изд.лист.8,54.
Тираж 600. Заказ 1242. Цена 1 руб.70 коп.

Издательство "Элм".
370143 Баку, пр.Нариманова, 31. Академгородок,
Главное здание.
Типография АИ Азербайджанской ССР.
Баку, проспект Нариманова, 31..

1 руб. 70 коп.

30099.

5661